

XV CONGRESO GEOLÓGICO CHILENO 2018

UNIVERSIDAD DE CONCEPCIÓN · CHILE

ACTAS GEOCIENCIAS HACIA LA COMUNIDAD

CONCEPCIÓN 18 AL 23 NOV

www.congresogeologicochileno.cl

Universidad de Concepción

XV CONGRESO GEOLÓGICO CHILENO

GEOCIENCIAS HACIA LA COMUNIDAD

18 al 23 de Noviembre de 2018, Universidad de Concepción, Concepción, Chile

Organizadores

congreso.geologico.chileno/

https://twitter.com/xvcgch

/congresogeologicochileno

www.congresogeologicochileno.cl

BIENVENIDOS AL XV CONGRESO GEOLÓGICO CHILENO!

Tras quince años, el Congreso Geológico Chileno vuelve a la Universidad de Concepción y la encuentra ad portas de celebrar su primer centenario. Como en las tres ocasiones anteriores (1982, 1994, 2003), el Departamento Ciencias de la Tierra de esta casa de estudios asume el desafío de la organización del evento, compartiendo tal responsabilidad con la Sociedad Geológica y el Colegio de Geólogos de Chile. El Comité Organizador que conforman miembros de estas tres instituciones, imaginó esta quinceava versión como una instancia memorable y trascendente que marcaría un hito en la organización de futuros Congresos de nuestra disciplina. Considerando el grado de desarrollo y madurez de las Geociencias en el país, nos inspiraba la intención de impulsar el Congreso a un nivel cercano al de reuniones de prestigio internacional. Para ello creímos necesario innovar en varios aspectos, desde el uso de tecnologías de la información y redes sociales, hasta la definición del formato de resúmenes, ampliando a su vez la participación de la comunidad geo-científica, académica y de la industria en la definición misma de la estructura científica del Congreso. Quisimos además aumentar decididamente la participación de estudiantes de pre y postgrado, quienes con su energía, entusiasmo y visión crítica deben estar mayoritariamente presentes en un evento que pretende renovar cada tres años el desarrollo de las Geociencias en nuestro país. Hicimos esfuerzos para atraer 12 conferencistas plenarios de primer nivel mundial en sus áreas, que enriquecerán enormemente el alcance y calidad de este evento. Fundamental fue por último definir el lema del Congreso como Geociencias hacia la comunidad y darle un profundo sentido mediante la materialización de instancias concretas de discusión y reflexión sobre aspectos claves de la práctica de nuestra disciplina y su conexión con la sociedad, así como la elaboración de un nutrido programa de actividades de divulgación científica abierto a todo público.

Creemos que la cifra record de resúmenes recibidos (1171) y la masiva inscripción de participantes (1300) reflejan la extraordinaria respuesta de la comunidad geológica a las acciones que hemos implementado durante estos últimos dos años de arduo trabajo. Esto nos alegra, enorgullece y compromete para que la puesta en práctica del Congreso durante los cinco días que ustedes permanecerán en Concepción sea impecable. Con sus casi 100 años de historia, su vocación fundacional pública y pluralista, y su hermoso campus, la Universidad de Concepción se transforma así en un marco ideal para desarrollar el XV Congreso Geológico Chileno. En nombre del Comité Organizador sean entonces muy bienvenidos!

Andrés Tassara
Presidente del Comité Organizador
XV Congreso Geológico Chileno
Universidad de Concepción



WELCOME TO THE XV CHILEAN GEOLOGICAL CONGRESS!

After fifteen years, the Chilean Geological Congress returns to the University of Concepcion, finding it just a few months early of its Centenary. As in three previous occasions (1982, 1994, 2003), the Department of Earth Sciences, accepted the challenge of organizing this event, sharing this responsibility with the Chilean Geological Society and the Chilean School of Geologists. The Organizing Committee, composed of members of these three institutions, imagined this fifteenth version as a memorable and transcendental gathering, that would represent a milestone in the organization of future congresses of our discipline. Considering the development and maturity of geosciences in Chile, we were inspired by the idea of boosting the Congress to a level close to meetings of international prestige. In order to achieve this, we considered it necessary to innovate in several aspects, from the use of information technologies and social media, to the definition of abstract format, promoting and encouraging the participation of the geo-scientific, academic and industrial community in the actual definition of the scientific structure of the Congress. Furthermore, we wanted to increase the attendance of under and graduate students, who with their energy, enthusiasm and critical vision will participate in an event that will renovate, every three years, the development of Geosciences in our country. We were successful in confirming 12 plenary speakers who are internationally renowned professionals in their corresponding areas of expertise. Their participation will undoubtedly contribute to the scope and quality of this event. Finally, the definition of the motto of the Congress "Geosciences toward the community" was essential. Our purpose is to give it a deep meaning by creating real discussion and conversation instances regarding key aspects of the practice of our discipline, and its connection with society, as well as the organization of a varied program of scientific outreach activities, open to the general public.

We believe that the record number of abstracts that were submitted (1171) and the massive registration of participants (1300) reflect the extraordinary response of the geological community to the actions that we have implemented during these last two years of hard work. We are proud of this and our commitment now is that the following five days of your stay in Concepcion be pleasant. With its almost 100 years of existence, its public and pluralist vocation and its beautiful Campus, the University of Concepcion is the perfect venue to carry out the XV Chilean Geological Congress. On behalf of the Organizing Committee we welcome you all!

Andrés Tassara
President of the Organizing Committee
XV Chilean Geological Congress
University of Concepcion



COMITÉ ORGANIZADOR

LOCAL

Andrés Tassara Oddó Presidente
Departamento Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias Químicas, Universidad de Concepción.

Joaquín Cortés Aranda Secretario
Departamento Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias Químicas, Universidad de Concepción.

Verónica Oliveros Clavijo Pro-Secretaria
Departamento Ciencias de la Tierra Facultad de Ciencias Químicas, Universidad de Concepción.

Fernanda Álvarez Amado Tesorera
Departamento Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias Químicas, Universidad de Concepción.

Verónica Pineda Mascayano Tesorera
Departamento Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias Químicas, Universidad de Concepción.

Mónica Sorondo Coordinadora general

EXTENDIDO

José Cabello Lechuga Vice –Presidente
Sociedad Geológica de Chile.

Patricia Narváez Dinamarca Past –President
Colegio de Geólogos de Chile.

Reynaldo Charrier González Editor
Sociedad Geológica de Chile.

Millarca Valenzuela Picón Co-Editora
Sociedad Geológica de Chile.

Juan Carlos Marquardt Lechuga Pro-Tesorero
Colegio de Geólogos de Chile.

COMITÉ CIENTÍFICO

E1 GEOCIENCIAS, SOCIEDAD Y DESARROLLO SUSTENTABLE

E1.1-GEOS Geociencias y Sociedad
José Cabello Lechuga, Sociedad Geológica de Chile
Cindy Mora-Stock, Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Concepción

E1.2-PRIN Peligros y Riesgos Naturales
Gabriel González López, Departamento de Ciencias Geológicas, Universidad Católica del Norte
Ignacia Calisto Burgos, Departamento de Geofísica, Universidad de Concepción

E1.3-RENE Recursos Naturales y Energéticos
Martin Reich, Departamento de Geología, Universidad de Chile
Osvaldo M. Rabbia, Instituto de Geología Económica Aplicada (GEA), Universidad de Concepción

E1.4-GIAM Geología Ingenieril y Ambiental
Sergio Sepúlveda Valenzuela, Universidad de Chile, Universidad de O'Higgins.
Ursula Kelm, Instituto de Geología Económica Aplicada (GEA), Universidad de Concepción.

E2 INVESTIGACIÓN BÁSICA EN GEOCIENCIAS

E2.1-GMPE Geomorfología y Procesos Exógenos
Rodrigo Riquelme Salazar, Departamento de Ciencias Geológicas, Universidad Católica del Norte
María Mardones Flores, P. Universidad Católica de Chile

E2.2-MAGM Magmatismo y Metamorfismo
Mauricio Calderón Nettle, Universidad Andres Bello
Verónica Oliveros Clavijo, Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Concepción

E2.3-VOLC Volcanología
Luis Lara Pulgar, Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN)
José Palma Lizana, Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Concepción

E2.4-ESEG Estructura y Evolución Geodinámica
Marcelo Farías Thiers, Departamento de Geología, Universidad de Chile
Andrés Tassara Oddó, Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Concepción

E2.5-SINT Sismotectónica, Neotectónica y Terremotos Recientes
Daniel Melnick d'Etigny, Instituto de Ciencias de la Tierra, Universidad Austral de Chile
Joaquín Cortés Aranda, Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Concepción

E2.6-ESSP Estratigrafía, Sedimentología y Paleontología
Sven Nielsen, Instituto de Ciencias de la Tierra, Universidad Austral de Chile
Alfonso Encinas Martin, Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Concepción

E2.7-AEGS Áreas Emergentes en Geociencias
Millarca Valenzuela Picón, Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN)
Fernanda Álvarez Amado, Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Concepción

COLABORADORES

Laura Flores P.
(Twitter)
Alejandro Baño y Natalia Cáceres
(Prensa y medios)
César Arroyo
(Concurso Fotográfico)
Cindy Mora-Stock
(Geociencias y Arte)
Juan Carlos Gacitua
(Charlas a colegios)
Esteban Alarcón
(Logística)

AUSPICIADORES

DIAMANTE

ORO

COBRE

PATROCINADORES

SERNAGEOMIN
Ministerio de Minería
Gobierno de Chile

Ministerio de Minería
Gobierno de Chile

Ministerio del Medio Ambiente
Gobierno de Chile

Conaf

Ministerio de Economía, Fomento y Turismo
Gobierno de Chile

milenio
INICIATIVA CIENTÍFICA

ONEMI
Ministerio del Interior y Seguridad Pública
Gobierno de Chile

SERVICIO HIDROGRÁFICO Y OCEANOGRÁFICO
ARMADA DE CHILE

INSTITUTO ANTARTICO CHILENO

COMITÉ OCEANOGRÁFICO NACIONAL - CHILE
CONA

ESTRUCTURA CIENTÍFICA DEL CONGRESO

La estructura del XV CGCh está basada en 2 grandes ejes en torno a los cuales se agrupan un total de 11 Áreas Temáticas (ATs). El eje **E1 Geociencias, Sociedad y Desarrollo Sustentable** agrupa 4 ATs que relacionan las geociencias con la comunidad nacional, en tanto ente social y sujeto del desarrollo socio-económico del país. El Eje **E2 Investigación Básica en Geociencias** congrega otras 7 ATs en las que se describen los últimos avances en investigación científica de base.

Cada Área Temática a su vez está conformada por una serie de sesiones que fueron propuestas directamente por los miembros de la comunidad geo-científica y validadas por el Comité Científico.

Tras el proceso de revisión y evaluación llevado a cabo por los responsables de cada sesión y supervisado por el Comité Editor, se aceptaron un total de 1171 resúmenes. De ellos 488 fueron seleccionados para presentación oral y 683 para PÓSTER.

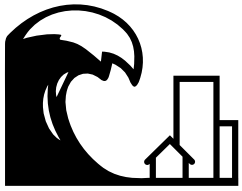
A continuación, se detallan las 64 sesiones que componen el programa científico agrupadas bajo sus respectivas Áreas Temáticas.

E1 GEOCIENCIAS, SOCIEDAD Y DESARROLLO SUSTENTABLE



GEOS Geociencias y Sociedad

SESION	TOTAL RESUMENES	ORALES	POSTER
GEOS-1: Enseñanza de la geología y rol social del geólogo	36	12	24
GEOS-2: IX Simposio de Historia de la Geología	14	8	6
GEOS-3: Geodiversidad, patrimonio geológico y geoconservación	51	18	33
GEOS-4: Equidad de género en las Ciencias de la Tierra: contexto, actualidad y proyecciones	13	8	5
GEOS-5: Geo-ética y responsabilidad profesional en geociencias	14	5	9
TOTAL	**128**	**51**	**77**



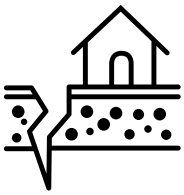
PRIN Peligros y Riesgos Naturales

SESION	TOTAL RESUMENES	ORALES	POSTER
PRIN-SG: Sesión General Peligros y Riesgos Naturales	16	8	8
PRIN-1: V Simposio de movimientos en masa en la región andina	24	10	14
PRIN-2: Evaluación del peligro volcánico: experiencias y desafíos metodológicos	6	2	4
PRIN-3: Estimación del peligro de inundación por tsunami	13	6	7
PRIN-4: La evaluación del riesgo geológico como herramienta para la planificación sustentable y sostenible de las comunidades	38	14	24
PRIN-5: Eventos extremos y riesgos naturales en la costa: hacia medidas adaptivas para el desarrollo sustentable	10	4	6
PRIN-6: Efecto de sitio y microzonificación sísmica	13	6	7
TOTAL	**120**	**50**	**70**



RENE Recursos Naturales y Energéticos

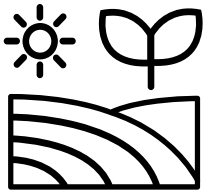
SESION	TOTAL RESUMENES	ORALES	POSTER
RENE-SG: Sesión General Recursos Naturales y Energéticos	20	8	12
RENE-1: Geotermia en los Andes: un desafío para una sociedad sustentable	35	16	19
RENE-2: Sistemas de Pórfidos de Cu (?Mo?Au) e IOCG: de la petrogénesis a la exploración	33	14	19
RENE-3: Procesos generadores y concentradores de elementos críticos en el manto y corteza	10	4	6
RENE-4: Inclusiones fluidas y vítreas en arcos magmáticos y depósitos minerales	13	6	7
RENE-5: Fallas y circulación de geofluidos en la corteza: Sistemas activos y fósiles	25	10	15
RENE-6: Modelamiento e inversión de datos geofísicos aplicados a la exploración de recursos naturales y energéticos	11	4	7
TOTAL	**147**	**62**	**85**



GIAM Geología Ingenieril y Ambiental

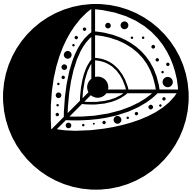
SESION	TOTAL RESUMENES	ORALES	POSTER
GIAM-SG: Sesión General Geología Ingenieril y Ambiental	4	2	2
GIAM-1: Geociencias y Vitivinicultura	10	3	7
GIAM-2: Geoquímica Ambiental: contaminación y polución de ambientes superficiales	34	18	16
GIAM-3: Geología aplicada a la ingeniería, geotecnia y mecánica de rocas	19	6	13
GIAM-4: Valorización y estabilización de relaves	11	6	5
GIAM-5: Hidrología y georecursos en medios fracturados	10	4	6
GIAM-6: Acuíferos: cuencas urbanas y recarga artificial	15	6	9
TOTAL	**103**	**45**	**58**

E2 INVESTIGACIÓN BÁSICA EN GEOCIENCIAS



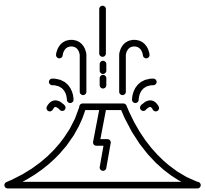
GMPE Geomorfología y Procesos Exógenos

SESION	TOTAL RESUMENES	ORALES	POSTER
GMPE-SG: Sesión General Geomorfología y Procesos Exógenos	20	8	12
GMPE-1: Paleoclima y reconstrucciones paleoambientales	19	8	11
GMPE-2: El destino de los sedimentos: dinámica geomorfológica y evolución de cuencas a múltiples escalas de tiempo	9	4	5
GMPE-3: Procesos exógenos en el ordenamiento territorial	3	2	1
GMPE-4: Ciencias de la Criósfera	36	14	22
GMPE-5: Geología y geofísica marina	18	6	12
TOTAL	**105**	**42**	**63**



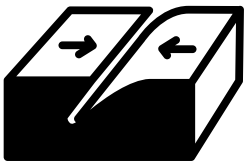
MAGM Magmatismo y Metamorfismo

SESION	TOTAL RESUMENES	ORALES	POSTER
MAGM-SG: Sesión General Magmatismo y Metamorfismo	20	8	12
MAGM-1: Arcos magmáticos fanerozoicos	40	19	21
MAGM-2: Procesos de diferenciación magmática en ambientes de subducción	10	4	6
MAGM-3: Técnicas analíticas en geociencias	24	11	13
MAGM-4: Magmatismo fértil y estéril en los Andes: descubrimientos recientes	3	2	1
MAGM-5: Metamorfismo en la corteza	14	6	8
TOTAL	**111**	**50**	**61**



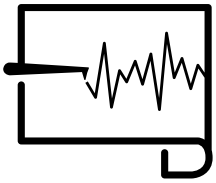
VOLC Volcanología

SESION	TOTAL RESUMENES	ORALES	POSTER
VOLC-SG: Sesión General Volcanología	15	6	9
VOLC-1: Volcanismo de la Zona Volcánica Andina Central (ZVAC)	37	15	22
VOLC-2: Volcanismo y tectónica del Cuaternario en los Andes del Sur	21	10	11
VOLC-3: Volcanismo submarino y geología de islas oceánicas	11	4	7
VOLC-4: Volcanismo monogenético: origen y procesos lacionados	7	2	5
VOLC-5: Caracterización, evaluación y comunicación de peligros y riesgo volcánico	14	6	8
VOLC-6: Observaciones, monitoreo y dinámica de la actividad volcánica	34	16	18
TOTAL	**139**	**59**	**80**



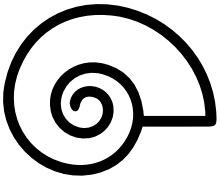
ESEG Estructura y Evolución Geodinámica

SESION	TOTAL RESUMENES	ORALES	POSTER
ESEG-SG: Sesión General Estructura y Evolución Geodinámica	8	2	6
ESEG-1: Tectónica andina	54	23	31
ESEG-2: Tectonoestratigrafía de las cuencas andinas Mesozoicas	15	6	9
ESEG-3: Arquitectura cortical del margen andino combinando datos estructurales y modelos geofísicos	20	10	10
ESEG-4: Evolución tectónica del arco de Scotia en Sudamérica y la Península Antártica	28	12	16
TOTAL	**128**	**53**	**72**



SINT Sismotectónica, Neotectónica y Terremotos Recientes

SESION	TOTAL RESUMENES	ORALES	POSTER
SINT-SG: Sesión General Sismotectónica, Neotectónica y Terremotos Recientes	7	2	5
SINT-1: Procesos de deformación en márgenes activos: terremotos y tectónica	25	10	15
SINT-2: Sismotectónica, el ciclo de terremotos y paleosismología a lo largo del margen chileno	25	10	15
SINT-3: Fuentes sismogénicas corticales en Sudamérica	13	6	7
TOTAL	**70**	**28**	**42**



ESSP Estratigrafía, Sedimentología y Paleontología

SESION	TOTAL RESUMENES	ORALES	POSTER
ESSP-SG1: Sesión General Estratigrafía y Sedimentología	30	14	16
ESSP-SG2: Sesión General Paleontología	14	6	8
ESSP-1: El Cretácico de Chile y Sudamérica	19	8	11
ESSP-2: Las cuencas del Paleozoico Tardío en el margen oeste de Sudamérica	4	2	2
TOTAL	**67**	**30**	**37**



AEGS Áreas Emergentes en Geociencias

SESION	TOTAL RESUMENES	ORALES	POSTER
AEGS-SG: Sesión General Áreas Emergentes en Geociencias	9	2	7
AEGS-1: Ciencias planetarias, meteoritos y procesos de impactoto	24	7	17
AEGS-2: Geoarqueología: Avances y perspectivas para el nuevo milenio	4	1	3
AEGS-3: Procesamiento de la Información geocientífica	10	5	5
AEGS-4: Innovación y Tecnología	9	3	6
TOTAL	**56**	**18**	**38**

RESPONSABLES DE SESIÓN

GEOS

GEOS-1: Enseñanza de la geología y rol social del geólogo
Patricio Ahumada, Franco Vera, María Jesús Bravo, Joseline Tapia.

GEOS-2: IX Simposio de Historia de la Geología
Carolina Silva, Reynaldo Charrier, Francisco Hervé, Víctor Ramos.

GEOS-3: Geodiversidad, patrimonio geológico y geoconservación
Manuel Schilling, Diego Partarrieu, José Benado, Fracesc Ferraro, Joachim Zora.

GEOS-4: Equidad de género en las Ciencias de la Tierra: contexto, actualidad y proyecciones
Tania Villaseñor, Cindy Mora-Stock, Millarca Valenzuela, Joseline Tapia, Verónica Oliveros.

GEOS-5: Geo-ética y responsabilidad profesional en geociencias
Millarca Valenzuela, Luis Lara, José Cabello, Sergio Barrientos, Juan Carlos Marquardt.

PRIN

PRIN-SG: Sesión General Peligros y Riesgos Naturales
Gabriel González, Ignacia Calisto.

PRIN-1: V Simposio de movimientos en masa en la región andina
Sergio Sepúlveda, Stella Moreiras, Reginald Hermanns.

PRIN-2: Evaluación del peligro volcánico: experiencias y desafíos metodológicos.
Felipe Flores, Rodrigo Calderón, Luis Lara.

PRIN-3: Estimación del peligro de inundación por tsunami
Rafael Aránguiz, Patricio Catalán.

PRIN-4: La evaluación del riesgo geológico como herramienta para la planificación sustentable y sostenible de las comunidades.
Adriana E. Niz, Erlinda del V. Ortiz, Marcelo E. Savio, Jorge A. Oviedo, Manuel Abad, Tatiana Izquierdo, Cinthia Lamas.

PRIN-5: Eventos extremos y riesgos naturales en la costa: hacia medidas adaptivas para el desarrollo sustentable
Carolina Martínez, Octavio Rojas, Nelson Rangel.

PRIN-6: Efecto de sitio y microzonificación sísmica
Felipe Leyton, Gonzalo Montalva, Cesar Pasten, Esteban Sáez.

RENE

RENE-SG: Sesión General Recursos Naturales y Energéticos
Martin Reich, Osvaldo Rabbia.

RENE-1: Geotermia en los Andes: un desafío para una sociedad sustentable
Diego Morata, Linda Daniele.

RENE-2: Sistemas de Pórfidos de Cu (?Mo?Au) e IOCG: de la petrogénesis a la exploración
Osvaldo Rabbia, Brian Towley, Martin Reich, Fernando Barra.

RENE-3: Procesos generadores y concentradores de elementos críticos en el manto y corteza
Fernanda Álvarez, Martin Reich.

RENE-4: Inclusiones fluidas y vítreas en arcos magmáticos y depósitos minerales.
Daniel Moncada, Claudia Cannatelli, Jamie Buscher.

RENE-5: Fallas y circulación de geofluídos en la corteza: Sistemas activos y fósiles
Pamela Pérez, Pablo Sánchez, Andrés Veloso, Daniele Tardani, Gerd Sielfeld.

RENE-6: Modelamiento e inversión de datos geofísicos aplicados a la exploración de recursos naturales y energéticos
Cicero Roberto Teixeira Régis, Marcos Welby Correa Silva.

GIAM

GIAM-SG: Sesión General Geología Ingenieril y Ambiental
Sergio Sepúlveda, Úrsula Kelm.

GIAM-1: Geociencias y Vitivinicultura
Pamela Castillo, Brian Townley, Ignacio Serra, Natalia Brossard, Sofía López.

GIAM-2: Geoquímica Ambiental: contaminación y polución de ambientes superficiales
Linda Daniele, Joseline Tapia, Claudia Cannatelli, Javiera Mulet, Jamie Buscher.

GIAM-3: Geología aplicada a la ingeniería, geotecnia y mecánica de rocas
Sofía Rebolledo, Andrés Brzovic, Ricardo Vergara.

GIAM-4: Valorización y estabilización de relaves
Brian Townley, Manuel Caraballo, Úrsula Kelm.

GIAM-5: Hidrología y georecursos en medios fracturados
Sarah Leray, Fernando Poblete.

GIAM-6: Acuíferos: cuencas urbanas y recarga artificial
Claudia Oliva, Ricardo Hirata, Christian Cintolesi, Oscar Escolero.

GMPE

GMPE-SG: Sesión General Geomorfología y Procesos Exógenos
Rodrigo Riquelme, María Mardones.

GMPE-1: Paleoclima y reconstrucciones paleoambientales
Valentina Flores, Cristina Ortega.

GMPE-2: El destino de los sedimentos: dinámica geomorfológica y evolución de cuencas a múltiples escalas de tiempo
Tania Villaseñor, Violeta Tolorza, Joseline Tapia.

GMPE-3: Procesos exógenos en el ordenamiento territorial
Fernando Peña-Cortés, Eduardo Fernández.

GMPE-4: Ciencias de la Criósfera
Juan Pablo Milana, Christopher Ulloa, Ayon García Piña.

GMPE-5: Geología y geofísica marina
Ximena Contardo, Cristian Rodrigo, Iván Vargas, Rodrigo Fernández-Vásquez.

MAGM

MAGM-SG: Sesión General Magmatismo y Metamorfismo
Oscar Figueroa, Mauricio Calderón, Verónica Oliveros.

MAGM-1: Arcos magmáticos fanerozoicos
Christian Creixell, Juan Otamendi, Vanesa Litvak, Paulina Vásquez, Verónica Oliveros.

MAGM-2: Procesos de diferenciación magmática en ambientes de subducción
Cristóbal Ramírez de Arellano, Daniela Bustamante, Francisco Fuentes.

MAGM-3: Técnicas analíticas en geociencias
Marco Suárez, Adán Ramírez, Fernando Barra, Brad Singer.

MAGM-4: Magmatismo fértil y estéril en los Andes: descubrimientos recientes
Katja Deckart, Marcia Muñoz.

MAGM-5: Metamorfismo en la corteza
Mauricio Calderón, Francisco Hervé.

VOLC

VOLC-SG: Sesión General Volcanología
Luis Lara, José L. Palma.

VOLC-1: Volcanismo de la Zona Volcánica Andina Central (ZVAC)
Felipe Aguilera, Philippe Robidoux.

VOLC-2: Volcanismo y tectónica del Cuaternario en los Andes del Sur
José Cembrano, Luis Lara.

VOLC-3: Volcanismo submarino y geología de islas oceánicas
Luis Lara, Javier Reyes, Juan Díaz Naveas, Cristian Rodrigo.

VOLC-4: Volcanismo monogenético: origen y procesos lacionados
Lucy E. McGee, Luis Lara.

VOLC-5: Caracterización, evaluación y comunicación de peligros y riesgo volcánico
Álvaro Amigo, José L. Palma.

VOLC-6: Observaciones, monitoreo y dinámica de la actividad volcánica
Luis E. Franco, Cindy Mora-Stock, José L. Palma.

ESEG

ESEG-SG: Sesión General Estructura y Evolución Geodinámica
Marcelo Farías, Andrés Tassara.

ESEG-1: Tectónica andina
Andrés Folguera, Andrés Tassara, Andrés Echaurren.

ESEG-2: Tectonoestratigrafía de las cuencas andinas Mesozoicas
Pablo Rossel, Esteban Salazar, Maximiliano Naipauer, Verónica Oliveros.

ESEG-3: Arquitectura cortical del margen andino combinando datos estructurales y modelos geofísicos
Andrés Tassara, Laura Giambiagi, Lolita Campos.

ESEG-4: Evolución tectónica del arco de Scotia en Sudamérica y la Península Antártica
Mauricio Calderón, Julie Fosdick, Matias Ghiglione.

SINT

SINT-SG: Sesión General Sismotectónica, Neotectónica y Terremotos Recientes
Daniel Melnick, Joaquín Cortés-Aranda.

SINT-1: Procesos de deformación en márgenes activos: terremotos y tectónica
Sergio Ruiz, Andrei Maksymowicz, Eduardo Contreras, Juan Carlos Báez.

SINT-2: Sismotectónica, el ciclo de terremotos y paleosismología a lo largo del margen chileno
Daniel Melnick, Andrés Tassara, Marco Cisternas, Bruno Mazzorana.

SINT-3: Fuentes sismogénicas corticales en Sudamérica
Joaquín Cortés Aranda, Carlos Costa, Daniel Melnick.

ESSP

ESSP-SG1: Sesión General Estratigrafía y Sedimentología
Alfonso Encinas, Patricio Zambrano.

ESSP-SG2: Sesión General Paleontología
Sven Nielsen, Enrique Bostelmann.

ESSP-1: El Cretácico de Chile y Sudamérica
Christian Salazar, Nathalia Fouquet.

ESSP-2: Las cuencas del Paleozoico Tardío en el margen oeste de Sudamérica
Gabriela A. Cisterna, Andrea F. Sterren, Reynaldo Charrier, Hans Niemeyer.

AEGS

AEGS-SG: Sesión General Áreas Emergentes en Geociencias
Millarca Valenzuela, Fernanda Álvarez.

AEGS-1: Ciencias planetarias, meteoritos y procesos de impactoto
Millarca Valenzuela, Laura Flores, Mario Pino, Daniel Moncada, Sebastián Perroud, Gonzalo Tancredi.

AEGS-2: Geoarqueología: Avances y perspectivas para el nuevo milenio
Pía Sapiains, Andrew Menzies, Valentina Figueroa, Ariadna Cifuentes, Camila Riera.

AEGS-3: Procesamiento de la Información geocientífica
Natalia Astudillo, Alejandro Cáceres, Silvia Arce.

AEGS-4: Innovación y Tecnología
Manuel Reyes, Jaime Villanueva, Jorge Brantt.

RECONOCIMIENTO A PRESENTACIONES ORALES Y POSTERS DESTACADAS

Como una manera de promover y relevar la actividad científica de jóvenes investigadores/as, el Comité Científico del XV Congreso Geológico Chileno seleccionó las mejores presentaciones en modalidad Oral y Póster por cada área temática del Programa Científico, otorgándoles un reconocimiento por su destacada participación. A continuación se listan los y las autores reconocidos

GEOS
Oral, Alejandra Serey, Universidad de Chile
GEOS-4 Realidad chilena de las mujeres científicas en las Ciencias de la Tierra

GEOS
Póster, Karen Kotthoff Cáceres, Universidad de Chile
GEOS-4 Análisis transgeneracional del contexto formativo y académico de mujeres geocientistas

PRIN
Oral, Juan González Carrasco, Universidad Católica del Norte
PRIN-3 Earthquake scenarios for Peru-Chile seismic gap: deterministic and stochastic hybrid approach for tsunami hazard assessment

PRIN
Póster, Yesarela Cornejo, Universidad de Atacama
PRIN-6 Análisis preliminar de riesgo sísmico mediante microvibraciones en la ciudad de Copiapó, Región de Atacama, Chile

RENE
Oral, Samanta Aravena Gonzalez, Universidad de Chile
RENE-4 Caracterización de inclusiones vítreas en condritos carbonáceos del Desierto de Atacama

RENE
Póster, Mauricio Rosales, Universidad de Concepción
RENE-3 Fases vítreas como reservorio de litio en el Salar de Atacama: Petrografía, mineralogía y geoquímica de las unidades volcánicas mio-pliocenas de la Cordillera Occidental

GIAM
Oral, Sofía López, Universidad de Chile
GIAM-1 The role of hydrogeology in the development of viticulture

GIAM
Póster, Daniel Sepúlveda, Universidad de Concepción
GIAM-3 Caracterización geométrica de fallas geológicas según parámetros críticos y estimación de su resistencia al corte en Mina El Teniente, Chile

GMPE
Oral, Claudio Saavedra, Universidad de Chile
GMPE-SG Evidencias de actividad tectónica reciente en la zona costera de Chile central (32°S-33°S) a partir de análisis numérico de terreno

GMPE
Póster, María José Riveros, Universidad de Atacama
GMPE-SG Antecedentes preliminares de la caracterización de Paleosuelos presentes en el Valle de San Félix, Tránsito y Quebrada de Pinte, Región de Atacama, Chile

MAGM
Oral, Cynthia B. Jofre, Instituto de Ecorregiones Andinas, INECOA-UNJu-CONICET
MAGM-SG Volcanismo riolítico peraluminoso en la zona de los Andes Centrales: La Riolita Corral Negro, Puna Norte, Argentina

MAGM
Póster, Carolina Ester Pavez, Universidad Austral de Chile
MAGM-SG Evidencias estructurales de exhumación tectónica profunda en rocas del Complejo Metamórfico de Bahía Mansa (Región de Los Lagos, Chile)

VOLC
Oral, Javier Reyes, Universidad de Chile
VOLC-3 Petrogénesis del volcanismo de escudo en la Dorsal de Juan Fernández: fusión desde una pluma mantélica heterogénea de baja temperatura

VOLC
Póster, Alexandra Fuenzalida-Artigas, Universidad de Chile
VOLC-3 Variabilidad de estilos de deformación y volcanismo reciente en la zona de "outer-rise" entorno a las dorsales de Copiapó y Juan Fernández

RECONOCIMIENTO A PRESENTACIONES ORALES Y POSTERS DESTACADAS

ESEG
Oral, Mauricio Espinoza, Universidad de Concepción
ESEG-1 Revealing the Early Mesozoic tectonic inheritance of the western Central Andes (Domeyko Range, northern Chile): A structural, geochronological and 40Ar-39Ar

ESEG
Póster, Daniela Espinoza, Universidad Católica del Norte
ESEG-1 La inversión de la cuenca mesozoica y la deformación sobreimpuesta del Sistema de Falla de Domeyko en la sierra Candeleros, Precordillera de Antofagasta

SINT
Oral, Matías Carvajal, Universidad de Concepción
SINT-2 Fault segmentation across the metropolitan Chilean megathrust: Large tsunamigenic potential for the next great earthquake

SINT
Póster, Pablo Aravena Moraga, Universidad de Concepción
SINT-1 Inversión del deslizamiento en la falla del terremoto del Maule 2010, mediante observaciones de cGPS de 1 Hz.

ESSP
Oral, Nathalia Fouquet Jó, Universidad Católica del Norte
ESSP-1 Proyecto El Way: bioestratigrafía, ambiente y afinidades palebiogeográficas

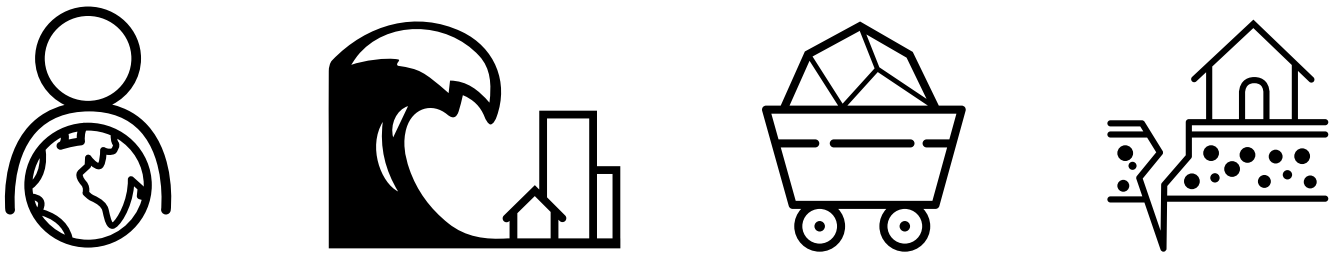
ESSP
Póster, Marcia Riquelme, Universidad Andrés Bello
ESSP-SG1 Estratigrafía de las formaciones Ligorio Márquez y San José en la localidad de Pato Raro, Meseta Cosmelli, región de Aysén

AEGS
Oral, María Francisca Clemo, Universidad de Concepción
AEGS-SG A geochemical perspective for evaluating the land-ocean-atmosphere interaction in semi-arid central Chile

AEGS
Póster, Pia Sapiains, Universidad Católica del Norte
AEGS-2 Estudio geoquímico de las ofrendas minerales prehispánicas del templete de Tulan, Circumpuna de Atacama

RESÚMENES

E1 GEOCIENCIAS, SOCIEDAD Y DESARROLLO SUSTENTABLE



Conferencias Plenarias GEOS

Cerro Pabellón, la primera planta geotérmica en Chile.

G Cappetti[1].
(1) Enel Green Power

La geotermia es una fuente de energía renovable no convencional que transforma el calor de las rocas de las profundidades de la tierra en energía eléctrica. Es energía limpia y sostenible, ya que el fluido geotérmico extraído del reservorio se inyecta nuevamente una vez completado el ciclo de generación en la planta, garantizando la disponibilidad y sostenibilidad del recurso geotérmico a largo plazo. Además, a diferencia de otras fuentes de Energías Renovables no Covencionales (ERNC), tiene la capacidad de producir energía de manera continua las 24 horas.
Enel Green Power y Enap inauguraron el año pasado Cerro Pabellón, la primera y única central geotérmica en Chile y Sudamérica, posicionando a nuestro país como pionero y líder en el desarrollo de este tipo de energía en la región. Emplazada a 4.500 metros sobre el nivel del mar en la comuna de Ollagüe, Región de Antofagasta, la planta tiene una capacidad instalada de 48 MW y es capaz de producir alrededor de 340 GWh al año, lo que equivale a las necesidades de consumo de más de 165.000 hogares chilenos, evitando la emisión a la atmósfera de más de 166.000 toneladas de CO_2 al año.

Conferencias Plenarias GEOS

Manifestaciones regionales del Antropoceno: el caso de Chile

Laura Gallardo[1].
(1) Centro de Ciencia del Clima y la Resiliencia, Chile, Universidad de Chile

Enfrentarse a las manifestaciones regionales adversas del Antropoceno y ponderar sus ventajas requiere una mejor comprensión de los aspectos locales y regionales. Como el mundo en general, en Chile se encuentran múltiples registros geo-históricos de perturbaciones globales del entorno natural que identifican el surgimiento de una nueva era geológica. Además, la urbanización acelerada y los cambios en el uso de la tierra, además de perturbaciones antrópicas distintivas en el clima que resultan en tendencias de secamiento y calentamiento donde ca. del 90% de la población se concentra, así como el sistema de surgencia de Chile-Perú, presentan desafíos para la sostenibilidad del país. Aun así, las oportunidades y caminos posibles también emergen. Aquí destaco las manifestaciones regionales del Antropoceno en Chile y sintetizo información relevante sobre ciencia y toma de decisiones, desarrollada por equipos interdisciplinarios en el Centro de Ciencia del Clima y la Resiliencia.

GEOS-1: Enseñanza de la geología y rol social del geólogo

Actividades del Grupo de Geología Ambiental de la Sociedad Geológica de Chile

Grupo Geología Ambiental (GGA)[1].
(1) Sociedad Geológica de Chile

Introducción

El Grupo Geología Ambiental (GGA) es un equipo de especialistas pertenecientes a la Sociedad Geológica de Chile (SGCh), que tiene por objetivo difundir temáticas de geología y medio ambiente a la población. Para lograr este objetivo, el GGA avanza de acuerdo a distintas estrategias metodológicas.

Metodología

La principal iniciativa de difusión del año 2018 consiste en la creación de un boletín semestral con estilo de periodismo científico que abordará dos ejes temáticos: peligros geológicos y geoquímica ambiental. Para involucrar a la comunidad se hizo un llamado a través de sus redes sociales para escoger el nombre del boletín. El título elegido fue "Geohuellas" y el subtítulo "El medioambiente a través de la geología".

Otra de las aristas de acción fue la generación de un diccionario online que se pondrá a disposición del público. Este diccionario se divide en 4 temáticas: (i) Recursos geológicos y energéticos (5 conceptos), (ii) Medioambiente (24 conceptos), (iii) Peligro y riesgo geológico (27 conceptos) y (iv) Geoquímica ambiental (11 conceptos), totalizando 67 conceptos.

Finalmente, la tercera plataforma utiliza la comunicación directa con la comunidad a través de las redes sociales. La principal red utilizada corresponde a Facebook, en la que el GGA ya cuenta con más de 13.000 seguidores.

Resultados

La primera versión del boletín fue planificada para julio de 2018 y se difundirá a través de las redes sociales del GGA. La versión final del diccionario de geología ambiental será presentada en el XV Congreso Geológico Chileno y estará disponible en formato digital a todo público desde: www.geologia-ambiental.cl/diccionario/. Además, se preparará la distribución de una versión impresa para el público afín, tal como colegios, encargados de emergencia de municipalidades y otros. Las campañas en redes sociales implican la inversión de bajas sumas de dinero y se logra un gran alcance mediático.

Conclusiones

Hasta el momento, no se ha comprobado la efectividad de poner a disposición los materiales mencionados, sin embargo, la comunicación directa con una comunidad que participa a través de las redes sociales ha sido positiva. Se observa que parte de esta comunidad considera al GGA como un referente confiable para acercarse a temas asociados a geología ambiental. Por otro lado, para cumplir el objetivo de llegar a una mayor cantidad de personas, hemos comprobado la efectividad de realizar campañas cortas financiadas en redes sociales.

GEOS-1: Enseñanza de la geología y rol social del geólogo

Neurodiversidad* y su respuesta a los desastres naturales. Reflexiones sobre posibles planes de acción a desarrollar a partir de la geología

Natalia Isabel Astudillo[1], Centro De Padres Colegio Altamira (CPCA)[2].
(1) Geología Básica, Plan Nacional, SERNAGEOMIN
(2) Colegio Altamira

Siendo Chile un país en el que existen diferentes líneas de acción ante riesgo volcánico, peligro sísmico y tsunamis para alertar y educar a la población, hay una pobre investigación respecto a cómo actuar con personas que presentan discapacidades físicas, cognitivas y/o sociales ante estos fenómenos. También la información que se dirige a ellos o a las personas con que interactúan ante estas situaciones es escasa. Por ejemplo, la elaboración y difusión del *Plan Educacional de Seguridad Escolar* (*PISE*), cuya construcción considera los riesgos naturales inherentes a la ubicación de la unidad educativa (*Política de Seguridad escolar y Parvularia*) contempla tópicos especiales referentes a inclusión y discapacidad, pero es responsabilidad de cada establecimiento cómo informan a sus estudiantes acerca de las posibles emergencias y desastres que podrían producirse y las acciones a realizar ante su ocurrencia. Las reacciones de niños y jóvenes neurodiversos frente a estas situaciones podrían ser inesperadas, dado el alto stress que involucran, en función de su déficit en el dominio social. Esto podría conducir a confusión y desorden, y, en el mediano plazo, generar disrupciones en sus rutinas de aprendizaje y rehabilitación. En un contexto educacional inclusivo (Colegio Altamira de Peñalolén) y la elaboración de su nuevo proyecto educativo, existió la oportunidad de participar en esta temática como representante de nuestra comunidad geológica. Se identificaron riesgos geológicos inherentes a la ubicación del establecimiento (precordillera de Santiago) y se consultaron trabajos del área de salud mental asociados a la respuesta de niños con trastorno del espectro autista (TEA) frente a un terremoto, para establecer un diálogo simplificado con su Centro de Padres y los educadores. El objetivo que se quiere alcanzar es educar en este ámbito, en pro de la creación de un *PISE* que involucre todas las particularidades geológicas del área donde está el establecimiento, y asegure una reacción correcta e informada ante conductas susceptibles de producirse en niños neurodiversos en el contexto de un desastre natural. * Término utilizado para definir un desarrollo neurológico atípico, específicamente autismo de alto funcionamiento y síndrome de asperger, como una diferencia humana normal que debería ser respetada y tolerada. No son personas enfermas ni discapacitadas, sólo diferentes (1). (1) Jaarsma, P., Welin, S., 2012. Health Care Anal, 20:20-30.

GEOS-1: Enseñanza de la geología y rol social del geólogo

El rol de las Ciencias para la toma de decisiones político administrativas en la Cuenca del Río Huasco.

Juan Salvador Campos[1], Jose Espinoza[1], Nayadeth Lopez[1], Yeferson Ardiles[1].
(1) Sede Vallenar, Universidad de Atacama, Vallenar, Chile

Eventos repentinos y de gran intensidad han afectado a la Región de Atacama, dentro de ellos se consideran en el último tiempo, lluvias intensas, aluviones y crecidas en los sectores altos de la cuenca del Río Huasco. Proveer de información fidedigna para una correcta decisión ante posibles escenarios, es una herramienta que no solo potencia el buen accionar político administrativo, sino que incluso, puede llegar a salvar vidas.

Debido a la preocupación de los eventos hidrometeorológicos que afectaron a la Región durante el 25 de marzo del 2015, y según el comportamiento que presenta el Río Huasco con un aumento significativo en la temporada estival, existió la necesidad por parte de entidades Gubernamentales de conocer los caudales para el comienzo de la temporada estival del año 2016.

En apoyo de la Dirección General de Aguas en agosto del año 2016, el equipo del Laboratorio Hídrico de la Universidad de Atacama, Sede Vallenar, realizó un pronóstico de caudales para el mes de septiembre del mismo año, utilizando los caudales de la estación "Río Huasco en Algodones", ubicada en las coordenadas E 352.888 y N 6.820.881 datum WGS84 19S, donde se pronosticó el valor de 8 m3/s, difiriendo del caudal promedio de 3,19 m^3/s entre los años 1994 al 2018 (exceptuando los años 1997 y 1998), generando de esta forma un superávit de 5m^3/s superiores a la media, y muy distante del promedio de los años 2012 con 1,56 m^3/s, 2013 con 1,33 m^3/s, 2014 con 1,27 m^3/s y 2015 con 3,42 m^3/s.

Gracias al pronóstico realizado se pudo lograr una alerta temprana para la población posiblemente afectada por las crecidas, especialmente en los sectores Punta Negra, La Arena, La Angostura, Pinte y La Vega, resguardando la integridad de los pobladores que desarrollan sus actividades en lugares aledaños al Río Huasco, se sugirió mejorar o reconstruir pasarelas peatonales y/o vehiculares para un mayor acceso a vías de evacuación en los lugares en que la red vial cruza al Río Huasco. Sumado a esto también las entidades Gubernamentales realizaron labores de mitigación, como canalizado y resguardos en sectores mas críticos. Es por ello necesario un trabajo en conjunto de investigadores en Geociencias y los estamentos Gubernamentales, para que exista una retroalimentación, y de esta forma se puede colaborar ante eventos de emergencia ambiental y/o antrópico, realizando observaciones, análisis de datos, y modelos con información concreta en la toma de decisiones para la Cuenca de Huasco.

GEOS-1: Enseñanza de la geología y rol social del geólogo

Charlas de peligros geológicos para Fundación Integra, Región de Los Ríos, Chile.

Felipe Carrasco Rieloff[1], Carolina Miralles González[1].
(1) Servicio Nacional de Geología y Minería, Dirección Regional de Los Ríos

La Fundación Integra pertenece a la Dirección Sociocultural de la Presidencia de la República de Chile y es uno de los principales prestadores de educación parvularia. Su objetivo principal es lograr el desarrollo integral de niñas y niños entre 3 y 48 meses, que viven en situación de pobreza y vulnerabilidad, mediante un programa educativo de excelencia que incorpora a las familias y a la comunidad. En la Región de Los Ríos cuenta con 43 jardines infantiles. Desde el año 2016, con el financiamiento de la Agencia de los Estados Unidos para el Desarrollo Internacional (USAID), la Fundación Integra de la Región de Los Ríos ha desarrollado el proyecto "Gestión del Riesgo en la Educación Parvularia", con el objetivo de educar a la población desde la infancia, para evitar traumas psicológicos debidos a desastres naturales y fortalecer una cultura preventiva en toda la comunidad educativa. La Fundación ha usado como metodología de enseñanza módulos educativos lúdicos: audios de fenómenos naturales, rompecabezas de placas tectónicas y disfraces corpóreos del suelo, el fuego, el volcán, el viento y la madre Tierra. Para desarrollar adecuadamente los módulos, el personal educativo necesitaba reducir su brecha de conocimientos sobre peligros geológicos, por ello Fundación Integra solicitó apoyo a Sernageomin. En respuesta, Sernageomin durante 2017 dictó charlas sobre los principales peligros geológicos de la región, de 3 horas de duración, en 4 jardines infantiles y para 48 educadoras en total. Para los geólogos que dictaron las charlas, esta actividad significó un desafío profesional y debieron perfeccionarse en aspectos básicos de docencia mediante el estudio de métodos pedagógicos, asesoría externa y adaptación del lenguaje técnico geológico. La aplicación de encuestas de satisfacción permitió evaluar y mejorar progresivamente la actividad. La charla evolucionó a un taller en el cual el conocimiento se construía en conjunto y mediante un método inductivo centrado en las experiencias de las participantes. Para 2018 se espera realizar 10 talleres y para 2021 se espera llegar a capacitar a la totalidad del personal educativo de la Fundación en la Región de Los Ríos. Educadoras con conocimientos geológicos impactan positivamente a la sociedad, pues prepararán a las personas desde temprana edad para que vivan en armonía con su entorno natural, tanto para enfrentar desastres naturales como para valorizar su patrimonio y utilizar sus recursos de manera sustentable.

GEOS-1: Enseñanza de la geología y rol social del geólogo

Incorporación de metodologías audiovisuales para el aprendizaje activo de las propiedades ópticas de los minerales

Jaime Cataldo[1], Heidi Aguad[1], **Ximena Contardo**[1], Joaquin Navarro[1].
(1) Geología, Ingeniería, Universidad Andrés Bello, Viña del Mar, Chile

En el marco del proyecto de innovación docente "Atlas Digital Audiovisual de Mineralogía Óptica" (ADAMO), desarrollado por la carrera de Geología de la Universidad Andrés Bello sede Viña del Mar, se propone implementar y evaluar una metodología de visualización, análisis y aprendizaje de los minerales en secciones transparentes, sin depender exclusivamente de un microscopio para su estudio fuera de horario de prácticas en laboratorio. La visualización se realiza a través de una serie de videos que permiten identificar las propiedades ópticas de los minerales tales como: color, pleocroísmo, relieve, extinción, maclado, signo óptico y elongación. Estas características son a su vez relatadas a través de un audio. Esta metodología complementaria al uso del microscopio, pretende apoyar en la flexibilización horaria y masificación en el acceso al material de estudio de las propiedades ópticas, aplicándose en asignaturas que inician el aprendizaje de minerales transparentes, como en aquellas que requieren un repaso inicial de las propiedades minerales al comienzo del curso o bien en cualquier momento de éste. Se pretende de este modo, desarrollar herramientas audiovisuales, que permitan reforzar la comprensión y entendimiento de los fenómenos ópticos de los minerales al microscopio, mejorar el acceso y disponibilidad para su estudio y aprendizaje, con el objeto de impactar positivamente tanto en las tasas de aprobación, como en las calificaciones, principalmente de alumnos que inician cursos de microscopia. La elaboración del material audiovisual consistió en la selección y descripción de las secciones transparentes con sus minerales constituyentes. Se registraron 10 tipos de propiedades ópticas de una variedad de 40 especies minerales y se grabaron las correspondientes pistas de audio explicativas de estos minerales y sus propiedades. El producto final es un compilado de 41 videos audiovisuales (33 de ellos con descripciones de minerales y 7 con descripciones de las propiedades ópticas). Tales videos son posteriormente incorporados a una plataforma de aula virtual donde pueden ser utilizados en distintas actividades de aplicación docente, incluidas evaluaciones online. La metodología se encuentra en pleno desarrollo y evaluación para poder recoger resultados y mejoras en su aplicación.

GEOS-1: Enseñanza de la geología y rol social del geólogo

Experiencias Comunitarias de Aprendizaje y Servicio en el Geoparque Valle de Petorca, Chile: espacios de trabajo colaborativo al servicio de la comunidad

Denisse De La Fuente [1], **Luisa Pinto [2]**, Marilyn Gallardo [3], Vladimir Vicencio [1,4], Rodrigo Pérez[5], Daniela Parra[2].
(1) ONG Covalente, Santiago, Chile
(2) Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(3) Departamento de Geología, Universidad Andrés Bello, Santiago, Chile
(4) Junta de Vecinos Pob. Audino Ortiz, Hierro Viejo, Chile
(5) Agrupación Geociencias para Políticas Públicas, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile

En la localidad de Hierro Viejo, Valle de Petorca (V Región), está naciendo un geoparque gracias a la labor de lugareñas/os, estudiantes, académicas/os y profesionales de diversas escuelas y disciplinas (geología, arqueología, ingeniería, ecoturismo, permacultura, gastronomía). Una de las líneas de trabajo son los Programas de Prácticas Profesionales, albergando durante un mes a las/os participantes. El objetivo es explorar la dimensión cultural y natural del territorio, difundir las Ciencias de la Tierra y ofrecer un servicio a su comunidad. El perfil de las/os postulantes se caracteriza por el interés social y ambiental, gusto por enseñar contenidos científicos, interés en integrar equipos multidisciplinarios, y la curiosidad de conocer sobre geopatrimonio y geoparques. La metodología se basa en crear un espacio de trabajo-convivencia colaborativo y horizontal, donde estudiantes y tutoras/es deciden la mejor forma de llevar a cabo los objetivos propuestos. En el ámbito educativo, las/os practicantes han organizado innovadores talleres de geología y arqueología, y caminatas eco-educativas por cerros cercanos, donde lugareños y estudiantes comparten saberes locales y científicos, fuera de la estructura vertical de una sala de clases. Dichas experiencias de aprendizaje han aportado contenidos, habilidades y valiosas instancias de autoconocimiento, y han permitido conocer de primera fuente graves problemáticas que aquejan a la comunidad petorquina en temas de justicia ambiental. Se ha observado un grado profundo de involucramiento comunitario por parte de las/os practicantes, lo que se refleja directamente en su compromiso y responsabilidad con la calidad de su trabajo. En medio de numerosos conflictos socioambientales, las/os autoras/es se preguntan ¿están las universidades de Chile formando profesionales con las herramientas y ética necesaria para atender y evitar estos conflictos? ¿Qué ocurriría si los programas académicos incluyeran instancias de contacto directo con territorios de sacrificio ambiental? ¿Cómo impactaría el camino profesional del estudiantado? Este artículo muestra los resultados obtenidos en un experimento educativo, y da cuenta de un proceso de transformación de un territorio hacia una alternativa de desarrollo bajo la figura de un geoparque. Además, evidencia la creciente necesidad de esta generación de jóvenes de contribuir al bienestar social desde el conocimiento científico, y de abrir nuevos espacios para su desempeño profesional.

GEOS-1: Enseñanza de la geología y rol social del geólogo

Primera Olimpiada Chilena de Geología

P Delbury[1], P Azua[2], A Chavez[3], J Riquelme[3], **M Bravo[4]**.
(1) Departamento de Educación, Facultad de Ciencias Sociales, Universidad del Bio-Bio
(2) , , Terra Ignota
(3) Grupo Educación, , Sociedad Geológica de Chile
(4) Carrera de Geología, Ingeniería, Universidad Andrés Bello

La primera Olimpiada Chilena de Geología se llevó a cabo el 16 de Junio de 2018. Esta actividad fue convocada por la Sociedad Geológica de Chile y estaba dirigida a estudiantes entre séptimo básico y cuarto año de enseñanza media. Como objetivos, se buscó estimular el interés por las Ciencias Geológicas entre los jóvenes escolares, colaborar en la divulgación del conocimiento de la Geología, contribuir a la promoción de la Geología como alternativa de estudios superiores y promover el estudio de la Geología de Chile. La prueba de las Olimpiadas consistió en una evaluación teórica única de 45 preguntas con alternativas, referentes a las siguientes temáticas: el Planeta Tierra, procesos geológicos endógenos, procesos geológicos exógenos, los Geositios de Chile, y Geología y Medioambiente. Participaron un total de 8 colegios repartidos en todo el territorio nacional. Alumnos y alumnas de la región del Bío Bío y de la región de Aysén, destacaron por sus excelentes resultados. El primer lugar fue logrado con 44/45 respuestas correctas, el segundo 40/45, y tres alumnos empataron con 39/45 respuestas correctas. El análisis de las respuestas de los alumnos refleja un buen conocimiento teórico, pero arroja debilidades en reconocer los marcadores tectónicos, como una falla inversa en una fotografía, y en el conocimiento de los Geositios de Chile. Los siguientes pasos de esta competencia consideran consolidar la preparación de los alumnos y las alumnas para la segunda edición de las Olimpiadas Chilenas de Geología y enmarcarlas en el contexto de las Olimpiadas Internacionales de Geociencias (IESO), en las cuales se proyecta participar en el 2019 con un equipo conformado por los primeros cuatro ganadores

GEOS-1: Enseñanza de la geología y rol social del geólogo

Metodologías de aprendizaje activo en la carrera de Geología: Un caso exitoso de Gamificación.

Yoal Díaz[1], Maria Jesus Bravo[2].
(1) Ciencias de la Tierra, Ciencias Químicas, Universidad de Concepción
(2) Universidad Andrés Bello, Chile

La enseñanza de la Geología en Educación Superior no ha estado alejada del uso de metodologías tradicionales, es por esto que el uso de juegos como herramientas de aprendizaje parece ser un enfoque prometedor debido a su habilidad para enseñar y reforzar no sólo conocimientos, sino también habilidades como la resolución de problemas, la colaboración o la comunicación (Contreras y Eguia, 2016). En este contexto, la gamificación aparece como una metodología atractiva, pues corresponde a la aplicación de principios y elementos propios del juego en un ambiente de aprendizaje con el propósito de influir en el comportamiento, incrementar la motivación y favorecer la participación de los estudiantes. Se ha incorporado el uso de la gamificación en las asignaturas de 1° año correspondiente a Introducción a las Ciencias Geológicas y Geología General de la carrera de Geología de la Universidad Andrés Bello- Concepción, a través de la utilización de la plataforma Bancademia, el uso de TIC´s como Kahoot, actividades grupales en clase, entre otros, los que permiten asignar puntajes por distintas actividades realizadas por los estudiantes. Para cada evaluación formal, se efectúa un ranking de los puntajes y se asignan premios a los 5 primeros lugares. Los resultados obtenidos muestran para indicadores cuantitativos una tasa de aprobación superior al 70% y para el promedio final del curso, se logró superar la barrera del 4,0 en ambos casos. Los indicadores cualitativos indican mayor motivación y participación mediante los incentivos de la plataforma Bancademia, con una mayor asistencia a clases y contribución en las actividades de aula; mientras que las actividades grupales favorecen el trabajo colaborativo, que constituye un modelo de aprendizaje interactivo, que invita a los estudiantes a construir juntos (Maldonado, 2007). En conclusión, la aplicación de la Gamificación presenta variadas ventajas, como son la obtención de resultados de aprendizajes favorables en el corto plazo, aumento en las tasas de aprobación del curso, mejora en los indicadores de evaluación de contenidos, sumado a un clima activo de participación mutua, tanto del profesor como del estudiante, siendo éstos protagonistas de su aprendizaje. **REFERENCIAS Contreras, R. y Eguia, J. (Eds). 2016**. *Gamificación en aulas universitarias*. Bellaterra: Institut de la Comunicació, Universitat Autònoma de Barcelona. **Maldonado Pérez, M. (2007).** *El trabajo colaborativo en el aula universitaria*. Laurus, 13(23).

GEOS-1: Enseñanza de la geología y rol social del geólogo

Magma Nüyün: divulgando geociencias en Redes Sociales a través de historias

Cristian Farías[1], Felipe Orellana[2], Pablo Moreno[2], Fernando Anazco[2], Belen Arenas[2], Fernanda Aranguiz[3,4], Bastian Gonzalez[2], Victor Henriquez[2], Gustavo Illanes[2], Constanza Inostroza[2], Luis Jaure[2], Gonzalo Labrin[2], Marley Osse[2], Francisco Prado[2], Soledad Riquelme[2], Chabely Soto[2], Victoria Van Treek[2], Carolina Zapata[2].
(1) Departamento de Ciencias Matemáticas y Físicas, Facultad de Ingeniería, Universidad Católica de Temuco
(2) Departamento de Geología y Obras Civiles, Facultad de Ingeniería, Universidad Católica de Temuco, Temuco, Chile
(3) Departamento de Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias Químicas, Universidad de Concepción, Concepción, Chile
(4)

Chile es un país que posee una alta ocurrencia de terremotos de considerable magnitud (M>7) y una también alta cantidad de volcanes en erupción (10 de ellos entre 2007 y 2018). Y si bien la investigación respecto a estos temas en el país es de excelente calidad, las instancias de comunicación hacia el público son pocas. Para poder avanzar en la concientización de un público amplio respecto a los peligros y riesgos de estos fenómenos naturales, así como para entender mejor la dinámica de ellos, la comunicación científica es crucial. En la Universidad Católica de Temuco hemos formado el grupo Magma Nüyün en Julio de 2017, donde trabajamos en divulgación científica sobre temas relacionados con nuestros terremotos y la actividad de los volcanes, principalmente chilenos.
Para poder llegar a un público amplio, usamos las redes sociales más populares (Facebook, Twitter, Instagram), en las que contamos historias simples y en un lenguaje no-técnico, a través de publicaciones escritas, infografías, y videos propios. El impacto de nuestros esfuerzos ha sido variable, aunque en general las historias simples, acompañadas con un importante material visual, han sido las más efectivas. Uno de nuestros integrantes (C. Farías) también publica columnas semanalmente en el Diario La Tercera, donde utiliza el recurso literario de contar historias tipo cuento para transmitir conceptos técnicos de forma sencilla. La vitrina del diario nos ha permitido verificar que existe un nicho importante de personas que están interesadas en consumir estos contenidos, pero que la forma es fundamental. En ese sentido, nuestra experiencia nos lleva a concluir que utilizar historias para hablar de conceptos complejos es una alternativa muy efectiva de comunicación.

GEOS-1: Enseñanza de la geología y rol social del geólogo

Presentación de Sistema SIGAS para evaluación de amenaza sísmica

Carlos Alberto Gálvez[1], Natalia Sepúlveda[1], Iris Lazo[2].
(1) Unidad de Peligros Geológicos y Ordenamiento Territorial, Servicio Nacional de Geología y Minería
(2) Unidad de Sistemas de Información Geológica, Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago, Chile

Chile se ubica sobre la placa Sudamericana, en la que convergen y generan zonas de subducción las placas de Nazca y Antártica. Debido a la alta velocidad de convergencia entre las placas Nazca y Sudamérica, la sismicidad en esa zona es más intensa (CSN, 2014). Se ha estimado que la ocurrencia de terremotos >8 Ms Richter ha llegado a tasas de 1 cada 10 años en los últimos 500 años (Madariaga, 1998), con 2 sismos ≥8,8 Ms sólo en los últimos 60 años; los de Valdivia (1960) y Maule (2010). Actualmente, la cantidad de ciudades que cuentan con mapas de respuesta sísmica publicados por el Estado no supera la decena. Además, no existe un repositorio de datos sísmicos con un visor online que ayude a subsanar este déficit de información. La norma actual de diseño sísmico NCh433 OF96, rige sólo para construcciones de 3 o más pisos. Ésta clasifica los suelos utilizando datos de velocidad de onda de corte Vs30 (Decreto 61/2011 del MINVU) y se esperan modificaciones a ésta, como la inclusión de período fundamental. La Universidad Católica de Chile, en conjunto con Sernageomin, realizó el proyecto Fondef+Andes en el cual se desarrolló una plataforma online de amenaza sísmica para mostrar la información levantada durante el proyecto, que permita la visualización de información de respuesta sísmica y la transferencia científica directa hacia la comunidad. El Sistema de Información Geográfica para Amenaza Sísmica (SIGAS), estará disponible públicamente en la web de SERNAGEOMIN. Esta herramienta fue diseñada en Web AppBuilder de ArcGis Online y está preparada para mostrar los resultados de los datos geofísicos procesados y geolocalizados, y en general, todo registro pertinente a la temática de peligro sísmico. Por el momento, incluye datos de Vs30 y periodo fundamental, con posibilidad de incorporar nuevas variables en el futuro como gravimetría, PGA y otros. Es labor del SERNAGEOMIN dar a conocer y realzar la importancia para el país de contar con esta información y que esta se utilice para el Ordenamiento Territorial. Se requiere una legislación que regule efectivamente la construcción en áreas de peligro, y que los instrumentos de planificación territorial sean vinculantes con los mapas de respuesta sísmica. Los autores agradecen el patrocinio de la Subdirección Nacional de Geología del Sernageomin. **Referencias** Centro Sismológico Nacional. 2014. Sismicidad y terremotos en Chile Madariaga, R. 1998. Sismicidad de Chile, Física de la Tierra (Madrid), 10, 221-258

GEOS-1: Enseñanza de la geología y rol social del geólogo

Los Andes en acción: Buscando generar aprendizajes significativos en niños, niñas y jóvenes a través de métodos de educación no formales.

Francisco Manuel García[1], Melany Muñoz[2].
(1) Ciencias de la tierra, Ciencias quimicas, Universidad de Concepción
(2) Ciencias geologicas, Ingenieria y cienciass geologicas, Universidad Católica del Norte, Antofagasta, Chile

El uso de métodos de educación no formales para niños, niñas y jóvenes, permite acercar conceptos complejos de las geociencias, de forma simple y comprensible en un ambiente distendido y libre, donde se sientan interesados en participar, en el cual aprenden a través de la aplicación y experimentación generando aprendizajes significativos.

Un aprendizaje significativo, es aquel en el cual el individuo adquiere nuevos conocimientos que reajustan los conocimientos previos, de esta forma los nuevos conocimientos se vuelven una parte de la niña, niño o joven y este lo interioriza inmediatamente. Los sistemas de educación no formal, en este sentido, presentan una oportunidad única para generar aprendizajes significativos ya que los grupos de trabajo son mucho mas naturales para los jóvenes y permiten un aprendizaje libre de calificaciones lo que permite que se pueda aprender libremente tanto de los errores como de las victorias.

Los conceptos que este trabajo busca enseñar al publico, buscan generar la comprensión y naturalización de los procesos geológicos que nos afectan como sociedad chilena (erupciones, terremotos, inundaciones, procesos de mineralización…), y la comprensión de que estos son parte inevitable de nuestra vida y que la mejor forma de cuidarnos de ellos es a través del aprendizaje. Estos temas son incluidos como parte de la estructura de actividades lúdicas (Juegos), lo cual permite que los niños, niñas y jóvenes sean los protagonistas de su propio aprendizaje, en un ambiente en el cual el aprendizaje resulta inherente.

La estructura de las actividades consta de tres partes principales, primeramente una motivación, instancia en la cual se presenta la actividad a los niños indicando cual es la dinámica del juego y recalcando porque es importante aprender sobre el tema especifico que aborde la actividad. La segunda parte de la actividad, corresponde al desarrollo de la misma en la cual los niños, niñas y jóvenes deben ser los protagonistas, idealmente sin participación adulta y finalmente se realiza una evaluación, donde los jóvenes deben ser capaces de identificar cuales son los nuevos conocimientos adquiridos.

Este trabajo busca mostrar ejemplo de actividades (descritas a groso modo anteriormente) realizada con niños, niñas y jóvenes de distintas edades, haciendo un énfasis en utilizar una estructura en la cual aprender sea un juego por lo mismo una actividad atractiva y fácil de reproducir.

GEOS-1: Enseñanza de la geología y rol social del geólogo

Experiencias de difusión a través de charlas de remoción en masa en la región de los lagos

Natalia Paulina Garrido[1], Francisca Rubio[1], Violchen Sepulveda[1].
(1) Geología Aplicada, Oficina Técnica Puerto Varas, Sernageomin, Puerto Varas, Chile

La Oficina Técnica de Puerto Varas (OTPV) de Sernageomin, dentro de sus funciones ha dado requerimientos a la solicitud de información, difusión del conocimiento y divulgación de las áreas de trabajo, realizando charlas en distintas instancias. En esta línea y asumiendo el compromiso con la difusión del conocimiento científico, los años 2017 y 2018 se ha suscrito a Convenios de Desempeño Colectivo con el objetivo de hacer difusión, utilizando el espacio auditorio del Centro de Arte Molino Machmar (CAMM), disponible para Sernageomin por convenio de colaboración. De esta manera la difusión no es sólo respuesta de requerimientos, sino que pasa a formar parte de la agenda de trabajo de la OTPV. El interés de la sociedad en los peligros geológicos es creciente y se ha potenciado por la ocurrencia de eventos de remoción en masa catastróficos como los aluviones de Atacama 2015, San José de Maipo 2017 y Villa Santa Lucía 2017, terremotos de Maule 2010, Iquique 2014, Illapel 2015 y Quellón 2016, y remociones en masa locales, asociadas a sistemas frontales con precipitaciones intensas y prolongadas, características de la zona sur del país. Esto genera directamente un aumento en la demanda de información desde distintos organismos y organizaciones. Exclusivamente en el tema de remociones en masa en la Región de Los Lagos, entre 2016 y mayo de 2018 he ejecutado 14 charlas, el público al que se ha orientado abarca cursos de enseñanza básica, voluntarios de bomberos, servicios públicos, operadores de emergencia de ONEMI, operadores turísticos, guías y scouts, Cámara Chilena de la Construcción, comunidades expuestas y otros. El objetivo de presentar este trabajo en la sesión de enseñanza de la geología y rol social del geólogo es mostrar el trabajo que realiza la OTPV en difusión de peligros geológicos en la Región de Los Lagos y compartir las experiencias adquiridas en estas actividades de difusión, como la importancia del uso de diapositivas llamativas y autoexplicativas, complementar la información con material audiovisual, tomarse el trabajo de simplificar el lenguaje acorde al público, la importancia de la interacción con el público y la empatía con la audiencia, entre otros aprendizajes. Esta contribución cuenta con el auspicio de la Subdirección Nacional de Geología de SERNAGEOMIN.

GEOS-1: Enseñanza de la geología y rol social del geólogo

Geoparque Minero Litoral del Biobío Contribuyendo al Curriculum Educacional por medio del Parque Alessandri.

Camila González Briones[1], Francesc Ferraro Castillo[1], Rogelio Alegría[2].
(1) Ingeniería civil, Ingeniería, Universidad Católica de La Santísima Concepción
(2) Educación, Geoparque Minero Litoral del Biobío, Concepción, Chile

Resumen: Un geoparque se caracteriza por ser un territorio de importancia geológica regional, nacional o internacional de gran interes turístico, histórico, cultural y patrimonial. El Geoparque Minero Litoral del Biobío se encuentra ubicado en la región del Biobío, Chile, uno de sus objetivos es valorar el patrimonio geológico, histórico y cultural del territorio. Está conformado por diversas comunas una de ellas es Coronel, en donde se localiza el Parque Alessandri uno de los centros de interpretación del Geoparque, en él se realizó un aporte al curriculum educacional, a través de la creación de espacios para el área de geología y ciencias de la tierra por medio de talleres y georutas educativas que destacan las caracteísticas geológicas de la zona.

Palabras claves: Geoparque, Parque, Georuta, Talleres, Educación.

1. Introducción.

Un Geoparque se define por ser un área con límites bien delimitados, se caracteriza por tener una superficie suficientemente grande para servir de desarrollo económico y cultural de un territorio. Este territorio posee zonas con características geológicas específicas y particulares denominadas geositios, los que tienen importancia regional, nacional o internacional, complementándose con otros lugares de interés turístico de características paisajísticas, históricas, culturales o patrimoniales (UNESCO, 2001). Los geoparques relatan parte de la historia geológica de la tierra y engloba un concepto integral de protección, educación y desarrollo sostenible (UNESCO, 2001). El Geoparque Minero Litoral del Biobío está ubicado en la región del Biobío, Chile, abarca las comunas de Tomé, Penco, Talcahuano, Hualpén, San Pedro de la Paz, Coronel, Lota, Arauco, Curanilahue, Lebu, Los Álamos y Cañete (Geoparque Minero Litoral del Biobío, 2017). El trabajo colaborativo entre la comunidad, organismos públicos y privados tiene por objetivo lograr poner en valor el patrimonio geológico, histórico y cultural del territorio (Geoparque Minero Litoral del Biobío, 2017). Los objetivos específicos para el desarrollo de este proyecto, entre otros, son: -Valorar y conservar el patrimonio geológico del territorio. -Difundir y educar acerca de las ciencias de la tierra y la geología. El Geoparque está compuesto por diversos geositios que consisten en espacios de interés geológico local, regional, nacional o internacional, los que representan testigos tangibles de la historia y los procesos que ha vivido la tierra a lo largo de sus 4600 millones de años (UNESCO, 2017). Estos espacios y la comunidad funcionan bajo una estrategia de desarrollo sostenible para el territorio con tal de fomentar la geoconservación del patrimonio, mediante actividades de difusión, educación y turismo, contribuyendo al valor cultural, comunidad indígena y otras entidades (UNESCO, 2017). Este trabajo se centró en la educación desarrollando y operando actividades educativas para difundir la consciencia sobre nuestro patrimonio geológico, a través, de programas educativos para escuelas (UNESCO, 2017). El lugar de trabajo es el Parque Alessandri, se encuentra ubicado en la comuna de Coronel, km 18 camino Concepción – Coronel, sector Escuadrón. Fue creado por Empresas CMPC en el año 1993, con el objetivo orientado a la cultura y educación en el área forestal y medioambiental. El Parque Alessandri corresponde a un centro de interpretación del Geoparque y el aporte realizado ha sido en beneficio de enriquecer el curriculum educacional (CV) creando un espacio para el área de geología y ciencias de la tierra dentro de lo que ya realiza el parque. Los fundamentos del trabajo están centrados en varios aspectos: 1. Despertar el interés por conocer y respetar el patrimonio natural nativo de nuestro país. 2. Contribuir a la gestión educativa que CMPC desarrolla en beneficio de sus comunidades vecinas y a los docentes, desde el punto de vista de las ciencias de la tierra. 3. Evaluar el trabajo realizado por parte de los diferentes organismos educativos, para confirmar los resultados de aprendizaje esperados, mediante las experiencias interactivas y de terreno que complementan los contenidos teóricos. El segundo punto, ha sido el desarrollado de este trabajo. A lo largo del documento se da ha conocer la intervención que se realizó, los medios usados y los resultados que se obtuvieron.

2. Metodología.

La metodología que se desarrolló para instaurar e implementar los aportes de geología en el Parque Alessandri fue la siguiente: 1. Reuniones iniciales para definir objetivos, alcances y procesos. 2. Levantamiento de información:

- Analizar el funcionamiento del parque, para intervenir con propuestas que estén acordes con el formato realizado constantemente por el parque.
- Fijar y determinar parámetros de trabajo en base al CV educacional, definiendo tópicos que se verán.

GEOS-1: Enseñanza de la geología y rol social del geólogo

3. Generación de material interactivo. 4. Capacitación al personal educativo del parque Alessandri. 5. Ejecución de prueba piloto de la georuta.

3. Resultados.

1. Definición de una Georuta, que forma parte de los senderos educativos del parque Alessandri, basada en el ciclo de las rocas. Está conformada por 3 paradas ubicadas en los puntos estratégicos mencionados.

- Parada número 1 – Ciclo de las rocas: Muestra el origen y cada proceso formador de rocas.
- Parada número 2 – Rocas Metamórficas: Engloba los tipos de metamorfismo y su clasificación.
- Parada número 3 – Metamorfismo y Rocas Metamórficas del Parque Alessandri: Consiste en una descripción geológica del parque. El parque está ubicado en la Cordillera de la Costa de Chile (32°-42°s) exactamente esta parte se denomina Cordillera de Nahuelbuta. Encontramos rocas del basamento cristalino que poseen una edad aproximada mayor a 300 millones de años, está formada por dos tipos de rocas; granitoides pertenecientes al Carbonifero – Pérmino 320 Ma y un cinturón metamórfico perteneciente al Paleozoico superior 316 Ma correspondientes a la segunda fase de metamorfismo, la edad de la primera fase se desconoce, este cinturón se divide en dos series oriental y occidental.

2. Se creó un test para la georuta, cuyo fin demostrar el verdadero aporte de la georuta, a través de un estudio a largo plazo sobre el impacto que la ruta genera en los estudiantes, medirá los conocimientos y evaluará la materia vista. Para esto se solicitó ayuda al Departamento de Evaluación, Medición y Registro Educacional (DEMRE) de Coronel, con el que se está trabajando actualmente. 3. Diseño de talleres educativos en la sala del árbol, basados en la experiencia empírica y teórica. Cada uno de ellos está apoyado con material didáctico, para recrear algunas estructuras y explicar la física detrás de los procesos. Son tres los talleres que se ofrecen, cada uno de ellos está enfocado en el material correspondiente a cada ciclo, ellos son: -Taller especial para 4to básico - Un viaje a través de la Geosfera: Consiste en conocer la geosfera en su interior, sus características y propiedades, a través del modelo estático y dinámico. Que provoca los procesos internos y externos de la tierra, la importancia de la teoría de la deriva continental en la tectónica de placas. Estructura actividades didácticas:

- Capas de la geosfera, explica la estructura interna de la tierra, a través de una actividad didáctica que consiste en dar a conocer el comportamiento de las diferentes capas con las densidades de dieferentes fluidos.
- Rompecabezas Pangea hasta el mapa actual, explicando la deriva continental.

- Taller básica general: Geología y movimiento del planeta se basa en conocer las capas de la geosfera, la deriva continental y principalmente la importancia del ciclo de las rocas. Actividades didácticas:

- Capas de la geosfera.
- Rompecabezas Pangea – mapa actual.
- Ciclo de las rocas, consiste en un mapa conceptual humano el que cada estudiante tendrá un concepto del proceso formador de roca.

- Taller enseñanza media: Geotectónica, consiste en las capas de la geosfera y principalmente la tectónica de placas orientada al origen de los sismos. Actividades didácticas:

- Capas de la geosfera.
- Tsunami, a través de una maqueta se simulará un tsunami.

4. Documento recopilatorio de toda la información geológica que se verá a lo largo de los diferentes espacios en el parque, denominado Tutorial N°1 sobre geología en el Parque Alessandri. 5. Generación de material infográfico:

- Lienzos de 170x90 con infografía geológica.

GEOS-1: Enseñanza de la geología y rol social del geólogo

4. Conclusiones.

Los resultados obtenidos están enfocados principalmente en los aportes al enriquecimiento del CV educacional en cada una de las actividades que se realizarán en el parque. Los principales beneficiados son los estudiantes que participen, ya que será una instancia en la que aprenderán y/o reforzaran las ciencias de la tierra específicamente sobre geología, complementando lo visto en su establecimiento educacional. La creación del Tutorial N°1 fue eficaz para la capacitación de los funcionarios, cuyo fin era lograr un material de apoyo permanente para los funcionarios del parque. Se continuará trabajando con charlas de capacitación, con el propósito de que los guías se sientan capaces y preparados para poder entregar este conocimiento a los asistentes del Parque. A través de la encuesta realizada por el Centro de Formación Técnica Lota Arauco el día Latinoamericano del Geoturismo, se pudo conocer que la experiencia en su mayoría fue satisfactoria y el tiempo utilizado fue el adecuado. Algunas sugerencias que se pueden rescatar es el mejoramiento de los senderos para el recorrido hacerlos más accesibles, complementar la ruta con otras paradas dentro del parque, teniendo una mayor duración, se solicitó mayor material de apoyo en cuanto a muestras de rocas y relacionar el dialogo de la georuta con diferentes culturas e historias tanto del sector como a lo largo de chile. A lo largo del trabajo que se realizó, se dió más énfasis a la georuta, donde sin duda queda mejorar varios detalles, los cuales se irán adaptando a medida que se desarrollen las actividades. Para esto se está trabajando junto al DEMRE de Coronel para mejorar la georuta y el test. Para esto se realizó una reunión con 12 profesores de Coronel en ella se acotó la Georuta, debido a que la georuta considera varios conceptos y los profesores consideraron información excesiva para la recepción de los estudiantes, es por ello que se consideraron todos los comentarios de los docentes con el fin de lograr llegar real y concretamente a los asistentes. De las reuniones con los profesores se pudo rescatar y evaluar la posibilidad de crear un espacio exclusivo en el área de geología que cuente con un muestrario en el parque. Se clasifico la georuta como una iniciativa innovadora con el geoparque que dará sustento educativo tanto a los estudiantes como público en general.

5. Agradecimientos.

Agradecemos a la Fundación CMPC y al Parque Alessandri, representados por su directora Maite Artiagoitia coordinadora cultural del parque por el apoyo e interés en cada una de las propuestas, la disponibilidad y entrega a cada uno de sus trabajadores en especial a aquellos que estuvieron encargados de despejar cada una de las áreas de la georuta, se agradece a ellos por su amabilidad, respeto y simpatía. También es importante agradecer al Geoparque Minero Litoral del Biobío por cubrir, apoyar y financiar parte de las actividades que se desarrollaron en nombre de él, al director del Geoparque Francesc Xavier Ferraro por la confianza, apoyo y simpatía. De forma especial se agradece a Gisela Estrada, encargada de los talleres del Parque Alessandri y a Rogelio Alegría, por su disposición, ayuda y orientación en la creación de lo que se implementó. También se agradece a la UCSC por facilitarnos material y herramientas que nos fueron de utilidad. Y al DEMRE por su ayuda en el estudio que se realizará.

6. Referencias.

-Organización de las Naciones Unidas (2001). Decisiones adoptadas por el consejo ejecutivo en su 161ª reunión. *Documento Unesco 161 EX/SR.12*, 9. -Geoparque Minero Litoral del Biobío (2017), http://www.geoparquebiobio.com -Organización de las Naciones Unidas para la educación (2017). Los geoparques mundiales de la UNESCO.

GEOS-1: Enseñanza de la geología y rol social del geólogo



Piloto de la Georuta ciclo de las rocas, día latinoamericano del Geoturismo.

GEOS-1: Enseñanza de la geología y rol social del geólogo

¿Es posible diseñar una estrategia docente efectiva para el proceso de enseñanza/aprendizaje en terreno? Planificación didáctica de Geología de Campo 1 en Geología de la UCN

Rodrigo Gonzalez[1], Hans-G. Wilke[1], Christian Herrera[1].
(1) Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ingeniería y Ciencias Geológicas, Universidad Católica del Norte

Lo que hace particular la enseñanza de la Geología a nivel universitario es que se sustenta en el trabajo de campo, aspecto fundamental de nuestra disciplina. La Carrera de Geología de la Universidad Católica del Norte ha tenido cursos curriculares de campo desde su fundación hace más de 50 años. El desafío de la enseñanza efectiva de la geología de campo puede enfocarse en los siguientes problemas: ¿es posible diseñar una estrategia docente para hacer más efectivo el aprendizaje de la geología en terreno? ¿cuáles herramientas de evaluación pueden ser más objetivas y eficientes para comprobar que los estudiantes alcanzan los resultados de aprendizaje de la asignatura? Actualmente, el trabajo formal de mapeo y recolección de datos en terreno comienza en la asignatura de Geología de Campo 1, durante el séptimo semestre de la carrera (cuarto año). El programa de la asignatura contempla 4 resultados de aprendizaje ligados a la obtención y análisis de datos geológicos recolectados en terreno y la síntesis y comunicación de los resultados mediante un mapa geológico y un informe explicativo. El presente trabajo muestra los avances en la implementación de una planificación didáctica y una estrategia de evaluación enfocada en una primera etapa de trabajo de terreno y una segunda de gabinete. Se muestran los resultados de la aplicación de rúbricas de evaluación, listas de chequeo, la aplicación de softwares SIG de código abierto y el uso de plataformas de trabajo colaborativo que dispone la UCN con el fin de implementar la estrategia docente. Los resultados muestran que a) es posible parametrizar aspectos esenciales del trabajo de campo, aunque hay elementos cuya valoración continúa siendo subjetiva; b) las competencias de base son relevantes para el desempeño de los estudiantes, pero no predicen su rendimiento académico; y c) los estudiantes son altamente receptivos al uso de plataformas digitales o software de código abierto. De esta forma, existen metodologías que permiten hacer más objetivo el proceso de enseñanza del trabajo de campo y entregar retroalimentación a los estudiantes de su propio proceso de aprendizaje.

GEOS-1: Enseñanza de la geología y rol social del geólogo

Innovación curricular para el fortalecimiento de la investigación interdisciplinaria en el Programa de Doctorado en Ciencias mención Geología de la Universidad Católica del Norte

Rodrigo Gonzalez[1], Rodrigo Riquelme[1], Torrejon Berta[2].
(1) Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ingeniería y Ciencias Geológicas, Universidad Católica del Norte
(2) Departamento de Economía, Facultada de Economía y Administración, Universidad Catolica del Norte, Antofagasta, Chile

El Programa de Doctorado en Ciencias mención Geología de la Universidad Católica del Norte (PDCG-UCN) fue fundado en el año 2002 para, desde una perspectiva regional, formar científicos de alto nivel que se inserten en el sistema de investigación nacional y vinculados con redes científicas internacionales. El crecimiento progresivo de la investigación, los procesos de aseguramiento de la calidad y los desafíos de crecimiento nacional plantean el desafío de que los programas de postgrado avancen hacia el desarrollo de líneas de investigación interdisciplinaria, además de mantener las áreas de conocimiento fundamentales de la disciplina. En este contexto, el PDCG-UCN está diseñando e implementando un proceso de innovación curricular con la finalidad de adecuarse al Proyecto Educativo de la Universidad Católica del Norte, cuyo proceso formativo adscribe de forma explícita a una formación basada en competencias y resultados de aprendizaje y que permita, al mismo tiempo, renovar la enseñanza a través de la acción de docentes ampliamente habilitados. En este contexto es que se han considerado una serie de acciones específicas. El presente trabajo entrega los avances realizados en este proceso, en particular: 1) en la incorporación al Claustro Académico de investigadores de disciplinas afines y complementarias a las tradicionales del Programa, 2) la actualización del Perfil del Graduado; 3) la actualización de las líneas de investigación definidas; 4) la definición de dimensiones y competencias genéricas y específicas en línea con el Plan Curricular y 5) la actualización de los programas de estudio, los procedimientos de admisión y las estrategias de evaluación basados en resultados de aprendizaje según competencias. Los resultados preliminares del proceso han permitido ampliar las líneas de investigación, incorporar nuevos estudiantes de otras disciplinas (biología e ingeniería), diversificar el financiamiento y ampliar las redes de investigación nacionales e internacionales. El desafío del PDCG-UCN a futuro es articularlo curricularmente con los programas de pre y postgrado de la Universidad en un modelo de educación continua, que desarrolle la formación integral y la educación para toda la vida

Conferencias Plenarias GEOS

El rol de Sernageomin en la enseñanza de las ciencias de la Tierra.

Carolina Miralles González[1], Felipe Carrasco Rieloff[1].
(1) Servicio Nacional de Geología y Minería, Dirección Regional de Los Ríos, Chile

El año 2016, en el Departamento de Geología General de Sernageomin, se formó el Grupo de difusión de las ciencias de la Tierra, grupo organizado cuyo objetivo es acercar las ciencias de la Tierra a la comunidad, con la misión de elaborar, ejecutar y difundir materiales y actividades enfocadas a la divulgación del conocimiento geocientífico y de los productos generados por la Subdirección de Geología. Inicialmente los miembros de este grupo se han dedicado a las actividades requeridas a tiempo parcial, en coordinación y con el apoyo de los proyectos en los que participaban. Durante el año 2017 la tarea principal del grupo fue investigar cuál es el rol de Sernageomin en la enseñanza de las ciencias de la Tierra. Se plantearon tres objetivos generales:

1. Proponer proyectos de corto, mediano y largo plazo relacionados con la enseñanza de las ciencias de la Tierra.

2. Fundamentar la necesidad de que Sernageomin incorpore la enseñanza de las ciencias de la Tierra como actividad de carácter permanente y coordinada a nivel nacional.

3. Aportar a la descentralización de Sernageomin, involucrando activamente a los funcionarios de oficinas regionales en la realización de este trabajo.

Para comenzar se hizo una revisión del estado del arte de la enseñanza de las ciencias de la Tierra a nivel nacional e internacional, para ello se hizo una revisión bibliográfica, se catastraron algunas de las experiencias de la institución en esta materia, se realizaron conversatorios, se entrevistó a funcionarios con experiencia en divulgación científica y se participó en actividades educativas enmarcadas en los programas regulares de la institución (Fig. 1). Para la revisión bibliográfica se recopiló literatura en español disponible en internet sobre la difusión de ciencias de la Tierra en el mundo. Se encontró que existe abundante material disponible, principalmente procedente de la revista *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, publicación de carácter cuatrimestral, gratuita y editada por la Asociación Española para la Enseñanza de las Ciencias de la Tierra (AEPECT) desde 1992, donde es posible encontrar artículos de variadas temáticas, desde experiencias prácticas hasta discusiones políticas y filosóficas, de autores de todo el mundo. Por otra parte, se constató que otros servicios geológicos del mundo ya abordan activamente la difusión de las ciencias de la Tierra, muchos poseen sitios web con secciones dedicadas exclusivamente a la educación, ofreciendo diversos materiales y actividades educativas en torno a las ciencias de la Tierra en general y a la geología de cada región o país en particular. Si bien no se ha hecho un catastro exhaustivo, cabe destacar a *Geoscience Australia*, que cuenta con un centro educacional abierto al público, programas de actividades educativas para estudiantes y profesores, materiales gratuitos como pósters, modelos 3D, cuadernillos de clases con notas para profesores y actividades para estudiantes. También destaca el *Geological Survey of Japan*, que mantiene en línea la cobertura geológica de todo el país en una plataforma interactiva y de acceso libre. Por último cabe mencionar al Instituto Geológico y Minero de España (IGME) que ofrece gran cantidad de recursos y actividades de divulgación, con una serie de libros editados por el propio IGME y presencia en redes sociales. A lo largo del año 2017, se hicieron algunas actividades de consulta de opiniones. Primero se realizó un conversatorio interno (Fig. 1, a) desarrollado en Santiago y en Valdivia, en esta última ciudad se realizó conexión por videoconferencia con otras regiones. También se hizo un conversatorio externo con estudiantes de geología de la Universidad Austral de Chile. Además, se realizaron entrevistas a geólogos de a Oficina Técnica de Puerto Varas (OTPV) que han tenido experiencia en divulgación de la geología. Se hicieron resúmenes de las opiniones obtenidas en conjunto con los participantes y se catastraron las actividades educativas realizadas por Sernageomin mencionadas en los conversatorios. Actualmente, en Sernageomin existen diversas iniciativas en difusión de las ciencias de la Tierra, algunas permanentes, como la biblioteca y el museo geológico (Fig. 1, b), ubicados ambos en Santiago, o la sala de volcanología del Centro de Arte Molino Machmar (Fig. 1, c), iniciativa creada y administrada por la OTPV; además de una variada gama de actividades puntuales o periódicas, donde destacan el trabajo realizado por la OTPV en diversas temáticas, las visitas guiadas al Observatorio Volcanológico de los Andes del Sur y la Feria de los volcanes, esta última organizada por la Red Nacional de Vigilancia Volcánica (RNVV) con el apoyo de distintos departamentos, oficinas y universidades. También se pueden mencionar diversas charlas y talleres relacionados a proyectos particulares, recursos web y material gráfico o audiovisual, principalmente relacionados con peligros geológicos. Finalmente el Grupo de Difusión de las Ciencias de la Tierra participó en la ejecución y organización de algunas actividades educativas (Fig. 1, d), luego de las cuales se hizo un análisis de la experiencia en cuanto a didáctica y logística, con el objetivo particular de considerar estos aspectos en las actividades que se propusieran para el futuro. En este trabajo, el principal hallazgo es que, a pesar de que efectivamente se han hecho esfuerzos para avanzar en la difusión de las ciencias de la Tierra, estos esfuerzos suelen ser esporádicos y locales, dependiendo en gran medida de la voluntad y disponibilidad de los mismos funcionarios. En general, se concuerda en que los productos y servicios ofrecidos por Sernageomin no han sido suficientes para satisfacer adecuadamente



GEOS-1: Enseñanza de la geología y rol social del geólogo

las necesidades de la población debido a varios factores, entre los que destacan el precio de venta de los productos, el lenguaje altamente técnico utilizado y las pocas instancias educativas ejecutadas a nivel nacional. Sernageomin levanta información geológica y genera conocimiento con recursos públicos, sin embargo, la mayoría de los productos que elabora la institución están a la venta, con precios muchas veces inaccesibles para estudiantes o ciudadanos comunes. Esto constituye una barrera de entrada al conocimiento para la sociedad en general, en desmedro de la educación, la investigación y el desarrollo territorial sustentable. Esta barrera, además, impide o dificulta a los mismos funcionarios de Sernageomin la difusión del conocimiento generado por la institución. Si bien, rebajar o eliminar el precio de venta de los productos ayudaría a democratizar el acceso a la información geológica en el país, ésta medida por sí sola no es suficiente para la difusión del conocimiento. Generalmente en los productos elaborados por Sernageomin se utiliza un lenguaje técnico especializado, propio de los profesionales de las ciencias de la Tierra; además, la representación gráfica de los mapas suele ser compleja y se necesita habilidad y práctica para leerlos con agilidad. Considerando lo anterior, para lograr que el ciudadano común tenga acceso efectivo a la información geológica contenida en los productos de Sernageomin, es necesario traducir el lenguaje técnico geológico a un lenguaje comprensible para un público general, generando nuevos productos o servicios enfocados en la difusión de la información. Sin embargo, para transformar la información en conocimiento es necesario tomar en cuenta factores adicionales. Para ser útil la información debe tener significado para la gente, es decir, se debe transformar en conocimiento. Según un enfoque constructivista, el conocimiento se transmite mediante el aprendizaje significativo, este proceso genera experiencias transformadoras tanto para el que aprende como para el que enseña (Dueñas *et al.*); para entender lo que es el aprendizaje significativo se deben considerar dos ideas esenciales:

1. Para enseñar algo se debe transformar o traducir lo que se pretende enseñar para que sea entendible por el que aprende. Para ello es necesario utilizar herramientas de la didáctica, disciplina que estudia técnicas y metodologías de enseñanza. En general, los geocientistas en Sernageomin no tienen formación en didáctica o pedagogía, lo que va en desmedro de la calidad de las actividades educativas que puedan realizarse. Para mejorar en este aspecto, se debería capacitar a los funcionarios relacionados con estas actividades, en pedagogía y didáctica para difusión de ciencias, o algún tema similar.

2. Sólo se aprende lo que es útil o tiene significado para quien aprende, no se puede enseñar cualquier cosa a cualquier persona. Al diseñar una actividad o material educativo, se deben considerar los diversos factores sociales y naturales del público objetivo, como sus conocimientos y experiencias previas, edad, ocupación, contexto social, entorno geológico, etc. (Del Carmen, 1994); lo anterior con la finalidad de aproximarse a las necesidades o intereses de las personas y favorecer el aprendizaje significativo, es decir, la transmisión de conocimientos.

Más aún, para avanzar en la difusión del conocimiento geológico del territorio nacional, se debe cuestionar si la información y conocimiento que genera Sernageomin son útiles para las diversas comunidades del país, ya sea directa o indirectamente. Una manera de ahondar en esta cuestión, es la realización de actividades educativas teniendo presente el proceso de aprendizaje significativo en su diseño, ejecución y evaluación; este aporta con experiencias recíprocas de transmisión de conocimientos entre quienes enseñan y quienes aprenden, generando un acercamiento entre los funcionarios y las comunidades, que deberían ser los usuarios finales del trabajo de la institución. Este tipo de experiencias enriquecen la visión de los funcionarios respecto a su quehacer y favorece un enfoque hacia las necesidades de la población, lo que constituye la esencia de un servicio público. Finalmente, se concluye que Sernageomin, en cuanto es la única entidad pública encargada de generar y difundir información geológica del país para el bienestar de la población, tiene el deber de abordar efectivamente la enseñanza de las ciencias de la Tierra, pues para que la información sea útil para las personas debe ser transformada en conocimiento a través de la enseñanza. Se propone que para cumplir apropiadamente con su rol en la enseñanza de las ciencias de la Tierra, Sernageomin debería desarrollar, en conjunto con los funcionarios y la comunidad geológica (Colegio de Geólogos, Sociedad Geológica, academia, estudiantes, etc.), y por sobre todo con quienes cuentan con experiencia en actividades educativas de la institución (Museo, OTPV, RNVV, etc.), una política institucional de enseñanza de ciencias de la Tierra; esta política debería avanzar en definir para quién, para qué, qué y cómo se debe difundir información y conocimiento geológico. Además, debería facilitar la coordinación y la disponibilidad de recursos para la creación y ejecución de programas de trabajo que aborden la enseñanza de las ciencias de la Tierra, asegurando su continuidad y por sobre todo su calidad.

GEOS-1: Enseñanza de la geología y rol social del geólogo



Figura 1. a) Museo geológico de Sernageomin, Santiago. b) Centro de Arte Molino Machmar, Puerto Varas, en el que se encuentra la sala de volcanología de Sernageomin. El lugar además Cuenta con un auditorio y cafetería workplace. c) Conversatorio interno. d) Charla exploratoria sobre peligros geológicos en un recinto educativo.

GEOS-1: Enseñanza de la geología y rol social del geólogo

Taller de geología y peligros volcánicos de Sernageomin, 2017, Pucura-Traitraico, Coñaripe, Región de Los Ríos, Chile: Implementación y lecciones aprendidas.

Carolina Miralles González[1], Felipe Carrasco Rieloff[1].
(1) Servicio Nacional de Geología y Minería, Dirección Regional de Los Ríos, Chile

El Taller de Geología y Peligros Volcánicos es una actividad que se realizó durante tres años consecutivos en el marco de la Feria de los Volcanes organizada por la Red Nacional de Vigilancia Volcánica (RNVV) de Sernageomin. Esta actividad estaba orientada a personas con alto impacto social en comunidades que habitan en zonas con peligro volcánico, como profesores, guías turísticos y comités de protección civil. Se han ejecutado cuatro versiones de este taller, una en 2015, una en 2016 y dos en 2017. En general, tiene una duración de 14 horas divididas en dos jornadas de trabajo, la primera jornada corresponde a una sesión teórica y la segunda a una salida a terreno y trabajo práctico. Durante la sesión teórica se tratan los temas de introducción a la geología, tectónica de placas, terremotos, y volcanología; además, en la primera y segunda versión, ONEMI expuso sobre planes de emergencia y de protección civil. La salida a terreno consiste en visitar sitios de interés volcanológico. La parte práctica, desde el año 2016, corresponde a una actividad de cartografía participativa, donde se pintan las zonas de peligro volcánico en una maqueta del volcán. El año 2017, se realizó una Feria de los volcanes en Coñaripe, organizada por la Dirección Regional de Los Ríos de Sernageomin con el apoyo de la RNVV y la Universidad Austral de Chile. En esta ocasión, a diferencia de las anteriores, se efectuaron dos talleres, uno en Coñaripe urbano y otro en la zona rural de Pucura-Traitraico. El Grupo de Difusión de Ciencias de La Tierra de Sernageomin se hizo cargo de la organización, ejecución y evaluación del segundo taller (Fig. 1), fijándose los siguientes objetivos:

1. Indagar en los conocimientos previos de los participantes en cuanto a procesos geológicos y volcánicos locales.

2. Compartir con los participantes conocimientos de geología y geografía para enriquecer y complementar la comprensión de los procesos volcánicos del volcán Villarrica.

3. Evaluar los aspectos relacionados con la logística y la didáctica de esta actividad, considerando la retroalimentación escrita y oral de los participantes, antes y después de la ejecución del taller.

Para la planificación del taller se realizó una reunión previa con el presidente del Comité Civil de Emergencias (CCE) de Pucura-Traitraico, don Nicanor Praihuán, quien manifestó las críticas de los participantes del taller realizado el año 2015 y entregó sugerencias y expectativas para la versión de 2017. La difusión del taller y selección de participantes también fue hecha por Nicanor Praihuán, priorizando a aquellas personas de la zona, dedicadas al turismo, docencia o miembros del CCE. La principal modificación solicitada fue reemplazar la exposición de ONEMI por una discusión en torno a las necesidades del CCE. Además, se criticó la selección de puntos visitados en terreno, explicando que muchos de los participantes ya conocían los lugares y la historia volcánica de la zona, ya sea por experiencias personales o por transmisión oral; así, la comunidad solicitó que se les enseñaran cosas nuevas y para ello don Nicanor sugirió algunos puntos de terreno de interés para su comunidad, y planteó algunas preguntas que les interesaba responder. Finalmente, se solicitó que se entregara como material de apoyo los mapas de peligro volcánico y geología del volcán Villarrica en papel, pues el mapa digital no resulta adecuado a sus necesidades. En el taller de Pucura-Traitraico en 2017 participaron trece personas. Se contó con la colaboración de cuatro geólogos de Sernageomin que actuaron como monitores. La primera jornada comenzó con clases expositivas en las que se fomentó la participación activa de los estudiantes, haciendo y respondiendo preguntas en todo momento (Fig. 1, b); además, se observaron muestras de rocas con lupa de mano (Fig. 1, a). A continuación, durante la tarde, se hizo una sesión de conversación entre los participantes del taller en torno a algunos temas planteados por el CCE y se redactó un documento que luego el CCE entregaría a las autoridades locales, con el fin de mejorar su plan de emergencia. Durante la mañana de la segunda jornada, se realizó una salida a terreno para visitar cuatro puntos de interés geológico más uno de interés histórico. Antes de salir se hizo una breve presentación sobre cartografía y recomendaciones para hacer observaciones geológicas en terreno; además, se motivó a los participantes a recopilar toda la información de terreno posible para trabajar en una actividad de cartografía participativa al finalizar el taller. El recorrido se hizo en un bus facilitado por la Municipalidad de Panguipulli, se destinó aproximadamente media hora por punto, donde los participantes debían hacer observaciones geológicas basándose en lo visto en la parte teórica apoyándose en una guía de terreno. Al inicio de cada parada se hizo una breve introducción invitando a los participantes a recorrer el área libremente, observar el entorno, usar lupa y martillo, a interactuar con los geólogos, y a registrar sus propias observaciones (Fig. 1, c). Durante la tarde de la segunda jornada, se realizó la actividad de cartografía participativa (Fig. 1, d, e y f), la que consistió en trabajar sobre una maqueta en blanco que representaba el flanco sur del volcán Villarrica, donde los participantes debieron reconocer referencias geográficas y dibujar,



GEOS-1: Enseñanza de la geología y rol social del geólogo

con plumones y témpera, los caminos y rasgos geomorfológicos conocidos (ríos, quebradas, cerros, localidades, etc.). Lo anterior se hizo motivando a los participantes a reconocer la geografía de su entorno en la maqueta, preguntándoles dónde estaban sus casas y algunos puntos de interés que fueran fácilmente reconocidos por ellos. Una vez que se reconocieron algunos rasgos geográficos y se logró que los participantes dibujaran sin miedo sobre la maqueta, se indicó que se podía usar como apoyo un mapa topográfico de la zona con las rutas e hidrografía. Posteriormente, se dio paso a una discusión sobre cómo definir la peligrosidad de distintas áreas, basándose en las experiencias de los participantes y lo visto en la parte teórica y en la salida a terreno. Los participantes escogieron los colores rojo y naranja, para representar zonas de alto y moderado peligro, respectivamente; lo demás se pintó en verde. Al finalizar se comparó el mapa obtenido en el taller con el Mapa de Peligros del Volcán Villarrica de Sernageomin, resultando ser bastante similar. Se discutieron las diferencias entre ambos mapas, explicando cómo se generan los mapas de peligro volcánico de Sernageomin. La maqueta final fue donada a los participantes del taller, quienes decidieron que se expondría en las escuelas de la zona. Al finalizar el taller se les solicitó a los participantes que completaran una encuesta de satisfacción estándar de la institución, la cual obtuvo muy buenos resultados. Además, se les pidió que comentaran voluntariamente qué les gustó y qué mejorarían para un próximo taller. Posteriormente, el grupo de geólogos a cargo se reunió para analizar la experiencia, considerando la evaluación previa del taller de 2015, la evaluación oral y escrita del taller de 2017 y la experiencia personal de cada uno. Lecciones aprendidas. La principal conclusión a partir del análisis de esta experiencia es que resulta provechoso realizar una evaluación previa de los conocimientos y expectativas de los participantes, con el fin de adecuar los contenidos y metodologías del taller para responder a sus necesidades e intereses reales. En cualquier actividad educativa existen concepciones distintas de lo que debe ser enseñado y, aunque se cuente con un temario general, pueden plantearse interpretaciones muy diferentes. El profesor siempre está reinterpretando y seleccionando los contenidos del programa, en función de sus ideas, expectativas y tiempo disponible. Estas decisiones deberían explicitarse por medio de una reflexión que permita fundamentarlas o corregirlas adecuadamente, ojalá en conjunto con otros compañeros que afrontan los mismos problemas, de manera que se puedan contrastar y acercar diferentes puntos de vista (Del Carmen, 1994). Para complementar lo anterior, se sugiere explicitar la estructura pedagógica (objetivos, contenidos y actividades) del taller de manera escrita, incorporando las opiniones de todos los participantes, tanto profesores como estudiantes, privilegiando el diseño y desarrollo de actividades didácticas por sobre la cantidad de contenidos expuestos, para favorecer el aprendizaje significativo (Dueñas, *et al.*). Para ejecutar lo anterior adecuadamente, las personas que dictan talleres o clases deberían estar capacitadas en el uso de herramientas pedagógicas que permitan realizar una buena planificación, ejecución y evaluación de los contenidos y actividades. Por otra parte, una ventaja de preparar la salida a terreno en conjunto con los participantes, es que ellos conocen la zona mucho mejor que los geólogos que prepararon el taller, por lo que pudieron indicar la ubicación de afloramientos que de otra forma habría sido muy difícil encontrar. En este caso, gracias a la preparación previa de la salida a terreno se incorporó un punto con gran potencial didáctico debido a su amplia extensión y a su buena exposición, considerando que en la zona hay mucha cobertura vegetal y, en general, los afloramientos son escasos y los depósitos meteorizados son poco reconocibles para ojos inexpertos; este afloramiento (Fig.1, f) corresponde a un talud vertical ubicado en las faldas del volcán Villarrica, sin cobertura vegetal, donde se pudo apreciar dos capas de depósitos piroclásticos bastante frescos y diferenciables entre sí. Finalmente, se pudo constatar que la cartografía participativa es una herramienta de aprendizaje con mucho potencial. "En la cartografía participativa, es la comunidad la encargada de hacer los mapas, pues nadie mejor que ella conoce su entorno; los mapas realizados a través de esta metodología son reflejo de la percepción que tiene la comunidad sobre su territorio, es la que conoce mejor sus recursos, sus relaciones sociales, potencialidades y límites; poner a la vista y reflexionar sobre estos temas podría considerarse el primer paso para realizar un auto-diagnóstico. A partir de ahí, las propias personas podrán hacer propuestas de solución a sus necesidades de planificación y desarrollo local. Así pues, en este método de producción cartográfica, los técnicos se convierten en meros facilitadores del proceso." (Braceras, 2012). En este caso se utilizó una maqueta para la actividad de cartografía participativa, en consideración de que, para la gente que no suele trabajar con mapas, resulta difícil interpretar el relieve y otros rasgos geográficos a partir de una representación en dos dimensiones. El monitor expone algunos conceptos de cartografía y geología, mientras que los habitantes del territorio comparten lo que saben sobre el tema que se esté cartografiando; en esta interacción, todos aprenden y complementan sus saberes, generando nuevo conocimiento a partir de los conocimientos y experiencias previas de todos los participantes. En la experiencia del Taller de geología y peligros volcánicos de Pucura-Traitraico del año 2017, la cartografía participativa fue un desafío para los geólogos a cargo, ya que para todos fue el primer acercamiento teórico y práctico a esta metodología de trabajo. Aun así, el resultado fue exitoso, se logró una interacción interesante que permitió trabajar nuevamente sobre los temas tratados en las clases teóricas y en la salida a terreno, reforzando ideas y conceptos; además, se generó un ambiente de confianza donde los participantes del taller compartieron sus experiencias y reflexiones en torno al volcán, lo que significó un gran aprendizaje para todos. A partir de este trabajo se invita a la comunidad geológica a estudiar y explorar la cartografía participativa como herramienta de divulgación científica, a analizar y discutir estas experiencias, y también a aprender de las personas a quienes pretendemos enseñar.

GEOS-1: Enseñanza de la geología y rol social del geólogo



Figura 1. Fotografías de actividades realizadas en Taller de geología y peligro volcánico en Pucura-Traitraico, 2017. a) Observación de muestras de rocas con lupa de mano. b) Exposición de tipos de productos volcánicos en clase teórica. c) Observación en terreno de afloramiento de depósitos de flujo piroclástico y de caída, en el flanco sur del volcán Villarrica. d) Inicio de la actividad de cartografía participativa, se observa a los participantes del taller utilizando un mapa topográfico para dibujar rutas y localidades en la maqueta. e) Avance de la actividad de cartografía participativa, se observa a los participantes del taller discutiendo sobre las zonas de alta peligrosidad. f) Final de la actividad de cartografía participativa, se observa a los participantes del taller junto a la maqueta pintada y al lado el mapa de peligros del volcán Villarrica de Sernageomin.

GEOS-1: Enseñanza de la geología y rol social del geólogo

El rol del Observatorio Volcanológico De los Andes del Sur (Ovdas) en la divulgación del fenómeno volcánico en Chile, peligros asociados y monitoreo en tiempo real de la actividad volcánica.

Sergio Antonio Morales[1], Jonathan Quijada[1], Oscar Valderrama[1], Cristian Mardones[1].
(1) Ovdas - Sernageomin

Desde su creación, el Observatorio Volcanológico De los Andes del Sur (Ovdas) del Servicio Nacional de Geología y Minería (Sernageomin), ha manifestado que sus ejes principales son el conocimiento, la investigación y la relación con la sociedad, en cuanto al buen manejo del fenómeno volcánico en Chile. Parte de las actividades habituales del observatorio es generar distintas instancias que permitan mejorar el acceso al conocimiento científico y la relevancia que deben tener los peligros asociados a la actividad volcánica con la sociedad, ya sean autoridades, *policy makers*, *first responders*, establecimientos educativos y comunidades que conviven diariamente con los sistemas volcánicos. Algunas de las diferentes formas que usa el Ovdas para compartir el conocimiento generado acerca de los procesos que permiten determinar el estado de actividad de los diferentes volcanes monitoreados del país son: ferias científicas, charlas de asesoría, visitas guiadas al observatorio, generación de material didáctico, capacitación a empresarios y personal que convive en entornos volcánicos. Episodios eruptivos importantes (principalmente lo ocurrido en el volcán Villarrica en 2015) aumentaron de forma significativa el interés que existe en la población por conocer la labor del Sernageomin como ente oficial encargado del monitoreo en tiempo real y de declarar los diferentes niveles de alerta. Desde 2015, las visitas al observatorio, así como el número de solicitudes de datos públicos mediante el programa *Gobierno Transparente* aumentaron considerablemente, evidenciando que la **divulgación científica** debe ser un eje a considerar dentro del proceso del monitoreo volcánico, no como una actividad accesoria sino como un eslabón más dentro del proceso. Este trabajo muestra algunas de las actividades realizadas en los últimos años por profesionales del Observatorio (por un recientemente creado grupo de divulgación, con dedicación casi exclusiva a esta temática), así como la estadística de número de actividades realizadas y solicitudes de transparencia generadas mediante formularios online.

GEOS-1: Enseñanza de la geología y rol social del geólogo

VIII encuentro nacional de estudiantes de geología, sede universidad de atacama: sintesis, terrenos y mesas de discusión.

Adolfo Muñoz[1], Jorge Romero[1], Badith Muñoz[1], Karyme Soleman[1], Felipe Veliz[1], Edgardo Hinojosa[1].
(1) Departamento de Geología, Facultad de Ingeniería, Universidad de Atacama, Copiapo, Chile

La VIII versión del Encuentro Nacional de Estudiantes de Geología (ENEGeol) fue una iniciativa científico educacional, liderada por estudiantes de pregrado de la Universidad de Atacama con el patrocinio de la misma entidad. Se realizó bajo el alero de la Coordinadora Nacional de Estudiantes de Geología (CONACEG) y con el apoyo de diversas universidades que imparten la Geología, así como de otras instituciones públicas y privadas del rubro. Se posicionó como una instancia de reunión para todo el alumnado de las carreras de Geología en Chile, que incentivó la interacción entre pares, el intercambio de conocimientos científicos, la construcción de plataformas de trabajo y generó importantes discusiones, tales como; la situación actual y las proyecciones a largo plazo de la carrera, el rol de las geociencias en la sociedad del futuro, la geología en la administración pública, los riesgos geologicos y el ordenamiento territorial, los geoparques, el geopatrimonio, entre otros. El libro de actas contiene 30 investigaciones inéditas, sumadas a las 32 conferencias ofrecidas por alumnos e investigadores, 4 cursos especializados, 9 visitas a terreno por la región de Atacama, junto con importantes consensos de los temas discutidos. Por ejemplo: i) El Geoturismo y los geoparques se entienden como oportunidades para desarrollar economías locales, resguardando la identidad de un territorio y promoviendo el desarrollo sustentable en torno a una cultura de respeto y equilibrio medioambiental; ii) Es necesario entregar conocimientos a la población general y a autoridades públicas, acerca de nuestras áreas de trabajo, empezando de manera localizada desde las universidades que imparten la carrera, con el objetivo de eliminar las brechas de desconocimientos perjudiciales en la sociedad, y adicionalmente, generar nuevos puestos de trabajo que ayuden a mejorar la empleabilidad del rubro; iii) Retomar las reuniones entre directores de carrera, SGCh y CGCh, para articular la base estructural mínima necesaria para formar profesionales integrales y éticos, por último; iv) Generar la convicción en las autoridades públicas de la conveniencia de regular temas pendientes, tales como, ordenamiento territorial y mercado educacional, a través de la supervisión y control, y también, mediante la sanción de la apertura indiscriminada de carreras relacionadas a las geociencias.

GEOS-1: Enseñanza de la geología y rol social del geólogo

Análisis de prácticas profesionales geológicas orientadas a las necesidades de la sociedad chilena

Antonio Andrés Muñoz[1], Luisa Pinto[1], Camila Arróspide[1], Angela Said[1], Javiera Carrasco[1], Vladimir Vicencio[2], Diego De La Fuente[2].
(1) Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(2) ONG Covalente, Chile

La geología es una ciencia que tiene un alto potencial de aplicabilidad en temas que remecen a la sociedad chilena. En este contexto, es necesario contar con estrategias que permitan vincular de mejor manera la comunidad geológica con las problemáticas sociales. Es crucial abordar el rol social del geólogo a partir de su formación profesional, permitiendo que aprenda a trabajar en equipos interdisciplinarios, expanda su campo laboral y adquiera una visión país sobre las necesidades de la sociedad.

Con este fin, el presente trabajo expone un análisis estadístico de prácticas profesionales geológicas con énfasis en aquellas del ámbito social, además del análisis de un caso de estudio de prácticas sociales. Para el estudio estadístico se usaron las prácticas profesionales de los estudiantes de Geología de la Universidad de Chile 2014-2018. Los resultados muestran que, de 385 prácticas profesionales en el período estudiado, la mayor cantidad se desarrollan en instituciones privadas y un 42% están vinculadas a la minería. Además, sólo el 14% son de carácter social, concentrándose principalmente en ONGs e instituciones públicas. Adicionalmente, para el período 2014-2017 se evidencia una relación inversa entre el desarrollo de prácticas profesionales sociales con aquellas ligadas a la minería y la empleabilidad en este rubro.

Para el estudio de caso se consideraron las prácticas sociales desarrolladas en el Valle de Petorca con la ONG Covalente (2018). Las prácticas tuvieron como objetivo desarrollar un trabajo interdisciplinario de geología, arqueología y ecoturismo para divulgar el patrimonio natural y cultural del valle. Los estudiantes valoraron la oportunidad de acercarse en terreno a los problemas reales de la comunidad (e.g., crisis hídrica), tomar conciencia de la importancia de preservar el geopatrimonio del valle y trabajar en un equipo interdisciplinario. Asimismo, tomaron conciencia de su rol como divulgadores de la geología, en particular del geopatrimonio y de los peligros geológicos, para promover el conocimiento y respeto por el medioambiente. Por su parte, la comunidad valoró la interacción con jóvenes universitarios con compromiso social e interesados en los problemas socioambientales del territorio. La ONG Covalente reconoció el impacto del trabajo interdisciplinario de los estudiantes, el cual influyó en la decisión de una agrupación de excursionistas de generar un proyecto con rutas integrales de arqueología, geología y turismo.

GEOS-1: Enseñanza de la geología y rol social del geólogo

Geociencias en la etapa escolar: hacia una sociedad preventiva y con cultura de desastres

Javier Ojeda[1], Nicolás Espinoza[2,3], Diego Heredia[4], Camila Meza[5], Andrés Martínez[1,6].
(1) Departamento de Geofísica, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago , Chile
(2) Departamento de Química, Facultad de Ciencias, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(3) Departamento de Biología, Facultad de Ciencias, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(4) Departamento de Geografía, Facultad de Arquitectura y Urbanismo, Universidad de Chile, Santiago , Chile
(5) Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(6) Meteodata, Chile

Acorde al marco de acción de Sendai 2015-2030 aprobado en la Tercera Conferencia Mundial de las Naciones Unidas sobre la Reducción del Riesgo de Desastres, al cual Chile suscribe, se menciona como área prioritaria "Comprender el riesgo de desastres". Es en esta línea donde surge el interrogante de cómo se plantean y desarrollan los contenidos de geociencias en la escolaridad obligatoria (enseñanza básica y media), siendo esta disciplina de vital importancia en un país propenso a estos escenarios. Se entiende el concepto geociencia como un término interdisciplinario que abarca en su totalidad las ciencias de la Tierra. En este sentido, se hace énfasis en el estudio de geoamenazas como el volcanismo, sismicidad, cambio climático, déficit de agua, entre otros, y a las medidas de prevención que se pueden tomar frente a ellos.

En este trabajo se realiza un diagnóstico de los contenidos de geociencias integrados a los planes de estudio establecidos por el Ministerio de Educación, para ello se analizarán parámetros como: habilidades, ejes y actitudes que deben aprender los estudiantes según los marco y bases curriculares, según corresponda. Se revisa la evolución de las temáticas impartidas en cada ciclo a medida que el estudiante progresa en su escolaridad, entendiendo que actualmente existe un proceso de adaptación debido a las adecuaciones curriculares en los programas de estudio. También se analiza la importancia que tienen las geociencias en el aula, revisando los indicadores que entregan información de la prioridad de los contenidos y las diferentes actividades que se deberían realizar en la sala. Para ello, se utilizan los programas oficiales y textos escolares, que son los principales instrumentos de los pedagogos. Es importante mencionar que la formación disciplinar de los profesores en áreas relacionadas a las geociencias suele no ser la óptima, a causa de mallas curriculares de pedagogía con déficit en estos contenidos. Por esto, estudiar qué información se entrega y cómo se entrega es relevante para cualquier estudio que intente mejorar las geociencias enseñadas en la escuela.

En general, se observa que la inclusión de las nuevas bases curriculares de Ciencias Naturales supone un avance en cuanto a los contenidos tratados y relevancia dada a las geociencias, siendo esencial la formación de hábitos de prevención entre 1° y 6° básico y profundizando en el entendimiento de la ocurrencia de fenómenos naturales entre 7° básico y 2° medio.

GEOS-1: Enseñanza de la geología y rol social del geólogo

Geología contra la pared

Sofia Otero[1], Gerd Sielfeld[2], Pamela Perez[2], Brigada Negotropica[3].
(1) Centro de Excelencia en Geotermia de Los Andes, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(2) Ingeniería Estructural y Geotécnica, Pontificia Universidad Católica De Chile, Santiago, Chile
(3) Artistas Callejeros, No aplica, No aplica, Santiago, Chile

El arte mural es una herramienta poderosa para popularizar contenido de forma masiva en las comunidades locales: lleva la información a contextos cotidianos, embellece la calle, cuenta historias, y su creación implica la síntesis de conceptos para facilitar su comprensión. Con el objetivo de difundir y educar sobre conceptos básicos de la formación de la cordillera de Los Andes y sus volcanes, se creó "Volcanes de Chile", el primer mural de inclinación científica y educativa de Chile. El Centro de Excelencia en Geotermia de Los Andes lideró este proyecto con el apoyo de Metro de Santiago, quienes facilitaron cuatro paredes de un cierre temporal de sus obras. El mural de 300 m2 fue el resultado de varias sesiones de conversación entre una brigada de muralistas, dos geólogos y una comunicadora científica. El objetivo de la pieza es provocar el interés de los peatones por nuestra activa cordillera y su geología diversa. Al principio, los geólogos involucrados querían incluir tanta información como fuera posible en el mural, la comunicadora quería mantenerlo simple, y los artistas aún intentaban entender qué significaba ´subducción´ y si los famosos ´piroclastos´ podían ser representados en colores flúor o no. El trabajo final, que es una mezcla de infografías gigantes y recreaciones hiperrealistas de erupciones históricas que cubre temas como las capas de la Tierra, el proceso de subducción, tipos de volcanes, cómo se forman los géiseres, relaciones ceremoniales de pueblos prehispánicos con volcanes, erupciones históricas y energía geotérmica, fue el resultado de un proceso de negociación en el que la curiosidad y el respeto mutuos sobre la experiencia de cada participante en su área fue la clave para un exitoso experimento de arte callejero a gran escala, que ya va a cumplir un año al aire sin tener un solo rayado encima. El mural está actualmente disponible para visitas guiadas, como un esfuerzo para acercar los secretos de los volcanes a los ciudadanos.

GEOS-1: Enseñanza de la geología y rol social del geólogo

Agrupación Geociencias para Políticas Públicas: apoyando a la educación formal en las Ciencias de la Tierra

Rodrigo Pérez[1,2], Maximiliano Seguel[1,2], Karen Kotthoff[1,2], Pia Navarrete[1], Claudio Saavedra[1,2], Martín Méndez[1,2], Jasson Tondreau[1,2], Javier Ojeda[1,3].
(1) Agrupación Geociencias para Políticas Públicas, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(2) Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(3) Geofísica, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile

La agrupación Geociencias para Políticas Públicas (GPP) corresponde a una organización nacida en la Universidad de Chile integrada por estudiantes y profesionales de distintas carreras, que desde el 2016 busca promover la vinculación del conocimiento geocientífico con la sociedad y sus necesidades.

Uno de los ejes de trabajo fundamentales para la incidencia en políticas públicas radica en la extensión y educación de la población, por lo que se realizó un análisis de diversas actividades educativas en torno a las Ciencias de la Tierra llevadas a cabo por organizaciones que trabajan con colegios. Se identificó que las mayores problemáticas son: la falta de una metodología para obtener una retroalimentación por parte de la comunidad y que los programas educativos no pertenecen al curriculum formal propuesto por el Mineduc, por lo que interfieren con el calendario escolar. Por otra parte, analizando el currículum formal se observa que, si bien existen temáticas relacionadas a las ciencias de la Tierra y sus problemáticas socioambientales, existe una falta de formación técnica para su correcta enseñanza. En este contexto, el proyecto propuesto surge de la necesidad de concientizar problemáticas socioambientales de distintos territorios tales como la gestión de peligros geológicos, crisis hídrica o contaminación, mediante metodologías de enseñanza, tanto prácticas como teóricas, que enriquezcan el programa educativo formal.

Con este objetivo, se encuentra en desarrollo un proyecto de trabajo en colegios que apoye el currículum formal en materias relacionadas a las Ciencias de la Tierra a partir del análisis crítico de las problemáticas socioambientales locales, y que permita realizar un seguimiento continuo de los conocimientos y habilidades adquiridas por los estudiantes. El programa piloto consta de 6 etapas: a) articulación con actores relevantes para definir el territorio, b) estudio técnico de sus problemáticas socioambientales, c) desarrollo de un programa educativo, asesorado por profesionales pertinentes, d) puesta en marcha del programa piloto (año 2019), e) análisis de los resultados obtenidos para la confección de una metodología replicable, y f) un posterior seguimiento de los agentes involucrados.

Con esto se espera que la inclusión de temáticas relacionadas a conflictos locales aporte al mejoramiento del currículum formal, generando un mayor impacto en la transferencia del conocimiento y apoyar en la solución de problemáticas socioambientales.

GEOS-1: Enseñanza de la geología y rol social del geólogo

Museo del Meteorito: Iniciativas para la Divulgación Científica enfocada a niños

Gabriel Pinto[1,2], Laura Flores[1,2], Claudia Bustos[1], Rodrigo Martínez[1].
(1) Museo del Meteorito, Chile
(2) Meteoritos y Ciencias Planetarias, Sociedad Geológica de Chile, Chile

Los museos interactivos, importantes centros divulgativos de la ciencia, son proveedores de estímulos e interrogantes como también lugares de encuentro entre científicos y organizaciones ciudadanas. El Museo del Meteorito, ubicado en la localidad de San Pedro de Atacama en la Región de Antofagasta, Chile, es un museo privado resultado del entusiasmo de 2 hermanos Chilenos que por más de 30 años se han internado en el Desierto de Atacama en búsqueda de estos impactos siderales. Actualmente el museo cuenta con 6 años de trabajo en la comunidad local y turística (nacional e internacional), estimulando el razonamiento por medio de la historia evolutiva de nuestro Sistema Solar preservada en sus protagonistas los *meteoritos*. Con una estadística realizada en los meses de Marzo y Abril, el porcentaje de niños entre 1-14 años alcanzó solo el ~7% del público visitante.

La exposición consta de 2 etapas. La primera etapa "Un viaje por la memoria de nuestro Sistema Solar" relata, en un recorrido audiovisual las características relacionadas al proceso de ingreso de meteoritos en la atmósfera, la evolución de nuestro Sistema Solar y la biogénesis relacionada a la panspermia. Esta primera etapa es de un alto contenido científico con una locución donde predomina un estilo documental, inadecuado para los infantes con expectativas de una locución principalmente didáctica, en la cual relacionen el aprendizaje con un momento alegre y divertido. En la segunda etapa "Área Sensorial" un guía personalizado orienta de forma práctica como se reconocen los meteoritos en el Desierto de Atacama y sus diferencias con las rocas terrestre. La exhibición consta con un total de 11 vitrinas de contenido audiovisual y 3 vitrinas de contenido sensoriales.

Generamos variaciones en el recorrido por medio de diferentes iniciativas enfocadas en el público infantil, realizamos actividades pensadas exclusivamente para ellos con el fin de una mayor participación, en un ambiente propicio donde adquirir conocimientos científicos relacionados al Sistema Solar y las Ciencias Planetarias es posible. La respuesta fue positiva tanto en los asistentes de las primeras edades como con sus tutores. Esta modificación en el recorrido también tuvo aceptación de los más grandes, el porcentaje de niños distraídos disminuyó, siendo posible que tanto menores como adultos se vieran beneficiados de las actividades, comprendiendo mejor el guion museográfico.

GEOS-1: Enseñanza de la geología y rol social del geólogo

Innovación docente en el curso Geología de Chile de la Universidad de Chile

L. Pinto[1], L. Arias-Aránguiz[1], G. Silva[1], C. Fuentes[1], C. Saavedra[1], T. Aránguiz[1], F. Célèry[2].
(1) Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(2) Área para el Aprendizaje en Ingeniería y Ciencias (A2IC), Escuela de Pregrado, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile

El curso Geología de Chile es un curso obligatorio avanzado de la carrera de Geología de la Universidad de Chile. Este curso ha sido enseñado clásicamente con clases catedráticas y lecturas de artículos científicos, enfocado en el conocimiento. El curso es valorado por los estudiantes, pues les permite integrar las subdisciplinas de cursos previos, tales como sedimentología, volcanología, estratigrafía, y petrología. Sin embargo, para un profesional geocientista en un mundo cambiante, el conocer datos geológicos (e.g., nombre de unidades, edades, historia geológica) no es suficiente, sino que integrar datos y comprender que son las evidencias las que soportan los modelos geológicos, demostrando de esta manera pensamiento crítico. Con esta mirada se puede cambiar la estructura y actividades pedagógicas de un curso de geología para dar la oportunidad al estudiante el aprender de manera activa, siendo protagonista de su aprendizaje. En este contexto, el curso de Geología de Chile del semestre primavera 2017, consideró una innovación docente con un programa de 3 módulos: 1) Evaluación de modelos geológicos; 2) Períodos de la Geología de Chile; y 3) Estudio de un caso geológico en Chile. El módulo 1 dio la oportunidad al estudiante de integrar datos geológicos y evaluar cuáles son los tipos de evidencias que sustentan los modelos geológicos. En el módulo 2, los estudiantes divididos en equipos conocieron los principales períodos de la Geología de Chile, y comprendieron las evidencias de los modelos de cada de período. En el módulo 3, los estudiantes divididos en equipos aplicaron lo aprendido a una problemática geológica vigente en los Andes chilenos, por medio de una investigación bibliográfica, discusión en campo y recopilación de datos geológicos de superficie. Los resultados de los módulos 2 y 3 fueron presentados a un panel de expertos invitados. El equipo docente apoyó a los estudiantes con estrategias de investigación en geociencias, trabajo en equipo, y comunicación efectiva. Los estudiantes realizaron reflexiones personales y grupales continuas sobre su proceso de aprendizaje; esto les ayudó a tomar conciencia de su propio aprendizaje y al equipo docente a ajustar las estrategias pedagógicas. Los resultados de la innovación docente se evalúan como exitosos por parte del equipo docente y los estudiantes, puesto que se visualizó el desarrollo del pensamiento crítico y una gran motivación por el trabajo en equipo.

GEOS-1: Enseñanza de la geología y rol social del geólogo

Programa iGea: Apoyo a la formación de ingenieros y geocientíficos para el desarrollo sustentable

Luisa Pinto[1], Maisa Rojas[2], Claudia MacLean[3], Danisa Peric[4], Eugenio Bravo[5], Felipe Célèry[6], Felipe Díaz[7], Raimundo Valenzuela[8], Vladimir Vicencio[8,9], Sergio Celis[10].
(1) Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(2) Departamento de Geofísica, CR2, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(3) Oficina de Ingeniería para la Sustentabilidad, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(4) Fablab, Proyecto Ingeniería y Ciencias 2030, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(5) Área de Ingeniería e Innovación, Escuela de Pregrado, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(6) Área para el Aprendizaje de Ingeniería y Ciencias (A2IC), Escuela de Pregrado, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(7) Departamento de Ingeniería Química, Biotecnología y Materiales, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(8) ONG Covalente, Santiago, Chile
(9) Junta de Vecinos Pob. Audino Ortiz, Hierro Viejo, Chile
(10) Unidad de investigación en Educación de Ingeniería y Ciencias, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile

La Escuela de Ingeniería y Ciencias de la Universidad de Chile puso a prueba el Programa iGea (*ideas, ingenio, implementación para las personas y el medio ambiente*) en el contexto de innovación docente. iGea se inspiró en el Programa Terrascope y D-Lab, ambos del MIT (*Massachusetts Institute of Technology*), y busca fomentar la autoeficacia de los estudiantes para concebir y diseñar proyectos para el desarrollo sustentable, abordando desafíos globales y locales, así como adquirir habilidades de trabajo en equipo y de vínculo con la comunidad. iGea fue probado para estudiantes de primer año, con el desafío *Ciudades Sustentables*. Se seleccionaron 20 estudiantes considerando su motivación, currículo y diversidad. El programa se destacó por la conformación multidisciplinaria del equipo de docentes, mentores y evaluadores, de las áreas de educación, geología, geofísica, química y biotecnología, diseño industrial e ingeniería mecánica, industrial, comercial y matemática. Con el fin de facilitar y acelerar el compromiso de los estudiantes con la comunidad, una ONG ayudó significativamente a un enlace exitoso que se logró entre los estudiantes y la comunidad. El programa consideró las siguientes etapas: a) acercarse al concepto de sustentabilidad y sus principios con enfoque en el desarrollo de una solución estratégica de un desafío global utilizando el pensamiento de diseño (*design thinking*); b) una actividad clave utilizando trabajo en terreno y aprendizaje-servicio, con enfoque en el desarrollo de la empatía; y c) diseñar una solución física (prototipo) para un desafío local utilizando el pensamiento de diseño. Los estudiantes valoraron el enfoque sustentable y vínculo con el medio que ofrece iGea para resolver problemas reales. Este vínculo generado en terreno los hizo replantearse los problemas y soluciones estratégicas concebidos previamente en aula, fortaleciéndolos y motivándolos en para desarrollar proyectos finales de alta calidad. Estos proyectos (e.g., barrera de contención natural, reutilizador de aguas grises) fueron presentados en una feria de ideas por medio de posters y maquetas, donde los estudiantes mostraron un gran dominio de sus temas, destacando su respeto por las personas beneficiadas por sus proyectos. Desde un punto de vista institucional, el piloto del Programa iGea fue bien evaluado por su impacto positivo en etapas tempranas de formación, y ya fue aprobada su continuación en una segunda fase piloto para el año 2018.

GEOS-1: Enseñanza de la geología y rol social del geólogo

Estrategia propuesta para la difusión y estudio de la geodiversidad local. Antofagasta, Chile.

Kevin Quinzacara[1], Gabriel Pinto[1], Javier Escudero[1], Andrés Alegre[1], Nicole Berrios[1], César Tuohy[1], Juan Rojas[1].
(1) Ciencias Geológicas, Ingeniería y ciencias geológicas, Universidad Católica Del Norte

La región de Antofagasta se destaca por tener una gran geodiversidad, la cual se ha intentado rescatar por distintos planes regionales, aunque solo en sus aspectos paisajísticos y naturales (e.g ERD: Estrategia Regional de Desarrollo 2009-2020), sin embargo el acceso de la comunidad a la información geológica y a los lugares de interés geológico es escasa, lo que lleva al desconocimiento y descuido del entorno natural abiótico, debido a (1) la poca difusión de las ciencias de la Tierra por parte de la comunidad científica, (2) la identidad minera que caracteriza a la región y (3) el actual plan educativo escolar y universitario. Para mejorar esta realidad, se requiere patrimonializar con estrategias educativas, culturales y sociales en conjunto con la participación ciudadana.

Basado en la responsabilidad del geólogo en el enriquecimiento de la identidad territorial, se plantea trabajar de manera colaborativa entre estudiantes y profesionales de distintas áreas, en una agrupación formal, que fija periódicamente distintos métodos para contribuir al patrimonio geológico local y el estudio de la geodiversidad en el norte de Chile.

En vías de oficializar esta agrupación, las actividades iniciadas en el 2018 son (1) salidas a terreno con estudiantes, (2) difusión de la geología para distintas edades en establecimientos educativos, con material audiovisual, (3) difusión en talleres informativos con la comunidad (4) colaboración recíproca con agencias turísticas, (5) participación de estudiantes universitarios con la comunidad en actividades recreativas al aire libre y (6) el levantamiento de información geológica asociada al patrimonio y geodiversidad (e.g geositios y lugares de interés geológico). Las iniciativas llevadas a cabo con estudiantes universitarios han abierto la posibilidad de ampliar el estudio de la geodiversidad en la península de Mejillones y Antofagasta, incluir el patrimonio geológico en rutas turísticas, colaborar en Parque Nacional Morro Moreno, enriquecer el currículum escolar y crear nexos con entidades científicas.

GEOS-1: Enseñanza de la geología y rol social del geólogo

Metodologías activas en la enseñanza de la geoquímica en la universidad: Aprendizaje basado en proyectos (ABP)

María Delia Rodríguez[1].
(1) Geología, Ingeniería, Universidad del Desarrollo

La Geoquímica es una materia de carácter básico, fundamental en la formación de un graduado en Geología. Los conocimientos adquiridos resultan básicos en numerosos ámbitos de la actividad profesional. Sin embargo, lejos de ser una herramienta básica para otras especialidades de la geología, tiene su ámbito de estructuración propio y se puede calificar de especialidad autónoma (geoquímica elemental, isotópica, hidrogeoquímica, geoquímica ambiental, prospección geoquímica, modelización geoquímica, etc.). No existe un criterio unificado entre las diferentes universidades chilenas sobre si debe tener un enfoque teórico o aplicado, ni sobre cuáles son sus competencias y sus resultados de aprendizaje. En este contexto, desde la Universidad del Desarrollo (UDD), se propone como una parte del desarrollo curricular de la geoquímica el énfasis en el uso del Aprendizaje Basado en Proyectos (ABP). La metodología ABP se basa en el aprendizaje de conocimientos y en la importancia de adquirir habilidades y actitudes que permitan: a) que el alumno sea el protagonista de su propio aprendizaje; b) que el aprendizaje le sirva para resolver problemas científicos y sociales. Nuestra experiencia ha sido con un grupo de 13 estudiantes de 4° de geología. Los estudiantes, distribuidos en 4 parejas y un trio, representan a una empresa de servicios de prospección y análisis geoquímico y deben postular a una simulada licitación de "Mercado Público" (Ministerio de Hacienda, Gobierno de Chile), creada por la profesora y publicada en la plataforma "icursos" del servicio online de la UDD. El objeto de la propuesta, es que cada una de las empresas desarrolle un proyecto que cumpla las especificaciones que se señalan en las bases técnicas de la licitación y que aseguren la idoneidad y calidad técnica de los servicios demandados además de ofrecer alguna ventaja respecto a sus competidores dentro de los precios de mercado. El proyecto se desarrolla de forma paralela durante horas de trabajo personal y las clases, donde los alumnos investigan y desarrollan sus proyectos y el profesor revisa los apuntes de investigación, los borradores, y monitorea el desempeño de los grupos. Finalmente, los proyectos se presentan frente a una audiencia especializada. En esta instancia, cada empresa deberá también responden pregunta y reflexionan sobre cómo completaron el proyecto, y lo que ganaron en términos de contenidos y habilidades.

GEOS-1: Enseñanza de la geología y rol social del geólogo

Propuesta de temas a considerar en educación no formal de geología

Alejandro Sánchez[1], Sergio Rivano[1], Pablo Azúa[1], Alvaro Chavez[1], Pamela Jara[1].
(1) Grupo Educación, Sociedad Geológica de Chile

Para que las distintas instancias de educación no formal de geología (*e.g.* charlas, paneles, aplicaciones digitales, etc), tengan una guía que sirva para armar sus programas, el Grupo Educación de la Sociedad Geológica de Chile presenta un documento que ha elaborado y usado en sus actividades (*e.g.* Rivano *et al.*, 2015).

Objetivos:

- Concebir al planeta como "Geológicamente Activo";
- Identificar consecuencias de la actividad geológica en Chile *sensu lato*. Particularmente en el entorno local;
- Comprensión del medio natural: la importancia de los Recursos Naturales;
- Comprensión de la importancia de la interacción humana con el medioambiente (Planificación territorial, uso de recursos).

Contenidos:

Conceptos Básicos
- Definición de geología, evolución del conocimiento y cómo la humanidad la ha usado;
- Escalas espaciales y temporales.

Chile en contexto de subducción de placas.

Los fenómenos naturales que ocurren en nuestro país no son casualidad.
- Evidencias (Cordillera de los Andes, volcanismo, terremotos);
- Estratificación interna del Planeta;
- Chile en la onfiguración tectónica del planeta;
- Terremotos: Acumulación-liberación de energía; Lenguaje: Magnitud / intensidad, Epi / Hipocentro; Transmisión de energía: ondas sísmicas.

Constante cambio vs. desastres naturales
El planeta sufre transformaciones "micro" que en escala del tiempo geológico llegan a ser "macro"
- División del tiempo basado en la "vida": _-Zoico;
- Cambio continuo: Deriva continental; plegamiento; etc;
- Cambios bruscos: Remociones en masa; extinciones masivas, fallas, etc.

La heterogeneidad de la Corteza
- Materiales de la corteza (sólidos, líquidos, gaseosos); ciclo del agua y de las rocas; minerales. Sus características;
- Algunos procesos que participan en el ciclo de las rocas a modo de ejemplo;
- Recursos Naturales: no metálicos; metálicos; hídricos; energéticos.

Interacción humana con el entorno
Conceptos ambientales, sustentabilidad, Peligro-Vulnerabilidad
- ¿Cómo el ambiente nos puede dañar? (peligros geológicos). Ejemplos de remociones en masa, peligro volcánico, sísmico, de inundaciones;
- ¿Cómo podemos dañar el ambiente?: contaminación natural vs. antrópica, Uso no sustentable de recursos (uso vs. abuso de los Recursos Naturales);
- Uso de la información para Planificación Territorial.

Referencia citada:
Rivano, S. *et al.*, 2015. Compartiendo la geología desde la primera infancia. XIV Congreso Geológico Chileno, p.492-495.

GEOS-1: Enseñanza de la geología y rol social del geólogo

Ferias de divulgación volcánica: actividades ejecutadas y experiencias adquiridas

Virginia Toloza[1], **Felipe Flores**[1].
(1) Red Nacional de Vigilancia Volcánica, Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago, Chile

Las "Ferias de divulgación volcánica" consisten en la realización de diversas actividades (exposición interactiva, talleres y charlas) dirigidas a la comunidad residente en zonas de peligro volcánico, escolares y adultos. Utilizando temáticas relacionadas a la geología local y peligros volcánicos, de forma lúdica y didáctica, se pretende preparar a la población ante situaciones de emergencia, con el objetivo de informar y concientizar a la comunidad expuesta, y así reducir la vulnerabilidad frente a una emergencia volcánica.

Durante el año 2018 se realizaron 2 ferias, cada una durante dos días, orientadas a las comunidades ubicadas en zonas de peligro en torno al volcán Chaitén (región de Los Lagos) y al complejo volcánico Nevados de Chillán (región del Biobío). Este proyecto se enmarca en el programa de trabajo de ferias de divulgación y talleres orientados a la difusión de la vigilancia y peligros volcánicos, en el contexto de convenio de desempeño de alta dirección pública del Subdirector Nacional de Geología del SERNAGEOMIN, cuya finalidad es fortalecer el funcionamiento de la Red Nacional de Vigilancia Volcánica, permitiendo proveer información relevante para disminuir los riesgos de la población expuesta.

El hecho de que la población se encuentra desinformada, desconociendo los peligros naturales a los cuales está expuesta, produce un aumento de su vulnerabilidad debido a: (1) la falta de comprensión de los mapas (geológicos y de peligro) y de los reportes, generados por instituciones técnicas y autoridades locales; (2) la incapacidad de determinar, con cierto grado de certeza, bajo qué condiciones proceder una auto-evacuación, en caso de que la autoridad tarde en decretar una alerta o los sistemas de monitoreo fallen; y (3) la falta de preparación a nivel familiar y vecinal para adoptar medidas antes, durante y después de una emergencia.

Con el fin de cumplir con nuestro deber institucional y profesional, siendo el organismo técnico del estado oficial en la asesoría de emergencias volcánicas a integrantes de protección civil, es fundamental generar cercanía y confianza en los organismos técnicos y de protección civil ya que, en general, no se comprende por qué se toman las decisiones y es mucho más difícil establecer lazos de confianza cuando se está viviendo un contexto de emergencia.

GEOS-1: Enseñanza de la geología y rol social del geólogo

Herramientas para la divulgación de las ciencias de la tierra en la educación formal

Virginia Toloza[1], Carolina Zapata[2], Daniela Sanzana[3].
(1) Red Nacional de Vigilancia Volcánica, Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago, Chile
(2) Universidad Católica de Temuco, Chile
(3) Departamento de Psicología, Facultad de Ciencias Sociales, Univerisidad de Chile, Santiago , Chile

A lo largo de la historia educativa de nuestro país, se ha detectado un déficit en la educación escolar en cuanto a temáticas asociadas a las ciencias (estudio pedagógico XXXVI, Nº 2, 2010) y su relación con el entorno. Esto ha ocasionado un desconocimiento de la población tanto de los procesos geológicos locales como de los geositios relevantes que los rodean, aumentando con ello la vulnerabilidad ante peligros naturales como terremotos, tsunamis (Maule, 2010), erupciones volcánicas (Chaitén año 2008), remociones en masa (Santa Lucía, 2017), entre otros; y la desvalorización y descuido de las zonas de importancia geológica con las que conviven a diario.

La integración de las ciencias de la tierra a los planes y programas del Ministerio de Educación, contribuye a disminuir esta problemática mediante la vinculación temprana de las personas hacía la Geología, siendo el rol del geólogo un pilar fundamental en la consecución de este acercar y acortar la brecha de conocimiento entre científicos y la población no instruida.

La inclusión de dichas ciencias en los planes publicados por el Mineduc, para la educación científico humanista de 1° básico a 4° medio, busca reforzar y mejorar, en la medida de lo posible, el currículum nacional actual del ministerio. Por lo anterior, nuestra intervención considera no solo la clase expositiva, sino también, en su mayoría, diversas actividades interactivas de manera que los estudiantes sean actores activos en el proceso y se generen así aprendizajes que contribuyan a su desarrollo integral, a crear cambios de actitud y a fomentar habilidades que los acompañaran en el colegio y en su vida a futuro.

A la fecha, se han desarrollado dos actividades que involucran un acercamiento entre las ciencias de la tierra y los escolares, siendo estas: (1) Taller realizado en el colegio Padre Manuel d'Alzon, en la divulgación del proyecto Geoparque Minero del Litoral del Biobío. (2) Construcción de maqueta en la Escuela Almirante Juan J. Latorre, en la ejecución de la Feria de Divulgación Volcánica. Las actividades buscan que los estudiantes adquieran ciertos contenidos de unidades específicas y evidenciar procesos, además de fortalecer habilidades blandas con sus pares. Los resultados de ambas actividades pueden medirse con la participación y entusiasmos de los involucrados, ya que estas instancias permiten a los docentes crear nuevas y didácticas metodologías de enseñanza y generar en los estudiantes aprendizajes significativos.

GEOS-1: Enseñanza de la geología y rol social del geólogo

Impacto de la geoeducación en la reducción de vulnerabilidad ante riesgos: mejoramiento de protocolos del Cuerpo de Bomberos y formación resiliente de la población en Copiapó, Chile.

Luciano Lorenzo Travella[1], Ian Nain Pai Alarcón[1], Alvaro Marcelo Madrid Salinas[1].
(1) Geología, Ingeniería, Universidad de Atacama

En base al efecto de los eventos hidrometeorológicos ocurridos en Atacama durante 2015 y 2017, se reconoce un muy alto grado de vulnerabilidad frente a procesos geológicos en gran parte de la región. Consideramos necesaria la inminente reducción de los riesgos con el fin de proteger a la población, para lo que se proponen métodos de geoeducación y gestión de desastres que consideren los objetivos del Marco de Acción de Sendai (UNISDR, 2015), el contexto legal e institucional a nivel nacional y regional, y las propuestas de trabajos científicos competentes. Tales métodos serán inicialmente dirigidos a voluntarios del Cuerpo de Bomberos, organización reactiva ante emergencias que coordina directamente con las demás instituciones del Sistema Nacional de Protección Civil durante la preparación y respuesta ante desastres, para luego adaptarlos y transmitir a la comunidad. Gracias a la participación en reuniones de Comandancia y grupo USAR (*Urban Search and Rescue*) de la 4ª Compañía de Bomberos de Copiapó, en las que se discuten los procedimientos y funciones ante emergencias, se acordó la colaboración para una Activación USAR realizada el 26 de mayo de 2018, en la cual se simuló un escenario de desastre originado por un evento aluvial con precipitaciones de 90mm, seguido por un terremoto 8.2MW. Frente a esto, se desplegó un trabajo conjunto de evaluación de la ciudad en el que colaboramos informando sobre activación de quebradas y flujos aluviales, caudales, deslizamientos de tierra, zonas más vulnerables y rutas de acceso a ellas, además de instruir en uso de GPS, brújula y análisis de mapas. A partir de lo anterior surgió un diagnóstico preliminar a la organización, el cual evaluó: (1) el nivel de información técnica y percepción de los riesgos, (2) las capacitaciones otorgadas por la Academia de Bomberos en su Programa de Entrenamiento en rescate urbano, (3) los protocolos de coordinación y actuar ante desastres, pudiendo además apreciar (4) la meritoria confianza de la comunidad hacia bomberos, lo que contribuye a difundir la geoeducación hacia la población mediante ellos. La metodología propuesta consiste en dictar charlas y asesorías a bomberos y ciudadanos, en las que se entreguen recursos geológicos como mapas de riesgo y modelos digitales didácticos, softwares interactivos de realidad simulada y sistemas de alerta temprana, con el fin de contribuir a la institución y a la seguridad de la población, generando resiliencia mediante geoeducación.

GEOS-1: Enseñanza de la geología y rol social del geólogo

¿Cómo imaginamos el subsuelo? Estudio de percepción de la geotermia mediante dibujos

Sofia Vargas[1].
(1) Región Metropolitana, Centro de Excelencia en Geotermia de Los Andes , Santiago, Chile

Comunicar los avances científicos sobre energía geotérmica de una forma apropiada a comunidades no vinculadas al mundo de las ciencias es un asunto complejo, sobre todo si se considera que la energía geotérmica es de las menos conocidas y aceptadas dentro de las fuentes renovables. En este contexto, es clave entender la percepción social de la energía geotérmica. Para ello este trabajo presenta percepciones de estudiantes entre 10 y 16 años sobre la morfología de los volcanes y energía geotérmica con el objetivo de identificar su nivel de conocimiento, aceptación de este tipo de energía y percepción de riesgos. Esta investigación consideró el análisis de 200 dibujos realizados por estudiantes de las regiones Metropolitana y Araucanía. Los dibujos fueron considerados como una herramienta metodológica para lograr un mejor entendimiento de su percepción. Dentro de los principales hallazgos obtenidos se señala que la mayoría de los estudiantes desconoce cómo se puede obtener energía a partir de calor de la Tierra, existe una falta de entendimiento sobre los peligros asociados a erupciones volcánicas, ausencia de noción de agua subterránea, así como una relación directa entre el volcanismo y el centro de la Tierra. Estos resultados confirman lo propuesto por investigaciones internacionales que indican que la energía geotérmica es desconocida para la mayoría de la población. Sin embargo, considerando el alto potencial geotérmico que tiene el país y los desafíos en materia energética es clave considerar estos vacíos de información y formas de entendimiento de subsuelo para poder comunicar de mejor forma el conocimiento científico y construir estrategias de participación pública de una forma eficiente, local y situada.

GEOS-1: Enseñanza de la geología y rol social del geólogo

Coordinadora nacional de estudiantes de geología (conaceg): red de colaboración estudiantil como aporte a la enseñanza de la geología en chile

Franco Vera[1], Juan Carlos Moral [2], Gabriela Ramirez[3], Carolina Zapata[4].
(1) Departamento de Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias Químicas , Universidad de Concepción
(2) Escuela de Geología, Facultad de Ciencias , Universidad Austral de Chile
(3) Facultad de Ingeniería, Universidad Andrés Bello
(4) Facultad de Ingeniería, Universidad Católica de Temuco

La enseñanza universitaria de la Geología en Chile comenzó en 1957 con la apertura del Curso Especial de Geólogos de la Universidad de Chile, siendo seguida por la Universidad Católica del Norte en 1968 y la Universidad de Concepción en 1982. Por más de 20 años estas universidades tradicionales formaron profesionales que cubrieron el campo laboral en las distintas disciplinas que componen la geología. Ya en el año 2007 se abre la carrera en la Universidad de Atacama, mientras que el año 2011, se comienza a impartir la carrera en un gran número de instituciones, muchas de las cuales no cumplían con los requisitos mínimos para enseñar la geología de buena forma (Colegio de geólogos de Chile, 2014). En la actualidad son 16 universidades que imparten la cerrera, lo que ha traído consecuencias directas sobre la comunidad geológica, aumentando la cesantía en el rubro y la falta de posibilidades para las nuevas generaciones de geólogos. En el año 2016, en el contexto de la movilización nacional estudiantil, nace la inquietud por parte de los centros de estudiantes de las diversas universidades que imparten geología a lo largo de Chile, de generar una red de cooperación para hacer frente ante la estructura competitiva impuesta por las instituciones de Educación Superior, además de generar un ente que exija a las universidades la estandarización del conocimiento e infraestructura mínima para el correcto desarrollo de la disciplina. En este contexto, se conforma la Coordinadora Nacional de Estudiantes de Geología (CONACEG) con la participación de 14 de las 16 universidades que imparten está carrera. En este trabajo presentamos la visión y misión de nuestra organización, además de establecer los objetivos fundacionales como: Asegurar que la diversidad de inquietudes y necesidad de todas/os las/os estudiantes tengan un canal de expresión mayor donde puedan ser planteadas, discutidas y/o evaluadas; establecer una red de coordinación entre los/as estudiantes de geología de Chile que posibilite la acción colectiva y la movilización social en torno a necesidades de interés general; impulsar la transformación de los planteles universitarios adherentes en instituciones de rol público, ajenos a intereses y lógicas de mercado; promover el rol social del geólogo, de acuerdo al cual la producción del conocimiento geológico deberá estar al servicio de las necesidades sociales, en contraposición a intereses privados o personales.

GEOS-1: Enseñanza de la geología y rol social del geólogo

Uso de modelos a escala de procesos geológicos en actividades de difusión de las Ciencias de la Tierra en escuelas de educación básica de la Región del Maule, Chile.

Claudio Vergara[1], Rayen Gho[1], René Burgos[1], Rodrigo Parada[1].
(1) Dirección Regional del Maule, Servicio Nacional de Geología y Minería

Introducción

El complejo contexto geológico del territorio nacional propicia la ocurrencia de procesos que pueden generar afectación negativa sobre la comunidad. La zona de subducción de las placas Nazca y Sudamericana es causal de una geografía principalmente montañosa de altas pendientes, de la ocurrencia de fuertes movimientos telúricos, y la presencia de un arco volcánico activo a lo largo de la mayor parte del territorio continental. El cambio climático y la desertificación también han afectado una parte importante de la zona centro y norte del país, impactando en la disponibilidad de los recursos hidrológicos. Al respecto, el Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN) al ser el organismo técnico responsable de generar, mantener, difundir información de geología básica, de recursos y peligros geológicos del territorio nacional, tiene por objetivo apoyar a que la sociedad esté bien informada respecto de los procesos geológicos y su directa relación con el ser humano y sus actividades, lo que permite tener una mejor preparación en casos de contingencia para el bienestar de la comunidad.

Contexto Nacional e internacional

El año 2016 funcionarios de la Subdirección de Geología de SERNAGEOMIN formaron el "Grupo de Difusión de las Ciencias de la Tierra", grupo organizado cuyo objetivo es acercar las ciencias de la Tierra a la comunidad, con la misión de elaborar, ejecutar, difundir materiales y actividades enfocadas a la divulgación del conocimiento geocientífico y de los productos generados por esta institución. Dentro de las actividades desarrolladas por este grupo, se recopiló literatura en español disponible en internet sobre la difusión de ciencias de la Tierra en el mundo. El material disponible es abundante. Fue posible encontrar artículos de variadas temáticas, desde experiencias prácticas hasta discusiones políticas y filosóficas, de autores de todo el mundo. Por otra parte, se constató que otros servicios geológicos del mundo ya abordan activamente la difusión de las ciencias de la Tierra, muchos poseen sitios web con secciones dedicadas exclusivamente a la educación, ofreciendo diversos materiales y actividades educativas en torno a las ciencias de la Tierra en general y a la geología de cada región o país en particular (*United States Geological Survey (USGS), Geosciences Australia, Geological Survey of Japan* e Instituto Geológico y Minero de España (IGME), entre otros). (Miralles y Carrasco, 2018).

Contexto regional

La difusión de los conocimientos científicos ha sido una de las directrices con las que se ha guiado la Dirección Regional del Maule de SERNAGEOMIN desde su apertura en Julio de 2016. Durante las primeras campañas de difusión, se dio prioridad a los procesos geológicos presentes en la Región del Maule que pudiesen llegar a impactar negativamente a la población, a nivel de infraestructura crítica o de servicios básicos, poniendo en riesgo vidas humanas y/o su desarrollo socio-económico. Dentro de estos temas se ha puesto especial énfasis en los relacionados a los peligros volcánicos en las zonas cordilleranas y a la latente escasez hídrica del secano costero e interior. Para llevar a cabo este proceso, se confeccionaron dos maquetas que modelan de manera simple y dinámica estos procesos geológicos, explicando con ello como la geología va moldeando e impactando en superficie y subsuelo, y como ésta puede afectar a la población. En esta línea, se quiso innovar en la forma de educar sobre estos procesos, generando un impacto positivo en la retención de la información explicada a través de modelos didácticos, evitando de esta manera el uso excesivo de presentaciones y charlas con el formato clásico de expositor y auditores.

Actividades de difusión

Los primeros esfuerzos se centraron en la explicación de los peligros volcánicos para niños de escuelas primarias en las zonas de la alta cordillera de la región, con la utilización de un modelo de volcán mediante el cual es posible ilustrar eventos eruptivos explosivos y efusivos. El modelo está formado por dos conductos conectados a diferentes compartimentos dentro de él. Una de las cámaras está llena de harina para emular la salida de piroclastos, por lo que el comportamiento explosivo se explica soplando una manguera para hacer que la "ceniza" se libere desde el conducto. (Figura 1b). La otra cámara tiene material para simular el comportamiento efusivo con la extrusión de "lava": una mezcla viscosa de almidón de maíz cocido y vinagre teñido de rojo que en contacto con bicarbonato reacciona produciendo burbujas, lo que permite que la mezcla ascienda por el conducto volcánico hasta que alcanza la superficie del modelo, y que luego descienda por las laderas (Figura 1a). Luego, gracias a la topografía de

GEOS-1: Enseñanza de la geología y rol social del geólogo

la maqueta, los niños pueden observar cómo la "lava" desciende preferencialmente por las áreas topográficas bajas (Figura 1a). Otro tema de gran importancia es que el área suroeste de la Región del Maule se ha visto fuertemente afectada por una importante sequía en los últimos 10 años (Garreaud, 2011). En esta sector, el 15% de las viviendas rurales tienen escasez de agua potable (DGA, 2016; GORE Maule, 2015). En este contexto, se construyó otro modelo para explicar el sistema hidrogeológico a los niños de la zona: un recipiente acrílico sellado e impermeabilizado se llenó con capas de sedimentos de diferentes granulometrías. Se instalaron pequeñas mangueras para emular pozos piezométricos. En la superficie se moldearon altos y bajos topográficos para representar un "lago" y escurrimientos superficiales desde las "montañas. La maqueta cuenta con dos espacios en sus extremos los que sirven para regular el gradiente hidráulico a través de una pequeña bomba para peceras. Con esta disposición, es posible observar directamente el movimiento del agua subterránea a través de las distintas unidades hidroestratigráficas, al inyectar un colorante a través de alguno de los "pozos". Además, es posible medir los niveles de agua subterránea como sucede en la realidad (observado los niveles freáticos en los pozos piezométricos) y así dibujar la napa sobre la cubierta de acrílico. También es posible inducir contaminación sobre el "lago" al inyectar contaminantes en el pozo, controlando el gradiente hidráulico para que se produzca una conexión entre las aguas subterráneas y superficiales, de esta manera los observadores pueden ver que las actividades humanas pueden afectar el medio ambiente generando consecuencias que afecten a la comunidad (Figura 1c y d).

Resultados y futuro

La intención de la Dirección Regional del Maule de SERNAGEOMIN durante estas actividades es que los niños aprendan sobre los diferentes procesos geológicos, para que puedan comprender sus riesgos y cómo reaccionar en caso de un desastre natural o contingencia. De esta manera, el modelo del agua subterránea ha permitido a los niños comprender, primero que todo, que el movimiento del agua subterránea en la mayor parte del territorio es a través de poros y fracturas, y no como "ríos subterráneos", lo cual es una creencia común, incluso en adultos. Adicionalmente, los niños han podido comprender como la estratigrafía y la granulometría de los sedimentos afectan la velocidad del movimiento del agua a través de los poros (Figura 1c). La intención es entregar conocimiento sobre cómo se mueve el agua bajo la superficie, cuál es su relación dentro del Ciclo Hidrológico (relación con los recursos superficiales, recarga y descarga) y los efectos potenciales directos a nivel local que producen los contaminantes. Por otro lado, como la Región del Maule cuenta con 8 de los centros eruptivos activos del país, la hace susceptible a experimentar alguna erupción volcánica en el futuro. Debido a esto, durante los años venideros se espera visitar un gran número de escuelas para alentar a los niños a aprender sobre la geología y sus peligros de forma didáctica, mejorando la conciencia de su entorno, ayudando a la población a estar más preparada para reaccionar de manera adecuada frente a una crisis volcánica. Luego de estas experiencias, se ha podido observar que los niños han podido aprender e interpretar más fácilmente los procesos gracias a los modelos, descubriendo por ejemplo los caminos por donde viajarán los productos volcánicos, lo que les permite hacer interpretaciones sobre cuáles son las áreas más peligrosas en caso de erupciones volcánicas. Durante el año 2018, se comenzó a usar una pauta de evaluación para medir la satisfacción de los participantes de actividades de difusión, con lo cual se espera poder estimar cualitativa y cuantitativamente el efecto del uso de maquetas y modelos a escala en estas tareas. Finalmente, se pretende a futuro incluir nuevas maquetas para explicar otros procesos como peligros geológicos por deslizamientos de tierra, licuefacción y sobre la formación de montañas.

GEOS-1: Enseñanza de la geología y rol social del geólogo



Figura 1. a. Emulación de erupción efusiva. b. Emulación de erupción explosiva. c. Experimento de infiltración en arenas, gravas y arcillas. d. Pluma de contaminación en maqueta hidrogeológica.

GEOS-1: Enseñanza de la geología y rol social del geólogo

Formación multidisciplinaria para el estudio del sistema Tierra: el caso del programa en Geociencias UC

Paulina Vergara[1], Guillermo Ortega[1], Camila Gilberto[1], Catalina Diaz[1], Catalina Lizarde[1], Nicolas De Pablo[1], Gloria Arancibia[2], Carlos Marquardt[2,3].
(1) Major en Geociencias, Departamento de Ingeniería Estructural y Geotécnica, Escuela de Ingenieria, Pontificia Universidad Católica de Chile, Santiago, Chile
(2) Ingenieria Estructural y geotécnica, Escuela de Ingenieria, Pontificia Universidad Católica de Chile, Santiago, Chile
(3) Ingenieria de Mineria, Escuela de Ingenieria, Pontificia Universidad Católica de Chile, Santiago, Chile

Los programas de estudio en Geología en Chile comprenden una formación principalmente en cursos de geología estructural, mineralogía, petrología, recursos y procesos superficiales. Estas áreas se pueden enseñar con distintos matices abordando metodologías más cualitativas y/o cuantitativas, que dependen del docente pero también se relaciona con el énfasis que quieran dar las universidades, condicionados a su vez, por ejemplo, de la facultad y/o departamento al que pertenece el programa de estudios o a la trayectoria en investigación de sus docentes. Al revisar las distintas mallas curriculares de los programas en Chile, dan cuenta que estas dan énfasis a metodologías cualitativas, que pueden limitar a los profesionales a la hora de afrontar casos que se deban abordar con una mirada más ingenieril.

En la Escuela de Ingeniería de la Pontificia Universidad Católica de Chile (UC), desde el año 2010 un grupo de investigadores y académicos miembros de la comunidad geocientista idearon un plan de estudios, que dio comienzo en el año 2013 al programa Geociencias UC de 4 años de duración y que articula a una concentración de cursos disciplinarios en geología y geofísica denominada Major en Geociencias[1], al cual también se puede cursar desde el programa de College[2] UC. A lo anterior, se agrega una concentración menor de cursos que complementa con disciplinas ingenieriles denominado Minor[3] donde se vincula los distintos campos de la ingeniería civil y geociencias. Los estudiantes de ingeniería que cursan el Major en Geociencias, reciben un grado de Licenciado en Ciencias de la Ingeniería, equivalente al grado académico de Bachelor of Science (B.Sc.). Además, los egresados de Geociencias UC pueden optar a títulos profesionales de Ingeniería Civil, realizar un postgrado o salir directamente al campo laboral.

Actualmente el programa cuenta con 15 alumnos de pregrado y 15 de postgrado. Además, 6 alumnos de pregrado y 7 de postgrado ya han egresado.

Considerando que se necesita el desarrollo de oportunidades para los geólogos en otras áreas[4] en Chile, podemos llegar a la conclusión que el caso de Geociencias UC evidencia que un sistema de licenciatura que permite obtener títulos profesionales de ingeniería civil y postgrados, es un camino con bastante potencial.

1http://geociencias.ing.puc.cl/ 2http://college.uc.cl/ 3http://orientadoresdocentes.sitios.ing.puc.cl/ 4Tapia et al, 2018. Assessments of geologic programs in higher educational institutions of Chile

GEOS-2: IX Simposio de Historia de la Geología

Evolución de técnicas utilizadas para la elaboración de productos cartográficos digitales utilizando Sistemas de Información Geográfico en la Oficina Técnica Puerto Varas de SERNAGEOMIN

Ignacio Andrés Bascuñán[1], Eduardo Córdova[2], Jorge Parra[3], Alejandro Ramos[2].
(1) SERNAGEOMIN
(2) Oficina Técnica Puerto Varas, SERNAGEOMIN, Puerto Varas, Chile
(3) Geología Aplicada, SERNAGEOMIN, Santiago, Chile

Los productos cartográficos de la Oficina Técnica Puerto Varas (OTPV) de SERNAGEOMIN, publicados en las diferentes Series de la Carta Geológica de Chile (1), son elaborados utilizando los Sistemas de Información Geográfico (SIG) cuyas técnicas involucradas en las etapas del desarrollo de la cartografía han variado desde su implementación. La información ingresada al SIG, proveniente de los datos geológicos obtenidos mediante observaciones en terreno, diversas fuentes bibliográficas, y de geofísica, geoquímica, entre otras; es procesada considerando principalmente su componente espacial (punto, línea o polígono) para la generación de topología y base de datos. Finalmente, y considerando la naturaleza de tipo cualitativa del dato geológico, la representación, simbolización y publicación se realiza bajo categorías temáticas utilizando las normas editoriales vigentes de SERNAGEOMIN. Esta metodología de trabajo para la elaboración de la cartografía utilizando los SIG en la OTPV, es representada de forma simplificada en tres etapas: (**1**) obtención e ingreso del dato geológico, (**2**) procesamiento y (**3**) producción. A continuación, se menciona la técnica, insumo, producto y el período en que se ha aplicado para el desarrollo de cada etapa:(**1**) trabajo de campo y fuente bibliográfica (1993-2018); interpretación de fotografías aéreas mediante estereoscopia (1993-2018); interpretación de imágenes LANDSAT TM 5 (1998-2002) y RADARSAT 1 (1999-2002); Google Earth (2010-2018); carta regular del IGM a escala 1:50.000, Datum Provisional Sudamericano 1956 (1993-2011); carta regular del IGM a escala 1:50.000, Datum SIRGAS (2011-2018); digitalización vía mesa digitalizadora (1993-2010); vectorización desde raster (2009-2018) (**2**) Formato vectorial archivos Tnt-Mips (1993-2008); formato vectorial coberturas Arc-Info (1996-2011); formato vectorial archivos shape de ArcView (1999-2008); Formato vectorial archivos shape de ArcGis (2008-2011); Formato vectorial geodatabase de ArcGis (2011-2018) (**3**) Formato vectorial archivos Tnt-Mips (1993-2008); formato vectorial archivos shape de ArcView (1999-2008); FreeHand para impresión y publicación (2001-2006); Illustrator para impresión y publicación (2006-2018); formato vectorial archivos shape de ArcGis (2008-2011); formato vectorial geodatabase de ArcGis (2011-2018). Esta contribución cuenta con el auspicio de la Subdirección Nacional de geología de SERNAGEOMIN. (1)Muñoz et al. 2016. XIV CGCH.

GEOS-2: IX Simposio de Historia de la Geología

Fernando de Amor y Mayor, un naturalista desconocido del siglo XIX y su paso por la Provincia de Copiapó

Miguel Cáceres Munizaga[1].
(1) Particular

Introducción Durante el Triásico medio al Jurásico temprano, numerosas cuencas extensionales orientadas NNW-SSE se formaron a lo largo del borde occidental de Gondwana (ej: cuencas San Félix, El Profeta-La Ternera, etc.). Estas, fueron rellenas con potentes secuencias sedimentarias, las que se encuentran muy bien expuestas en el norte de Chile (Suarez y Bell, 1992). A la latitud de Copiapó, la Formación La Ternera constituye una de las unidades más representativa depositadas en estas, en cuyos afloramientos se han realizado numerosos estudios geológicos y paleontológicos desde mediados del siglo XIX (Carvajal, 1862; Solms-Laubach y Steinmann, 1889; Brüggen, 1917; Blanco, 1996), no obstante, aquel elaborado por el científico español Fernando de Amor y Mayor en la quebrada El Carbón (QEC) en 1863, no ha sido considerado en la literatura geológica nacional. La siguiente contribución, pretende dar a conocer el trabajo realizado por este naturalista en la QEC, reconociéndolo como el primero en identificar especies de paleoflora y además, entregar antecedentes geológicos del sector. Revisión histórica-bibliográfica de la QEC Según Carvajal (1862), los afloramientos carbonosos de la QEC fueron descubiertos por el cateador copiapino Pablo Castillo en 1855, aproximadamente, siendo explotado entre 1862 y 1869 por la Sociedad Explotadora del Carbón de Piedra de la Ternera a cargo de los señores Eugenio Crooy y Juan Esbry. Contrariamente, Figueroa (1897) indica que el primero de ellos publicó en 1869 un descripción geológica del sitio en el periódico *El Copiapino*, no obstante, lo cierto es que Carvajal (1862) lo antecede, entregando antecedentes geológicos del área y realizando ensayes de muestras de los mantos carbonosos. Si bien la presencia de plantas fosilizadas era conocida en el sector, los primeros estudios paleontológicos comenzaron con Mallard y Fuchs (1870), estos científicos recolectaron restos de plantas fosilizadas que llevaron a Paris, siendo estudiadas por los señores Schimper y Zeiller quienes asignaron una edad liásica inferior. Pissis (1875) y Domeyko (1860) mencionan en sus trabajos los afloramientos de la QEC, sin embargo sus descripciones se basan en los trabajos nombrados en el párrafo anterior. Esta situación fue subsanada con la visita en 1883 de Gustav Steinmann a los mantos de carbón durante septiembre y octubre del mismo año; sus investigaciones fueron complementadas con el trabajo paleontológico de la flora realizado por Solms-Laubach, siendo publicadas en 1899 (Solms-Laubach y Steinmann, 1899). A principios del siglo XX, Sundt (1909) realiza una descripción muy breve del sitio, mientras que Brüggen (1917) publica un estudio más detallado, acompañado de perfiles y columnas estratigráficas además de una evaluación del potencial económico de los mantos carbonosos. En una publicación posterior, Brüggen (1950) realiza la definición formal de la Formación la Ternera. Formación La Ternera La sierra La Ternera se ubica a 68 km al NE de Copiapó, allí Brüggen (1950), definió la formación homónima como una secuencia de capas con un espesor >350m, donde los primeros 150m corresponden a pizarras arcillosas con intercalaciones de bancos de areniscas y conglomerados, las cuales contienen numerosas plantas réticas y mantos de carbón antracitoso inexplotable, a los que le siguen 200 m de areniscas y conglomerados. Actualmente y en los alrededores de la QEC, esta formación se encuentra separada en cuatro miembros (Iriarte et al., 1996): uno inferior volcánico de unos 300 m de espesor, seguido por 300 m de areniscas y lutitas rojas bien estratificadas, a lo que se le adiciona 900 m de conglomerados cuarcíferos, areniscas e intercalaciones de lutitas negras y mantos de carbón además de abundante flora fósil; para finalizar con 200m de lavas andesíticas. Un desconocido en la historia geológica nacional Fernando de Amor y Mayor (1820-1863), oriundo de Madrid, fue el primer catedrático de Historia Natural en el Instituto de la ciudad de Córdoba en España y primer director de la Escuela Elemental de Agricultura de esa misma ciudad (Recio et al., 2013). En 1862 fue invitado por el Museo Nacional de Ciencias Naturales de Madrid para participar en la Comisión Científica del Pacífico, en la que ejerció el cargo de vicepresidente y primer naturalista, teniendo a su cargo los campos de la entomología y geología. Esto, le permitió visitar Copiapó entre finales de junio e inicios de julio de 1863, en este lugar recorrió la quebrada Paipote y el cerro Bramador (Recio et al., 2013). No se conocen mayores detalles de su labor en la zona, excepto que a petición de la Junta Directiva de la Sociedad Explotadora del Carbón de Atacama realizó un reconocimiento de la QEC, del cual se vertió un informe redactado el 8 de junio de 1863 y publicado en El Mercurio (Santiago) el 26 del mismo mes, día en que De Amor en conjunto con el resto de la comisión salían desde Caldera hacia el puerto de El Callao (Recio et al., 2013). Sin embargo, en su recorrido por Argentina y Chile contrajo una desconocida enfermedad que le produjo fiebres intermitentes que lo llevaron a la muerte el 21 de octubre de 1863 en el puerto de San Francisco (USA) (Recio et al., 2013). Mineral del carbón de piedra de La Ternera Ese es el título que lleva el informe de Fernando de Amor y Mayor, este, abarca elementos litológicos, tectónicos y paleontológicos. Los dos primeros ya habían sido abordados por autores como Carvajal (1862), no obstante, el gran mérito del estudio de Amor es la identificación de variadas especies de plantas y la interpretación del paleoambiente en la que se desarrollaron. Si bien este informe ya ha sido parcialmente expuesto en la publicación de Recio et al. (2013), esta es más bien informativa y no ahonda en elementos geológico y/o paleontológicos. "*Interesa así mismo, y mucho más aun, hacer constar que en las diferentes capas de las citadas rocas se ven mui patentes los restos de la prodijiosa y jigantesca vejetación que cubría a algunos puntos de la tierra en aquellas edades remotísimas del globo en la que un gran calor, independiente del sol, y una densa cantidad de vapor de agua en la atmosfera, acompañada de una prodijiosa proporción de ácido carbónico,*

permitían vivir a plantas que hoy no pueden hacerlo ni en los más tropicales climas; plantas que han desparecido completamente de la superficie de la tierra y cuyos restos forman hoy la flora fósil del terreno de la Ulla." No es necesario hacer grande empeño para buscar estos restos en el terreno que constituye el objeto de este informe, Por doquiera que se tienda la vista, se ven vejetales pertenecientes a especies arbóreas, rotos unos y asomando entre las rocas los mutilados troncos que, con sus cortezas, sus fibras y sus vasos, se hallan convertidos en sustancia mineral; otros tendidos o recostados en los flancos de los escarpes, que se puede medírselos con la vista y contemplar su extraordinaria longitud y anchura, convertidos en areniscas, mientras que sus frondes o sus hojas y ramillos destrizados, desechos y arrastrados por las aguas que debieron servir para formar los mantos de carbón que existen entre aquellos extensos pizarrales. Véase así mismo Calamites, que son tallos huecos; pero macizados con arenas, arcilla y restos menudos de otras plantas, y comprimidos a veces por el peso de las rocas; tallos que pertenecieron a una curiosa familia de vejetales de que son vivos representantes los equisetos o colas de caballo, pequeños fragmentos de Sijilarias y de otros troncos que por sus impresiones han debido pertenecer a la magnífica acción de los helechos arborescentes. Si se dividen las lajas de pizarras arcillosas, grisácea, pardas o rojizas, que debieron formarse por el tranquilo sedimento de limos finísimos que se ven perfectamente conservadas las impresiones de hojas de mui variadas plantas fanerógamas y las frondes de gran cantidad de cryptoganicas. De entre las primeras hay hojas dijitadas semejantes al parecer a las de ciertas palmas; otras acorazonadas pertenecientes a una familia análoga a la de nuestras epidenoreas; y también anillos estrellados con largos filamentos y que son trozos de Asterophyllites; planta acuática y flotadoras, de una familia estinguida completamente y hasta ahora mui poco conocida. Son de las segundas cinco o seis especies de los jeneros Pleris y otro grupo de los Helechos. La presencia de estos diversos restos de plantas ya extinguida unidas a los caracteres litolojicos de las rocas, permiten, creo, caracterizar este terreno, colocándolo en la categoría que los jeologos conocen con el nombre de Terreno de la Ulla." Interpretación Durante el Triásico el clima estuvo gobernado por el ensamble de Pangea y su posición cercana al Ecuador actual, lo que fue acompañado por varios periodos de efecto invernadero (Retallack, 2013). De Amor, acertadamente concluye que el clima donde crecieron las plantas en la QEC fue mucho más cálido y húmedo, además de interpretar que los mantos carbonosos se habrían formado por el material vegetal que era arrastrado y acumulado por el agua. Si bien De Amor identifica correctamente géneros de plantas reconocidas en trabajos modernos (*Calamites*, *Sigilaria*, etc.) (Sepúlveda y Naranjo, 1982), estas también se presentan en épocas anteriores. La ausencia de un estudio más detallado llevó al naturalista español a clasificar el área como "Terreno de la Hulla", término usado hasta principios del siglo XIX para referirse a rocas del Carbonífero (Truyols, 1982), cuya mayor característica es, justamente, la presencia de carbón, no obstante, la mayor resolución de los estudios de paleoflora han permitido asignar una edad triásica superior para las rocas de la Formación La Ternera. Conclusión A pesar que integró la Comisión Científica del Pacífico, la figura de Fernando de Amor y Mayor ha pasado desapercibida para la comunidad geológica nacional y, probablemente, opacada por los naturalistas del siglo XIX (Pissis, Domeyko). A pesar del breve periodo que estuvo en la zona de Copiapó, realizó un completo informe acerca de la QEC, cuyo contenido revela la capacidad de observación y conocimiento para interpretar correctamente el paleoambiente en que se depositaron las rocas de la Formación La Ternera y de aquellas que conformarían los mantos carbonosos. Agradecimientos El autor desea agradecer la colaboración del Reynaldo Charrier al facilitar algunas referencias. Referencias Blanco, N. 1996. Sedimentología y ambientes depositacionales de la Formación La Ternera, Triásico superior de la precordillera andina de Copiapó, región de Atacama, Chile. Tesis para optar al título de Geólogo, Universidad de Concepción. 183p. Brüggen, J. 1917. Informe sobre el carbón de la Ternera (Copiapó). Boletín SONAMI 231, pp. 486-496. Brüggen, J. 1950. Fundamentos de la Geología de Chile. Instituto Geográfico Militar. 374p. Carvajal, J.A. 1862. Carbón fósil hallado en la provincia de Atacama. Anales de la Universidad de Chile, 21(1): 303-312. Domeyko, I. 1860. Elementos de mineralogía. 2da ed. Imprenta del ferrocarril, Santiago, 596p. Figueroa, P. 1897. Historia de la fundación de la industria del carbón de piedra en Chile. Vol. 2, Santiago, 84p. Iriarte, S., Arévalo, C., Mpodozis, C., Rivera, O. 1996. Mapa geológico de la hoja Carrera Pinto, región de Atacama. SERNAGEOMIN, Mapas Geológicos No. 3. Pissis, A. 1875. Geografía física de la República de Chile. Delagrave, Paris, 536p. Recio, J., García-Ferrer, A., Cortés. G. 2013. Fernando de Amor y Mayor (1820-1863), un insigne científico naturalista español por tierras chilenas en 1863. Boletín del Museo Regional de Atacama 4: 9-28. Retallack, G. 2013. Permian and Triassic greenhouse crises. Gondwana Research 24(1): 90-103. Sund, L. 1909. Estudios jeolójicos i topográficos del desierto y puna de Atacama, vol. 1. Imprenta Barcelona, Santiago, 212p. Sepúlveda, P. y, Naranjo, J. 1982. Geología de la hoja Carrera Pinto, Región de Atacama. SERNAGEOMIN, Carta No. 53, 66p. Suarez, M. y Bell, C. 1992. Triassic rift-related sedimentary basins in northern Chile (24°-29°S). Journal of South American Earth Sciences, 6(3): 109-121. Solms-Laubach, H. y Steinmann, G. 1889. Das auftreten und die flora der rhätischen kohlenschischten von La Ternera (Chile). Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie, Beilage-band 12, p. 581-592. Truyols. 1982. El Carbonífero en la obra asturiana de Barrois. Trabajos de Geología 12:7-21.

GEOS-2: IX Simposio de Historia de la Geología



CRONICA NACIONAL.

Mineral del carbon de piedra de la Tercera.

D. Fernando Amor y Mayor, Caballero Comendador de la Real distinguida Orden de Cárlos III y de la Militar de San Fernando, Catedrático de Historia Natural de la Universidad Literaria de Valladolid, miembro de la Sociedad Entomolójica de Francia, Individuo de la Academia Industrial y Manufacturera de Paris, etc.

Certifico: que hallándome accidentalmente y en servicio de S. M. C. la Reina de España en esta ciudad, pasé, a peticion de la Junta Directiva de la *Sociedad esplotadora del carbon de Atacama*, a reconocer un terreno situado en la quebrada del mismo nombre, que es una de las tres ramificaciones en que se divide la llamada de Paipote; y que de este reconocimiento, segun las observaciones practicadas, resultó lo que con la posible brevedad paso a manifestar.

A poco de entrar en la estrecha y tortuosa quebrada, que hoi lleva el nombre de *Quebrada del Carbon*, empiézanse a ver las distintas séries de rocas que, dispuestas en capas inclinadas como a 45 grados y como un sensible paralelismo, vienen a recordar los caractéres *litolójicos de una formacion carbonífera*.

Entre estas capas o séries de rocas, son las principales: Los *Conglomerados* (padingas) constituidos por cantos redondos y empastados en un cimiento silíceo arenoso, mui tenaz y de difícil desagregacion: los *Asperones* (grawaks) de color gris ceniciento y formados por la agutinacion de gruesos granos de cuarzo: las *Areniscas pizarrosas* de color gris pasando al amarillento o rojizo, segun el mayor o menor estado de hidratacion del óxido de hierro y de su abundancia: las *margas arcillosas apizarradas* de color pardo oscuro o que tira al rojizo o al amarillento: los *hierros arcillosos nodulares* que, siguiendo la misma direccion que las rocas anteriores, con quienes alternan, forman bancos sujetos a las mismas condiciones y que dejan asomar y aun rodar pequeñas masas redondeadas o esféricas compuestas de hojas concéntricas de hierro arcilloso, hierro pardo y arcilla mui ferrujinosa. Entre cada dos sistemas formados por esta série de capas, en que suele faltar alguna de sus rocas, se ven grandes fajas de un color pardo agrisado, de plomo oscuro y aun de las muestras por mi reconocidas; y a que del primer ensayo hecho en el citado establecimiento, al segundo hubo ya una marcada aunque no grande diferencia respecto a esta cualidad, no seria estraño que con el tiempo se llegase a presentar mas bituminoso. Pero aun sin suponerse ninguna mejoria, no siendo la sequedad de la *ulla* un obstáculo para su empleo, sobre todo en las necesidades de la mineria en que puede usársela con método a propósito y hasta con ventajas, la en cuestion es de un grande interes para la localidad; toda vez que su abundancia sea bastante a poder sufragar una cómoda y económica esplotacion.

El trastorno jeneral del terreno y el estado de descomposicion en que se hallan tanto las pizarras carbonosas como el mismo carbon, hacen que no se pueda formar sino una idea aproximada del grueso de las capas, que ya queda dicho se presentan inclinadas, y por lo regular, de canto. En algunas pequeñas y poco bien dirijidas labores que se han practicado en diferentes tiempos no se ha podido hacer un exacto reconocimiento por estar aguadas: solo en un chiflon abierto en uno de los mantos que primero se presentan al pisar sobre el terreno cárbonífero, he podido ver el carbon, y de ésta es de donde se cortaron las ya mencionadas muestras. Este chiflon tiene de lonjitud unos 20 metros, tomando 12 de profundidad; allí aparecen cortadas dos capas de carbon separadas por una de pizarras carbonosas que tendrá como un metro: las capas de carbon tienen sobre un pié de anchura, libres de pizarras y con muí buenos caracteres esteriores.

De este aumento en grueso y en bondad de la clase de sustancia que el carbon ha tomado en tan corta profundidad de internacion en el manto, se infiere fácilmente, que la potencia en grueso así como la mejoria en la naturaleza del combustible que tomarian éstas y las demas capas del terreno deben ser considerables, y que aun cuando no siguiese en tan grande proporcion progresiva, siempre tendria que ser mas que suficiente a una económica y útil esplotacion, cuando se hayan cortado aquellos a la profundidad en que puede hacerse el socabon, que la configuracion del terreno permite abrir y con el cual dichas capas podrán ser reconocidas a una profundidad de 200 metros.

Es cuanto segun mi leal saber y entender puedo decir.

Copiapó, 8 de junio de 1863.

Dr. Fernando Amor.

Figura 1. Extracto del informe publicado por De Amor en El Mercurio (Santiago) del 26 de junio de 1863.

GEOS-2: IX Simposio de Historia de la Geología

Kenneth Segerstrom y su legado a la geología de Chile

Miguel Cáceres Munizaga[1].
(1) Particular

Introducción Una de las primeras etapas en un estudio geológico es la revisión bibliográfica del sector en la que se va a trabajar. Cada vez que se emprende uno en la Región de Atacama, lo más probable es que entre sus referencias aparezca citado uno de los numerosos trabajos de Kenneth Segerstrom. Este geólogo norteamericano, fue uno de los primeros en levantar la geología del valle del Copiapó bajo un formato estandarizado y moderno (para la realidad geológica chilena de la época), sirviendo de base para las demás publicaciones elaboradas por el Instituto de Investigaciones Geológicas (IIG) y que, por más de medio siglo, han servido de referencia para generaciones de geólogos que han recorrido aquellos parajes. Este trabajo, tiene como objetivo entregar antecedentes acerca de la vida de Segerstrom, su obra y su legado, de manera de reconocerlo como uno de los referentes de la geología chilena de la segunda mitad del siglo XX. Nombrar todos los trabajos de este geólogo escapa a la extensión de este trabajo, sin embargo, se recomienda consultar el trabajo de Heath y Tabacchi (1968). Antecedentes biográficos Kenneth Segerstrom o "Ken" para los amigos, nació el 1º de Agosto de 1909 en Denver, Estado Unidos de Norteamérica (EE.UU.), sitio en que vivió gran parte de su vida y donde realizó sus estudios. Con una beca por su excelencia académica, entró a la Universidad de Denver, donde obtuvo el grado de bachiller con doble especialización en matemáticas y química y una secundaria, en lenguas romances (Fries *et al.,* 1995). El entorno montañoso donde creció fue un gran aliciente para no continuar la carrera de química, sino que comenzar a trabajar "part-time" en labores de topografía en el Servicio Geológico de Estados Unidos (USGS) y otras agencias gubernamentales. Para el comienzo de la Segunda Guerra Mundial, ya se desempeñaba como topógrafo del Departamento de Topografía del USGS en Sacramento, California (Fries *et al*., 1995). Tenía un muy buen nivel de español, por lo que fue asignado para viajar a México en un programa de colaboración entre USA y ese país, allí estuvo 5 años, donde observó y describió muchos de los eventos del volcán Paricutín, esto, lo convenció de ser geólogo (Fries *et al*., 1995). Sus estudios los comenzó en 1947 en la Universidad de Pomona (Claremont, California), para luego obtener su maestría en Harvard, especializándose en geología estructural y geomorfología, dos disciplinas que desarrollaría posteriormente en Chile. Luego volvió a México, sitio donde estuvo hasta 1957, año en el que viajó a Chile para integrarse a un grupo de geólogos norteamericanos y chilenos, liderados por George E. Ericksen, quien se encontraba en el país desde 1954 apoyando la sección de geología de la Corporación de Fomento de la Producción (CORFO) (CORFO, 1962). La cooperación del USGS y con el IIG Con el objetivo de centralizar, bajo un mismo organismo, los estudios geológicos que hasta 1957 realizaban diferentes entidades estatales, la CORFO y el Departamento del Cobre crearon ese año el IIG, institución que estaría a cargo de realizar estudios geológicos en diversas regiones. Desde un principio el instituto contó con la colaboración de profesionales norteamericanos a través del programa de cooperación técnica denominado Punto IV, el que desde 1953 trajo al país a una serie de geólogos del USGS, entre ellos Kenneth Segerstrom, Robert Dingman, George E. Ericksen, entre otros (SONAMI, 1959). Se le encomendó al IIG la tarea de confeccionar la carta geológica del país, la que no sólo ayudaría a conocer la geología de este, sino que sería la base para la exploración de yacimientos minerales, aportaría conocimiento de los recursos de aguas subterráneas, así como también, entender las condiciones geológicas de aquellos lugares donde se quisiese construir (CORFO, 1962). Sin embargo, el IIG sólo contaba con mapas topográficos a escala 1:250.000, por lo que una de las primeras labores fue comenzar a elaborarlos a 1:50.000, basándose en las fotografías aéreas del vuelo Hykon, comprendiendo los paralelos 27ºS y 28ºS y los meridianos 70ºW y 70º30'W, totalizando 16 hojas topográficas con un área total de 12km2 lo que abarcaba los más importantes asientos mineros de la Región de Atacama (SONAMI, 1960). Kenneth Segerstrom y su labor Segerstrom, tuvo que trasladarse a Copiapó a vivir con su esposa Mildred y sus dos hijos, asentándose en Tierra Amarilla y formando, junto a Raúl Salas y otros dos geólogos norteamericanos, la primera oficina regional del IIG en la casa de huéspedes de la planta Manuel Antonio Matta entre 1955 y 1957, cambiándose en 1958 a la calle Chañarcillo en Copiapó (Salas, *com. verbal*, 2017). Sin embargo, el trabajo geológico en la región ya había comenzado por José Corvalán, Francisco Ortiz y Raúl Salas, quienes pertenecían a la sección geología de la CORFO, labor que continuaría Segerstrom hasta 1963 (Segerstrom, 1968). La labor de Segerstrom fue amplia, participó de la realización de 8 cuadrángulos 1:50.000 (de los 16 originalmente propuestos), entre ellos la Hoja Los Loros, la primera carta geológica editada por el IIG (Segerstrom, 1959) y otro de 1:250.000 que abarcaba desde Copiapó hasta el límite fronterizo (Segerstrom, 1968) (Fig. 1). Además, publicó cerca de una veintena de artículos científicos como primer autor, los que comprendieron geología básica, geomorfología, geología estructural, geología económica (Heath y Tabacchi, 1968), llegando a publicar en revistas internacionales como Geological Society Bulletin y Economic Geology. En la primera realizó un resumen de la geología y descripción de los depósitos minerales de la provincia de Copiapó (Segerstrom, 1967), así como también postuló la relación entre el desarrollo de las peniplanicies y la mineralización cuprífera de esta zona (Segerstrom, 1962a), mientras que en la segunda, estudió detalladamente la estratigrafía del mineral de Chañarcillo, lo que no se realizaba desde principios del siglo XX (Segerstrom, 1966). También, realizó estudios geomorfológicos en la parte baja del valle de Copiapó (Segerstrom, 1962b, 1965). No sólo abarcó la Región de Atacama, sino que sus trabajos se extendieron fuera de esta e incluyeron sismología, al estudiar los



GEOS-2: IX Simposio de Historia de la Geología

diques clásticos que se formaron luego del terremoto de Valdivia de 1960 en las cercanías de Concepción (Segerstrom *et al*., 1963), así como también el riesgo geológico, al investigar las remociones en masa en las cercanías de Santiago (Segerstrom *et al*., 1964). Además, en conjunto con otros autores, realizaron y publicaron las primeras dataciones radiométricas del país (Ruiz *et al*., 1960). La multiplicidad de trabajos y áreas que abarcó, le permitieron reconocer características geológicas que hasta el día de hoy están vigentes, tales como la definición de los grupos Chañarcillo y "Grupo" Bandurrias y su relación de engrane, las definiciones de las formaciones Cerrillos y Hornitos, el anticlinorium de Tierra Amarilla, el sistema de fallas en la precordillera de Copiapó y la publicación de rutas geológicas que hoy son consideradas como precursoras del geoturismo en la región (Cáceres, 2011), entre otras observaciones. En 1963, Kenneth retornó a Denver en donde participó en varios proyectos de geología económica para el USGS (Fries *et al*,. 1995), no obstante, volvió temporalmente a Chile para recibir en conjunto con sus colegas norteamericanos, una Medalla de Honor por parte del Canciller en reconocimiento a su labor en la constitución del IIG, esta ceremonia fue celebrada en el Salón Rojo de la Cancillería (Salas, *com. verbal*, 2017). Segerstrom estuvo en el USGS hasta diciembre de 1981, fecha en que se retiró debido a una merma en su estado de salud, no obstante, este siguió deteriorándose hasta que finalmente fallece el 4 de octubre de 1992 (Fries *et al*,. 1995). Conclusión Es innegable el aporte que los geólogos del USGS realizaron al naciente IIG, estos participaron en la planificación y desarrollo del instituto y condujeron investigaciones geológicas en conjunto con miembros de este (Ericksen *et al*., 1963). Sin embargo, la figura de Kenneth Segerstrom destaca por sobre los demás norteamericanos, no sólo por sus numerosas publicaciones, sino que también por el aporte que realizó en términos del conocimiento geológico de la parte meridional de la Región de Atacama y la amplitud de temas abarcados. La definición de múltiples formaciones y las relaciones de contacto/engrane entre estas permitió elaborar una estratigrafía regional, y que luego de un poco más de medio siglo, continúa vigente. Su contribución a la geología de Atacama es hoy parte de la base de la comprensión de la evolución geológica de la región y del país. Por esto, la figura de Segerstrom debe ser considerada una de las más relevantes de la segunda mitad del siglo XX. Agradecimientos El autor agradece a Luis Aguirre L. y Raúl Salas por la amable disposición para entregar antecedentes inéditos de la vida de Kenneth Segerstrom. Referencias Cáceres, M. 2011. La Ruta de Segerstrom: transversa geoturística y geopatrimonial en la Provincia de Copiapó, Región de Atacama. I Simposio de Geoparques y Geoturismo en Chile, pp. 34-37. Ericksen, G., Ruiz, C., Pizarro, B. 1963. Development, organization, and operation of the Instituto de Investigaciones Geológicas of Chile. United Nations Conference on the Application of Science and Technology for the Benefit of the Less Developed Areas, pp. 45-52. Fries, C., Segerstrom, K., Tilling, R., White, D., Wilcox, R. 1995. Movie footage of the activity of Parícutin volcano, Michoacan, Mexico, 1945-1952. USGS open-file report 93-197-A, 17p. Heath, J. y Tabacchi, N. 1968. Bibliography of reports resulting from U.S. Geological Survey participation in the United States Technical Assistance Program, 1940-67. Geological Survey Bulletin 1263, 70p. Ruiz, C., Segerstrom, K., Aguirre, L., Corvalán, J., Rose, H., Stern, T. 1960. Edades plomo-alfa y marco estratigráfico de granitos chilenos, con una discusión acerca de su relación con la orogénesis. IIG, Boletín 7, 26p. Segerstrom, K. 1959. Cuadrángulo Los Loros, Provincia de Atacama. IIG, Carta Geológica de Chile, Boletín Nº 1, 33 p. Segerstrom, K. 1962a. Regional geology of the Chañarcillo silver mining and adjacent areas, Chile. Economic Geology 47(8): 1247-1261. Segerstrom, K. 1962b. Deflated marine terrace as a source of dune chains, Atacama Province, Chile. USGS Professional Paper 450: C91-C93. Segerstrom, K. 1965. Dissected gravels of the Rio Copiapo valley and adjacent coastal area, Chile- USGS Professional Paper 525: B117-B121. Segerstrom, K. 1967. Geology and ore deposit of central Atacama Province, Chile. Geological Societty of America Bulletin 78(3): 305-318. Segerstrom, K. 1968. Geología de las Hojas Copiapó y Ojos del Salado. IIG, Boletín Nº24, 63p. Segerstrom, K. y Ruiz, C. 1962. Cuadrángulo Copiapó. IIG, Boletín Vol. III, Nº1, 42p. Segerstrom, K., Casertano, l., Galli, C. 1963. Eruptions of water and sand resulting from an earthquake near Conception, Chile. USGS Professional Paper, 475-B, pp. 131-134. Segerstrom, K., Castillo, O., Falcón, E. 1964. Quaternary mudflow deposits near Santiago, Chile. USGS Professional Paper, 475-D, pp. 144-148. SONAMI. 1959. El Instituto de Investigaciones Geológicas. Boletín Minero de la Sociedad Nacional de Minería 652(LXIX): 3491-3496. SONAMI. 1960. El Instituto de Investigaciones Geológicas. Boletín Minero de la Sociedad Nacional de Minería, Nº653, vol. LXIX, pp.3600-3602.

GEOS-2: IX Simposio de Historia de la Geología

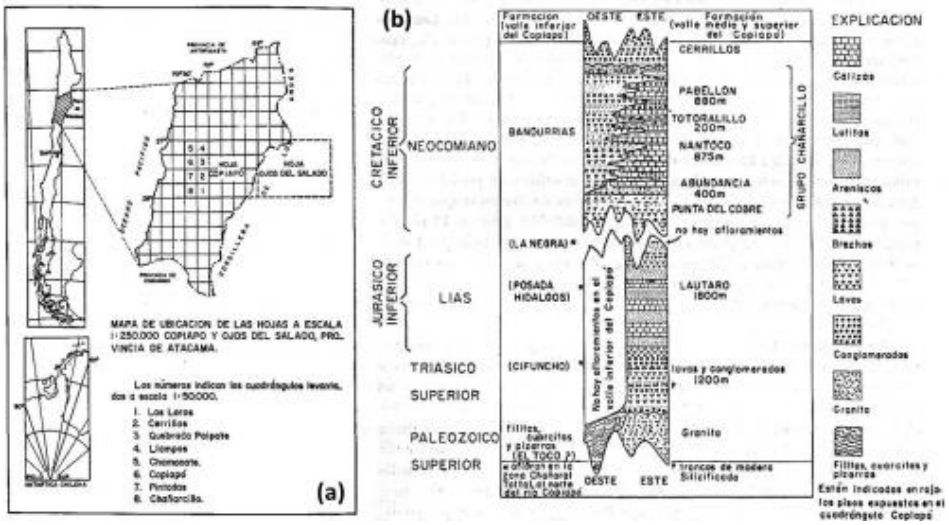


Figura 1. (a) Diagrama que muestra la distribución de las cartas geológicas 1:50.000 levantadas por Segerstrom entre 1959 y 1964, adicionalmente, se muestra la extensión de la carta 1:250.000 publicada en 1968 y elaborada por el mismo autor, la cual abarca gran parte de la porción media de la Región de Atacama (Segerstrom, 1968); (b) Columna estratigráfica regional propuesta por Segerstrom y Ruiz (1962) para las rocas del Neocomiano y pisos subyacentes. Nótese que la Formación Punta del Cobre es incluida dentro del Grupo Chañarcillo, cosa que se modificaría en publicaciones posteriores.

GEOS-2: IX Simposio de Historia de la Geología

Pioneros de la volcanología del siglo XX: La erupción de 1902 del Mount Pelée y el legado de Alfred Lacroix, Frank Perret y Thomas Jaggar

Angelo Castruccio[1,2].
(1) Geologia, Ciencias Fisicas y Matematicas, Universidad de Chile
(2) Centro de Excelencia en Geotermia de los Andes (CEGA)

La erupción del Mount Pelée (1902), es una de las erupciones mas famosas de la historia debido a la tragedia causada por la destrucción de la ciudad de St. Pierre y la pérdida de >20.000 vidas. Menos conocida es la influencia que tuvo la erupción en la vida y obra de 3 hombres que cambiaron el curso de la volcanología moderna. Alfred Lacroix (Francia, 1863-1948) inició su carrera como mineralogista. Sin embargo, ésta sufrió un giro cuando luego de la tragedia de St. Pierre, el gobierno francés le comisionó la tarea de investigar la erupción. Sus observaciones de depósitos y erupciones posteriores le permitieron reconocer un proceso poco conocido hasta ese entonces: las "nuées ardentes" o flujos piroclásticos y determinó de manera correcta su origen debido al colapso explosivo de un domo. Posteriormente propuso la base de la clasificación de erupciones volcánicas explosivas usadas hasta la actualidad: hawaianas, estrombolianas, vulcanianas y peleanas (luego se incorporaría el término pliniana). Frank Perret (EEUU, 1867-1940) se auto-educó como ingeniero eléctrico y poseía su propio negocio en Nueva York. Durante una estadía de descanso en el Caribe, observó de manera directa la destrucción causada por la erupción del Mount Pelée. La impresión causada le llevó a dedicar su vida al estudio de volcanes. Sin una formación de geólogo, su energía y dedicación suplieron con creces su falta de credenciales académicas. Gracias a su formación como ingeniero, inventó una serie de instrumentos para medir vibraciones, temperaturas y gases en numerosos volcanes alrededor del mundo, impulsando las técnicas de monitoreo. Sus observaciones están recogidas en su libro "Volcanological Observations". Thomas Jaggar (EEUU, 1871-1953) estudió geología en la Universidad de Harvard. Después de la erupción de 1902, el gobierno estadounidense lo envió a la isla a investigar las consecuencias de la erupción. La destrucción y muerte en la isla hizo que volcara su vida al estudio de volcanes y terremotos para evitar la pérdida innecesaria de vidas. Jaggar comprendió que para poder entender estos procesos era necesario un monitoreo permanente, creando en 1909 uno de los primeros observatorios volcanológicos del mundo en Hawái. Este trabajo intenta destacar como un evento de la naturaleza puede influir en la vida de las personas, inyectando energía y motivación en las investigaciones de los científicos e impulsando el desarrollo de la ciencia hacia nuevos caminos.

GEOS-2: IX Simposio de Historia de la Geología

La investigación geológica en el valle de Tinguiririca, Cordillera Principal, Chile central

Reynaldo Charrier[1,2].
(1) Geología, Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile
(2) Carrera de Geología, Facultad de Ingeniería, Universidad Andres Bello, Santiago, Chile

El valle de Tinguiririca es desde fechas lejanas una de las regiones cordilleranas de Chile central más visitadas por los geólogos. Aquí se intenta mostrar la razón de este interés. Domeyko y Díaz (1862) describen una excursión por este valle motivada por "*sus solfataras i depósitos de azufre, sus aguas termales, sus volcanes apagados i un terreno de sedimento con fósiles marinos…*". Señalan que, por 1821, la región fue recorrida por un tal Dr. Gillies y que, por 1830, fue visitada por Claudio Gay y el Dr. Mayen. Domeyko y Díaz reconocieron 3-4 terrazas fluviales, que correlacionaron con los "*escalones*" de "*los llanos terciarios de la costa de Chile*", y mencionan el Llano de la Isla (Isla de Briones), hoy conocido como depósito lahárico. Aguas arriba, describen una lava "*traquítica*" con disyunción columnar, apoyada sobre rocas metamorfizadas "*del sistema de pórfidos estratificados*", hoy conocido como Formación Abanico. Más adelante, en la parte alta del valle, divisaron la misma traquita, donde integra las lavas inferiores del Complejo Volcánico Tinguiririca. Hacia arriba, los cerros se presentan como un "*cuadro de un inmenso terreno estratificado solevantado por la fuerza central de los Andes*". Señalan que las aguas en Termas del Flaco alcanzan 96°C. Un análisis químico arrojó 2,78 g/l de distintos tipos de sales y concluyen que son aguas cloruradas. El "*terreno fosilífero*" guarda "*toda su simetría i arreglo primitivo de estratas*", pero más al este existe "*una masa no estratificada que es la verdadera roca de solevantamiento*", refiriéndose a las lavas superiores de Formación Río Damas. Colectaron y analizaron una muestra de caliza y colectaron algunos fósiles, sin poder asignarles una edad precisa. Ascendieron al volcán Tinguiririca por el río Azufre. Analizaron una muestra de lava columnar que compararon con lavas del Descabezado y Antuco. Las expresiones de estos autores sobre el valle y sus particularidades geológicas, ponen en evidencia el interés geológico del valle. Interés que persiste hasta la actualidad, en los temas que ya interesaban a Domeyko y Díaz y en muchos otros, motivos de investigaciones más recientes en estratigrafía, geología estructural, mamíferos fósiles, geomorfología, metamorfismo, sismicidad, geotermia, icnitas y glaciología.

Domeyko, I. y Díaz, W., 1862. Excursión jeolójica a las cordilleras de San Fernando, hecha en el mes de febrero de 1861. Anales de la Universidad de Chile, Tomo XX, p. 22- 42, Santiago.

GEOS-2: IX Simposio de Historia de la Geología

Pichilemicosas ocurridas durante la investigación geológica en los últimos 50 de 300 millones de años de historia de Pichilemu

Francisco Hervé[1], Estanislao Godoy Pirzio - Biroli[2], Camilo Palape[3], Francisco Munoz[4].
(1) Universidad Andrés Bello
(2) Tehema Consultores Geológicos,, , Chile
(3) Geología, FCFM, Universidad de Chile
(4) Universidad Nacional de Cordoba, Argentina

Después que Maarten de Witt hubiera comprobado la errónea identificación de glaucofano por Kranck (1932) en Bahía Pluschow de Cordillera Darwin al reexaminar las muestras originales en un museo en Oslo, Chile quedó desprovisto de ocurrencias del azul mineral, hasta que fuera descubierto en Cahuil y luego Pichilemu. El hallazgo fue hecho hace ya casi medio siglo, por el entonces juvenil geólogo Estanisalo Godoy Pirzio – Biroli, días después de haber dado su examen de grado para obtener el título de geólogo. Ordenando sus rocas antes de guardar algunas y botar otras, decidió hacer algunos cortes transparentes adicionales de rocas de Cahuil, que fueron las descubridoras del glaucofano. El mineral no pudo ser incluido en la ya terminada memoria, y su primera mención se realizó en 1972 (Aguirre et al., 1972). Los afloramientos de Cahuil fueron primero encerrados en el sitio de una casa, y posteriormente han desaparecido bajo un jardín. Este hallazgo se produjo después de la publicación por Don Felix González Bonorino del primer estudio integrado del basamento metamórfico de Chile Central (Gonzalez-Bonorino, 1970; González-Bonorino y Aguirre, 1970) y poco antes que el Prof. de la Universidad de California Dr. Gary Ernst viniera a Chile, a hacer una histórica salida a terreno por el basamento metamórfico de Chile Central llegando hasta Chiloé. Un punto inicial de este periplo fue Pichilemu. En vespertina reunión de descanso en un restaurant del lugar, hicimos contacto con un lugareño, quien nos indicó que había expectación en el pueblo pues habían identificado la llegada del famoso futbolista Alberto Quintano, en realidad Gary Ernst, y del entrenador de la selección nacional de futbol Rudi Gutendorf, en realidad Francisco Hervé, y acompañantes. Trabamos amistad con el lugareño, quien resultó tener una asombrosa costumbre: después de cada salud, profería la frase "Viejo zorro y peludo, que no te mueras nunca!", acompañado de un recio golpe en la espalda. Quien recibió más de estos últimos fue Ricardo Thiele, quien ese día ganó su apodo de Viejo Zorro que lo acompaña hasta el día de hoy en su círculo íntimo. En un aspecto más geológico, las recientemente designadas Serie Oriental y Serie Occidental (Aguirre et al., 1972) que reemplazaron a las series Curepto, Nirivilo y Pichilemu anteriormente propuestas por Gonzalez-Bonorino, resistieron bien el análisis del experto Dr. Ernst, cuyo estómago sin embargo no resistió los embates de un almud de almejas que consumiera aconsejado por Estanislao en el trayecto marítimo por el desaguadero hacia Chiloé en búsqueda de lawsonita. Este mineral, identificado por el Pierre Saliot en 1968 en esa isla, compañero de alcurnia del glaucofano, tampoco pudo ser hallada en esa oportunidad ni nunca más hasta el presente. Pero Pichilemu impresionó al Prof. Ernst, quien prontamente envió a su alumno de doctorado Terence Kato a estudiar las rocas azules y sus acompañantes, y en 1975 incluyó las rocas de Pichilemu en un modelo general de esquistos azules en el mundo, en el cual definió la Coast Range suture, estructura que separaría Serie Oriental de Occidental, como necesita el modelo de cinturones pareados. Se instaló Terence una residencial de la calle principal, donde su joven y Linda esposa, perdió una competencia de resistencia de platos con el chofer del departamento de Geología de la Universidad de Chile Manuel Alarcón. Linda estrelló su plato de calidad supuestamente irrompible contra las baldosas del piso quebrándolo en mil pedazos, mientras Manuel solo abollaba su plato metálico enlozado, ganado así la apuesta que se canceló inmediatamente en especies de sólo vino. Todos festejamos el hecho con una liebre a la parrilla, animal que cayó bajo las ruedas del jeep rojo en el entonces entierrado camino a Pichilemu. Al verano siguiente que Terry y Linda cambiaran de área de tesis al sur de Osorno, surgió en la calle principal de Pichilemu el recordado bar El gringo pobre, reflejando la sorpresa de la comunidad pichilemina de haber constatado la existencia de un norteamericano de esa condición económica. Luego vino el trabajo de terreno de Mónica del Campo en verano de 1973, para realizar su Memoria de Título de Geóloga. El mapa elaborado por Mónica, que se extendía de Pichilemu a Cahuil y Punta Sirena, fue levantado saliendo a terreno en coche de caballos, de moda en Pichilemu en esa época. Se descubrieron las estructuras de pillow en los metabasaltos de Playa La Pancora, interpretación de estructuras que no fue compartida por Randy Forsythe cuando visitamos en área en 1977. La memoria de Mónica fue interrumpida por el golpe militar y problemas asociados. La única copia del mapa resistió heroicamente varios años en los laboratorios docentes del Departamento de Geología donde terminó por perderse y pasó a formar parte de las pichilemicosas. Lugar de peregrinaje de generaciones de estudiantes de geología chilenos, incluyendo un recordado viaje de estudiantes de post-grado de Brasilia el año de la primera elección de Lula como presidente de Brasil, ha sido estudiado intensamente desde los años 80 del siglo XX. Hervé et al. (1974, 1983) aprovechando la capacidad analítica de Sao Paulo, hicieron las primeras dataciones del glaucofano y otros minerales y rocas, indicando que se habían formado hace más de 300 Ma. Luego de un tiempo de sequía literaria, vinieron los trabajos en colaboración con las Universidades de Bochum y Stuttgart, donde se hicieron incontables análisis en la mejor microsonda del mundo, la de Stuttgart, de micas, anfíbolas, cloritas, feldespatos, y de cuanto mineral se cruzó por delante del haz de electrones. Con ello se confirmó que las rocas con glaucofano de Infiernillos se habían formado a 40 km de profundidad en el interior de la tierra, y habían vuelto rápidamente a la superficie como lo indicaron las

determinaciones en trazas de fisión en apatita y zircón realizadas por Stuart Thomson (Willner et al., 2005). Luego vendría un segundo embate de investigadores brasileños, guiados por el Dr. Caetano Giuliani de la Universidad de Sao Paulo, e incluyendo a Thaís Hyppolito, quien realizó su pre grado y doctorado en el área, ya que en todo el extenso territorio brasileño no se encuentran rocas similares. Hyppolito et al. (2014) interpretaron en los escasos km2 de los roqueríos de Infiernillos, los rasgos estructurales de las rocas verdes como brechas volcánicas primarias, y la geoquímica de los esquistos verdes, ampliada con respecto a intentos iniciales de Godoy (1980), le permitió identificar basaltos N- MORB, E- MORB y OIB. Según la autora estos productos están relacionados al magmatismo de una pluma mantélica en el piso oceánico del mar Iapetus en Laurentia. Siguieron a este trabajo los estudios estructurales de Nemesio Heredia y su grupo, en el que pudo incorporarse Camilo Palape quien descifró, las estructuras mayores del área que se extiende hasta Tanumé, con un modelo de gran sencillez (Palape, 2014). El último trabajo conocido fue la Tesis de pregrado de Pancho Muñoz en la Universidad Nacional de Córdoba (Muñoz, 2018), quien mapeó las unidades metapelíticas de las rocas de Infiernillo siguiendo lo establecido por Hyppolito et al. (2014), ver Figura 1, y realizando un prolijo estudio de parámetros cristaloquímicos de la mica blanca (parámetro b y cristalinidad de illita), donde concluye que las unidades metamórficas derivadas de protolitos clásticos muestran similares condiciones metamórficas que las rocas metaígneas básicas con las que yace. Renovado interés por otro aspecto geológico de la región de Pichilemu, fue causado por el sismo del 27 de Febrero de 2010, ya que se determinó que importantes réplicas se localizaron en la Falla Pichilemu Vichuquén (Farias et al., 2010), relacionada tal vez con la Coast Range suture de Ernst, estructura paleozoica que parece conservar parte de vida hasta la actualidad. Pichilemu es un gran hito de la geología de Chile, indicador de procesos de acreción en una zona de subducción paleozoica, registro que no tiene parangón en los países atlánticos del continente, por lo cual suscita en ellos gran interés. Las otras localidades con glaucofano en Chile hay que encontrarlas en Los Pabilos (Kato y Godoy, 1995), en el remoto archipiélago Diego de Almagro en la región de Magallanes, o en la aún más remota Isla Smith en la Antártica, y por ello no se comparan con la accesibilidad de Pichilemu que además ofrece grandes posibilidades culinarias para comentar vespertinamente las observaciones realizadas. Esta accesibilidad es también parte del problema, pues las ahora multiplicadas hordas de estudiantes en las 17 carreras de Geología del país, no pueden resistirse al embrujo de los esquistos azules que los insta a llevarle una muestrecita a la mamá o al (la) pololo(a), por lo que hemos visto mermar la cantidad de esquistos azules restantes, redondearse los afloramientos, como también desaparecer definitivamente las venas con glaucofano asbestiforme que fuera datado inicialmente, y otras penurias. En ese sentido, la esperanza de que este texto sirva como hito en la cruzada por preservar este patrimonio geológico sea hasta que la teoría de la tectónica de placas sea reemplazada y la atención sea centrada en otro tipo de rocas. Mientras tanto, la comunidad de Pichilemu se ha organizado para preservar las rocas de Infiernillo, que han sido declaradas como Geositio por la Sociedad Geológica de Chile, logrando detener a fines de 2017 una obra que se había iniciado y que solo alcanzó a dañar un afloramiento de la parte sur de la Playa Infiernillo. Mientras tanto, hay casas que se han construido ya sobre los afloramientos costeros, impidiendo para siempre la contemplación y el estudio de esas rocas. En la preservación de los afloramientos, geólogos y pobladores unidos jamás serán vencidos. Esperamos que este celo de conservación del patrimonio geológico se extienda también a los geositios vecinos de Tanumé y Punta Lobos, y a los que surgirán del estudio de las interesantes estalagmitas de cavernas hoy bajo estudio.

Referencias Aguirre, L., Hervé, F. & E. Godoy (1972). Distribution of metamorphic facies in Chile, an outline. Kristalinikum 9, 7-19, Praga. Farías, M., D. Comte, S. Roecker, D. Carrizo, & M. Pardo. 2011. Crustal extensional faulting triggered by the 2010. Chilean earthquake: The Pichilemu Seismic Sequence, Tectonics, 30, TC6010, doi: 10.1029/2011TC002888. González-Bonorino, F. 1970. Series metamórficas del basamento cristalino de la Cordillera de la Costa de Chile central. Publicación 37, Departamento de Geología, Universidad de Chile, 68 pp. González-Bonorino, F. & Aguirre, L. 1970. Metamorphic facies series of the crystalline basement of Chile: Geologische Rundschau, v. 59, p. 979–994. Godoy, E. 1980. Zur Geochemie des Grunschiefer des Grundgebirge in Chile. Munsterische Forschungen fur Geologie und Palaeontologie, 51, 161 – 182. Hervé, F., Munizaga, F., Godoy, E. & L. Aguirre. 1974. Late Paleozoic K/Ar ages of blueschists from Pichilemu, Central Chile. Earth and Planetary Science Letters, 23, 2, 261-264. Hervé, F., Kawashita, K., Munizaga, F. & M. Basei. 1984. Rb-Sr isotopic ages from late Paleozoic metamorphic rocks of Central Chile. Jour. Geol. Soc. London, 141, 5, 877-884. Hyppolito, T.N., C. Juliani, A. García-Casco, V. Tieppo Meira, A. Bustamante & F. Hervé. 2014. The nature of the Palaeozoic oceanic basin at the southwestern margin of Gondwana and implications for the origin of the Chilenia terrane (Pichilemu region, central Chile) International Geology Review, 56:9, 1097-1121, DOI: 10.1080/00206814.2014.919612

GEOS-2: IX Simposio de Historia de la Geología

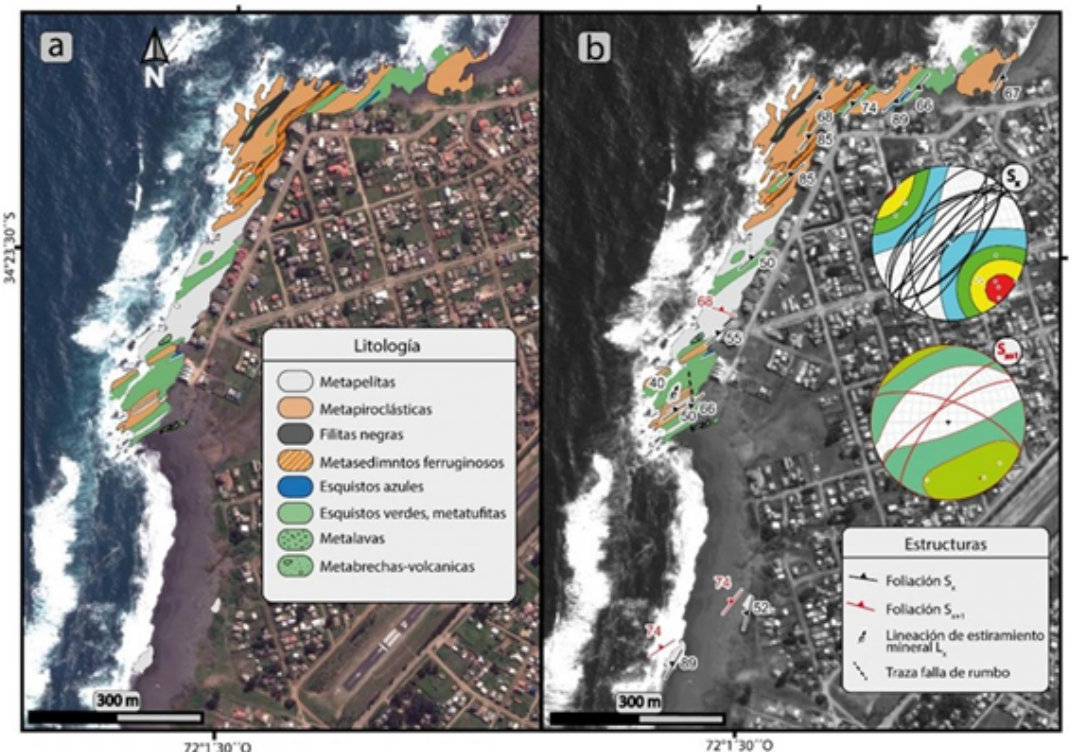


Figura 1: Mapa geológico del área de Infiernillo (Pichilemu), extraído de Muñoz (2018), modificado de Hyppolito et al. (2014).

GEOS-2: IX Simposio de Historia de la Geología

Breve Historia del desarrollo profesional de Geólogas en Chile, con énfasis en las "pioneras".

Patricia Narváez[1].
(1) Consultor Independiente

La carrera de Geología se inició en los años cincuenta del siglo pasado en la U. de Chile, el año 1956 egresó la primera promoción de geólogos, cinco varones, en la segunda promoción, en 1958, egresaron dos mujeres: Cecilia Verdejo y Sonia Mehech. Cecilia fue el primer geólogo ya que se tituló primero y la primera en obtener un post grado. Luego de ese año siempre hubo mujeres al egresar en una proporción cercana al 25%. El campo ocupacional de esa época era bastante reducido, y las áreas donde trabajar era el petróleo, en Enap, el IIG, de reciente formación en esa época, y la minería solo era accesible a los geólogos como minería del hierro, y medianas mineras de cobre y oro, ya que lo conocido hoy como Gran Minería estaba en manos de compañías extranjeras que no ocupaban profesionales chilenos. Las exploraciones se iniciaron con dos proyectos PNUD, en 1965 y 1969, que contrataron geólogos. En ese ambiente las egresadas empezaron a abrir caminos y ampliar los horizontes laborales. Se puede recordar a Sonia Mehech, que se especializó en Petrografía microscópica, Gloria Valenzuela, se dedicó a Geología Aplicada a la Ingeniería, Gloria Mancilla, la primera en trabajar en el MOP, Valeria Azcárate, la primera Paleontóloga, María Cristina López primera Micro Paleontóloga, Patricia Narváez, primera en Minería y Exploraciones, Silvia Montti, primera Hidrogeóloga, Margaret Mercado, la primera en Geología Regional, María Cristina Muñoz, primera profesora de la UCN, Nilda Lay, la primera en trabajar en Gran Minería, en El Indio, María Angélica Fortt, inicia las exploraciones en el extranjero, Carmen Holgren, la primera en liderar equipos en minería, Premios Mente y Mallea, de Disputada y El Soldado, Olga Arancibia, la primera en obtener un Doctorado, Moyra Gardeweg, pionera en Vulcanología, Ximena Garrido, inicia trabajos en Medio Ambiente. Marisol Bembow y Victoria Moya pioneras en la exploración de la Patagonia, Marisol es también la primera Directora de Carrera y de Departamento de Geología en la UCN, Irene Aracena, primera geóloga trabajando en Chuquicamata, en Geometalurgia, Alejandra Arévalo, primera en trabajar en El Teniente. Ellas comenzaron y abrieron campos en las diversas áreas que cubre nuestra hermosa profesión y permitieron el amplio y destacado trabajo que desarrollan las geólogas chilenas en la actualidad.

GEOS-2: IX Simposio de Historia de la Geología

Marco histórico y geológico del descubrimiento del Petróleo en Springhill, Tierra del Fuego, Chile.

Alvaro Perez Perez[1].
(1) gerencia de exploraciones, empresa nacional del petroleo

Resumen. Se presenta la hipótesis exploratoria desarrollada por la United Geophysical Company entre 1942 y 1945, que condujo al descubrimiento del petróleo en Magallanes.

1. Introducción

A menudo se cita los ingenieros Eduardo Simián y Jorge Pacheco como los principales actores en el descubrimiento del petróleo en Magallanes (*e.g.* Martinic, 2005). No obstante, la ubicación del sondaje "Springhill-1", considerado como el pozo que otorga a Magallanes su condición de cuenca petrolífera, corresponde a la recomendación de los geocientíficos de la UGC, un equipo norteamericano (Figura 1a-e) encabezado por el geólogo Glen Ruby (Thomas, 1949).

2. La exploración petrolera antes de la UGC

La búsqueda del petróleo en Magallanes se remonta a fines del s. XIX. Sin embargo, las primeras exploraciones guiadas a través de un criterio geológico se deben a Felsch (1913). Augusto Hemmer (Figura 1f) entre 1928 y 1941 realizó numerosos viajes de campo, definió las principales unidades y estructuras prospectivas y recomienda una serie de sondajes, destacando el pozo R-2, localizado en Tres Puentes (actual periferia de Punta Arenas), con el cual se obtiene un modesto caudal de petróleo desde la Arenisca Loreto. A pesar del exiguo éxito económico de estas campañas exploratorias, el valor de estos trabajos se encuentra en el establecimiento de un marco estratigráfico desde el Plioceno hasta el Cretácico Superior para la Provincia de Magallanes, particularmente en la Península de Brunswick, Isla Riesco e Isla Dawson, que sirvió de base para los trabajos de la UGC. El primer equipo de geólogos de esta firma, integrado por J. S. Hollister, E. S. Shaw, C. Mohr y G. M. Ruby, arribó a Punta Arenas en 1942. En 1943 llegó un grupo de otros catorce técnicos, entre los que se contaba al geólogo especialista en el método sísmico L. K. Morris (Simián, 1995).

3. La UGC en Magallanes hasta 1945

La UGC amplió el área de levantamientos geológicos hasta la actual provincia de Última Esperanza, por el norte, y el Seno Almirantazgo, al sur de Tierra del Fuego. Cabe destacar que este trabajo requirió de un gran esfuerzo logístico, teniéndose que levantar tanto la topografía como la geología. La identificación de los afloramientos de los fiordos fue hecha a bordo del cúter "Juanito" (Figura 1g), al tiempo de realizar una completa revisión de las rocas expuestas en ríos y esteros, de difícil acceso. La estratigrafía que estableció la UGC (Hollister, 1944a; Ruby, 1944a) sigue en líneas generales la sistematización hecha por Hemmer (1935) (Figura 1h). Las planchetas confeccionadas son de espléndida calidad, siendo aún utilizadas como guía de los estudios de geología de superficie de ENAP. A este trabajo se suma el dominio que manejaba la UGC sobre de la geología de la Patagonia Argentina y la adquisición de registros sísmicos realizada en la península de Brunswick, en Tierra del Fuego y en el extremo sur de Argentina. Este trabajo condujo a la definición de una serie de oportunidades exploratorias en el continente, a nivel de las Areniscas Rosa y Rocallosa, del Cretácico Superior (Hollister, 1944b; Shaw, 1944) y Loreto, del Terciario (Morris, 1945); y en Tierra del Fuego, con objetivo en el Cretácico inferior, al tiempo de verificar las posibilidades en el Cretácico Superior. Estas ubicaciones fueron denominadas Springhill y Swan Lake (Ruby, 1945b). En 1945 se perforaron Mina Rica-1 y Pecket S-6, sin conseguir flujo alguno de hidrocarburo. Posteriormente, fue perforado el anticlinal Springhill, en Tierra del Fuego, en donde se consignaría posteriormente el descubrimiento de petróleo.

4. De Puerto Natales a Tierra del Fuego

Al norte de Puerto Natales, Loomis & Walter (1944) describieron dos unidades estratigráficas que fueron denominadas *San José* e *Inoceramus*, correspondientes a arcillolitas con intercalaciones de arenisca. Ambos paquetes fueron asignados por Ruby (1944a) al Cretácico Inferior y asimilados a los reservorios en explotación desde 1934 en la cuenca del golfo de San Jorge (aparentemente se referiría al campo Los Perales, ver Hechem (2015), señalando que estas rocas son las que ofrecen mejores oportunidades para la exploración petrolera en el área. Ruby (1944a) señala que, en la cuenca del golfo de San Jorge, el Cretácico Inferior yace concordantemente a la *serie porfirítica*, correspondiente a las rocas que afloran en la localidad de El Chaltén. Asimismo, consigna facies similares a la *serie porfirítica* en el Seno Almirantazgo, al sur de Tierra del Fuego. Con este hallazgo postuló la existencia en Tierra del Fuego de una cuenca contemporánea a la de Comodoro de Rivadavia y, por tanto, con posibilidades de producir hidrocarburos.

5. El pozo Santa Cruz-2

La geología de superficie descrita encontró equivalentes de subsuelo en la estratigrafía del pozo Santa Cruz-2 de 1938 (25 Km al NE de Río Gallegos). Con esta referencia se adquirieron registros sismográficos desde Río Gallegos hasta la frontera con Chile, en la costa del Estrecho de Magallanes y en Tierra del Fuego, desde Punta Espora hasta San Sebastián. Este trabajo geofísico permitió establecer "con razonable certeza la mayoría de las divisiones estratigráficas vistas en el pozo Santa Cruz-2" (Ruby, 1944c) y así visualizar "sin duda, la existencia de una cuenca con un grosor de sedimentos comparable a la de Comodoro de Rivadavia" (Ruby, 1945b).

6. La perforación de Springhill-1

El 22 de septiembre de 1945 comenzó la perforación de Springhill-1. Siguiendo los requerimientos de Glen Ruby, el geólogo Clifford L. Mohr recomendó el corte de ocho testigos, siendo especialmente relevante el último, propuesto en 2261 m tras atravesar una espesa serie de arcillolita fosilífera marina con delgados niveles de caliza y numerosas manchas y olor a petróleo. Los estudios litológicos y paleontológicos practicados a los *cuttings* bajo 2259 m indicaron condiciones estratigráficas de subsuelo decididamente favorables para la acumulación de petróleo en alguna arenisca porosa "que podría ser encontrada en los siguientes 30 m de perforación" (Mohr, 1945a). A continuación, fue recuperado un testigo correspondiente a arenisca de grano mediano a grueso, angulosos, de cuarzo cementada parcialmente por anhidrita. Al partir el testigo se percibió un fuerte olor, similar al de la gasolina y pintas amarillentas que palidecían rápidamente al contacto con el aire (Mohr, 1945b). Por la noche se ensayó el horizonte a pozo abierto, obteniéndose el primer flujo de petróleo desde la Arenisca Springhill a las 2:01 del día 29 de diciembre de 1945, confirmando la intuición de los exploradores de la UGC.

7. Comentario final

En la continuación del trabajo exploratorio realizado por ENAP, se ha precisado que las unidades que se consideraban como probables reservorios en la precordillera no pertenecen al Cretácico Inferior, si no al Superior (Fm. Punta Barrosa, *e.g.* Cecioni, 1957). Sin embargo, esta y otras inexactitudes propias de la exploración de etapa temprana no restan mérito alguno al trabajo de la UGC. Por el contrario: la rigurosidad con que éste fue llevado a efecto en un entorno tan ignoto, remoto y de impredecible clima, como el extremo sur del país rindió una contribución sin precedentes al conocimiento de la geología de Chile. Es también necesario destacar la originalidad de la propuesta descubridora, puesto que, en los casi cincuenta años previos a la llegada de la UGC, los esfuerzos estuvieron centrados en el Terciario de la Precordillera. La brillante integración de los estudios realizados por el equipo liderado por Glen Ruby amplió la búsqueda al sector oriental de la Cuenca, en el subsuelo de la pampa, inaugurando con el descubrimiento del petróleo en Springhill un próspero período para la región y el país. Agradecimientos A Pablo Mella, geólogo jefe de la Gerencia de Exploraciones de ENAP-Magallanes por la lectura crítica del texto. Al colega Danilo González y a Carolina Berrocal por sus recomendaciones de redacción. Referencias Cecioni, G. (1957). Cretaceous flysch and molasse in Dpto. Ultima Esperanza. Magallanes Province, Chile. *American Association of Petroleum Geologist*(41), 538-564. Felsch, J. (1913). *Informe sobre el reconocimiento geológico de los alrededores de Punta Arenas y de la parte noroeste de Tierra del Fuego, con el objeto de encontrar posibles yacimientos de petróleo.* Ministerio de Industrias y Obras Públicas. Santiago: Imprenta, Litografía y Encuadernación "Barcelona". Hechem, J. (2015). Cien años de modelos geológicos en la Cueca del Golfo de San Jorge. *Revista de la Asociación Geológica Argentina, 72*(1), 1-11. Hemmer, A. (1935). Geología de los terrenos petrolíferos de Magallanes y las exploraciones relalizadas por Augusto Hemmer. (pág. 19). Santiago: Instituto de Ingenieros de Minas de Chile. Hollister, J. (1944a). *Petroleum survey of the Province of Magallanes, Chile.*Corporación de Fomento de la Producción. Archivo Técnico de Exploraciones, Magallanes. Hollister, J. (1944b). *Preliminary report on three structures on the Brunswick Peninsula.* United Geophysical Company. Punta Arenas: Archivo técnico de exploraciones, Magallanes. Loomis, H., & Walter, K. (1944). *Summary of the geology of Natales - Guido Area.* United Geophysical Company Inc. Punta Arenas: Archivo Técnico de Exploraciones, Magallanes. Martinic, M. (2005). *Historia del petróleo en Magallanes* (3a ed.). Punta Arenas: La Prensa Austral Impresos. Mohr, C. (1945a). *Recommendation to take a core at the depth of 7419 feet.* United Engineering Corporation. Archivo Técnico de Exploraciones, Magallanes. Mohr, C. (1945b). *Sample description.* United Engineering Corporation. Archivo Técnico de Exploraciones, Magallanes. Morris, L. (1945). *Mapa sísmico anticlinal Mina Rica.* United Geophysical Company. Punta Arenas: Archivo Técnico de Exploraciones, Magallanes. Ruby, G. (1944a). *Oil possibilities of the Region of Magallanes, Chile.* United Geophysical Company Inc. Punta Arenas: Archivo Técnico de Exploraciones, Magallanes. Ruby, G. (1945b). *Petroleum in Magallanes.* United Engineering Corporation S.A. Punta Arenas: Archivo Técnico de Exploraciones, Magallanes. Ruby, G. (1944c). *Results of seismograph work in Río Gallegos área.* Punta Arenas: Archivo Técnico de Exploraciones, Magallanes. Shaw, E. (1944). *Geological report on a portion of Peninsula de Brunswick, prov. de Magallanes.* United Geophysical Company. Punta Arenas: Archivo Técnico de Exploraciones, Magallanes. Simián, E. (1995). La política petrolera de Chile. En J. Jofré (Ed.), *Forjadores de la actividad petrolera en Chile* (págs. 19-27). Santiago: Instituto de Ingenieros de Minas de Chile. Thomas, C. R. (1949). Manantiales field, Magallanes province, Chile. *AAPG Bulletin, 33*(9), 1579-1589.

GEOS-2: IX Simposio de Historia de la Geología



CORRELATION CHART
MAGALLANES PROVINCE, CHILE

Decat – Pomeyrol	Hemmer	Hollister	This report
Brunswick Peninsula	*Magallanes Province*	*Magallanes Province*	*Magallanes Province*
PALOMARES	PALOMARES	PALOMARES	PALOMARES
FORMACION LIGNITA	LORETO	LORETO	LORETO
LYNCH	BOGUERON		
LENA DURA			LENA DURA
RIO GRANDE	TRES PUENTES		TRES BRAZOS
AGUA FRESCA	BOGUERON CANELOS PRAT KELP	SKYRING	AGUA FRESCA
			CHORRILLO CHICO
FORMACION CON DYKES	PRAT TARN	ROCALLOSA	ROCALLOSA
CANELOS	SANTA ANA AGUILAR	FUENTES	FUENTES
CONGLOMERADO BASAL	VALDEZ	ROSA BONITA REMARCABLE	ROSA CONGLOMERATIC SERIES
SERIE LIMITE	ESTRATOS CON INOCERAMI	PRE-REMARCABLE (BOURANO, NASSAU, INDIO, BARCARCEL, CABO FROWARD, PILAR, ETC.)	INOCERAMUS SHALES
	PORFIDO CUARCIFERO		SPRINGHILL SAND
			SERIE TOBIFERA

Figura 1a. Glen M. Ruby, geólogo jefe; 1b. Joseph S. Hollister, geólogo (Kleinpell, 1954) 1c. Clifford L. Mohr, geólogo (Forth Worth Geological Society, 2018); 1d. Hedwig T. Kniker, micropaleontóloga (Jackson School Museum of Earth History, 2018); 1e. Everett S. Shaw, geólogo (Rath, 1956); 1f. Augusto Hemmer, geólogo del Servicio de Minas y Petróleo (Martinic M. , 2005); 1g. Cúter "Juanito" (Mordojovich (1995)); 1h. Estratigrafía de Magallanes (Thomas, 1949).

GEOS-2: IX Simposio de Historia de la Geología

Contribución de la sísmica de reflexión al descubrimiento del Petróleo en Springhill, Tierra del Fuego, Chile.

Alvaro Perez Perez[1], Rodrigo Adaros[1].
(1) gerencia de exploraciones, Empresa nacional del petroleo

Resumen. Se revisan los aspectos tecnológicos de la adquisición sísmica en la década de 1940, así como el aporte de estos registros a la interpretación geológica, a partir de los cuales se visualizó el "anticlinal Springhill" (Tierra del Fuego), primera trampa de hidrocarburos descubierta en Magallanes

1. Introducción

Concluidos los primeros levantamientos geológicos de la precordillera de Magallanes por parte de la United Geophysical Company (UGC), y a fin de dilucidar la estratigrafía y estructura del subsuelo de la estepa de la provincia, entre 1943 y 1944 se adquirieron registros sísmicos en las costas del Seno Otway y en Tierra del Fuego, desde Punta Espora hasta la Bahía de San Sebastián. También en Argentina, desde Río Gallegos hasta la frontera con Chile. De la interpretación de estos registros resultó la identificación de un anticlinal a nivel del Terciario: Mina Rica (Morris, 1945), y dos a nivel del Cretácico Inferior: Swan Lake y Springhill (Ruby, 1945a), siendo este último el que sería el primer yacimiento productor de hidrocarburos en Chile. Thomas (1949) asigna a Lawrence Morris la interpretación de los sismogramas y la delineación del "anticlinal Springhill".

2. El método sísmico en la década del '40

Schneider (1995) indica que de estos primeros registros sólo era posible obtener una muestra de cada punto de reflexión en el subsuelo (Figura 1a), lo que equivalía a desplazar medio *spread* en superficie, resultando de esta forma una adquisición con *fold* 1 o 100% (V. Roselló, comunicación personal). mientras que la corrección por *Normal Moveout* era calculada manualmente, a diferencia de la adquisición multicanal utilizada a partir de 1960, que permite obtener secciones sísmicas de una resolución y continuidad superiores. La técnica del *Common Depth Point* (CDP) no fue utilizada sino hasta finales de 1961, por lo que toda adquisición anterior a esa fecha fue más bien interpretativa punto a punto. Las técnicas de adquisición y proceso utilizados en ese entonces comprendían una fuente de energía representada por una carga de explosivos contenida en pozos de 8 a 15 m de profundidad (perforados con una sonda pequeña, Figura 1b y c), un conjunto de 12 a 24 geófonos y un elemento de registración gráfico, correspondiente una cámara (Roy, 1995) de tipo dinámico, es decir, el papel fotográfico era contenido en un rollo de 6" de ancho y se movía a velocidad constante. A través de una pequeña abertura pasaba un haz de luz directo al papel fotográfico (Figura 1d), que era reflejado desde unos espejos que oscilaban de acuerdo a los impulsos eléctricos que provenían de los geófonos.

3. La adquisición sísmica en el área de Río Gallegos y en Tierra del Fuego

Desde fines de 1943 hasta finales de 1944 se registraron aproximadamente 550 km de líneas sísmicas. La mayor parte del trabajo se realizó a intervalos de 5 Km, en las áreas antes indicadas. Con todas las limitaciones del método, el primero de estos *surveys,* tomado a 25 km al NE de Río Gallegos, estableció con "razonable certeza" la mayoría de las divisiones estratigráficas vistas en el pozo Santa Cruz-2, perforado en 1938 por YPF, y descrito por Mohr (1944), a cuyo perfil la comisión de la UGC tuvo acceso (Ruby, 1944b). Asimismo, se adquirieron dos perfiles sísmicos en sentido NE-SW a lo largo del valle de Río Chico (ubicado inmediatamente al S de Río Gallegos), de los que se interpretó que los horizontes buzaban ligeramente al SW con una pendiente de baja inclinación. Al atravesar la frontera en el sector del campo volcánico de Pali Aike, no se obtuvieron reflexiones, por lo que se determinó que estos depósitos volcánicos pudiesen constituir el margen norte de la "Cuenca de Tierra del Fuego" toda vez que las reflexiones comenzaron a aparecer nuevamente hacia el sur del campo basáltico, algunas de ellas a más de 4000 m de profundidad (vale la pena recordar que Corbella *et al.* (1996) consideran que este depósito, lejos de formar un margen de cuenca, representa la reactivación del rift mesozoico en el Pleistoceno). Para corroborar la continuidad de esta cuenca se adquirieron *surveys* sísmicos desde la parte norte de Tierra del hasta la Bahía de San Sebastián. Este trabajo geofísico permitió visualizar "al parecer, sin duda, la existencia de una cuenca con un grosor de sedimentos comparable a la de Comodoro de Rivadavia" (Ruby, 1945a). En opinión de Ruby (1944a), los mejores registros se lograron en las costas del estrecho de Magallanes y en Tierra del Fuego, interpretándose buenos reflectores incluso bajo los 4000 m, describiéndose anticlinales en las capas inferiores, cuyos flancos en algunos casos superan los 15° y 20°. A partir de estos registros, Hollister (1943), Ruby (1944a) y Ruby (1944b) advierten de modo general sobre la presencia de anticlinales que favorablemente podrían constituirse como trampas para yacimientos de petróleo.

4. La definición de los prospectos de Tierra del Fuego: Springhill y Swan Lake

Luego de perforar sin éxito los pozos Mina Rica y S-6, que tenían por objetivo investigar la Arenisca Loreto (Terciario), a unos 25 km al N de Punta Arenas, los esfuerzos se trasladaron a Tierra del Fuego, donde a partir de los registros sísmicos, se habían definido los anticlinales de Springhill y Swan Lake, el primero en Punta Espora y el segundo cerca de la Bahía de San Sebastián,



GEOS-2: IX Simposio de Historia de la Geología

próximo a la frontera con Argentina. Ambas propuestas tenían por objetivo investigar las posibilidades a nivel Cretácico Inferior (Ruby, 1945a). La dificultad para movilizar el equipo de perforaciones al interior de la isla, determinó la elección de Springhill como área de perforación (Jofré, 1995).

5. El mapa del "anticlinal Springhill"

A partir de las interpretaciones de L. K. Morris (según Thomas (1949)), el mapa titulado "Estructura de Springhill, horizonte fantasma a 2300 mts" Ruby (1945b), corresponde a un mapa isobático con el trazado de registros sísmicos que se practicaron en la parte Norte de Tierra del Fuego y a partir de los cuales se confeccionaron curvas de profundidad cada 20 m (Figura 1e1). En este se distinguen una serie de estructuras positivas, siendo la más prominente la que alcanza una cota de 2340 m, bajo el nivel de terreno. Este es el anticlinal que fue denominado Springhill, sobre la que se perforó el pozo No. 1, y en cuya ubicación la profundidad pronosticada para el "horizonte fantasma" es aproximadamente 2345 m (la profundidad a la que se alcanzó la Arenisca Springhill fue 2258, 13 metros más bajo de lo pronosticado, una precisión extraordinaria considerando el nulo control de velocidades con los que se construían los mapas estructurales en profundidad).

6. El éxito de las trampas estructurales del *play* Springhill

Es preciso señalar que la estructura delineada por Lawrence Morris es un rasgo identificable en una gran área del subsuelo (unos 12 km^2), y que hoy resulta evidente en la vertical por sus casi 50 m de altura. La estrategia de explorar este tipo de estructuras a nivel del Cretácico Inferior fue replicada por los primeros "geólogos" petroleros chilenos, ingenieros de minas preparados por la UGC, descubriendo prontamente los principales yacimientos de gas y petróleo del sector norte y centro de Tierra del Fuego. Una hipótesis exploratoria diferente es representada por el yacimiento Tranquilo (SE de Puerto Natales), definido únicamente a través de geología de superficie, pero en general la idea de buscar altos estructurales a nivel de la Arenisca Springhill determinó la exploración exitosa de la Cuenca de Magallanes hasta bien entrada la década de 1980.

7. Comentario final

En el descubrimiento del yacimiento Springhill no puede dejar de considerarse un factor externo al saber geológico: la buena fortuna de descubrir un yacimiento luego de hacer un único pozo. Aún más: el sondaje fue perforado muy cerca de la cúspide del anticlinal definido por la interpretación de 1945 (Figura 1e1). No obstante, a través de la sísmica tridimensional, se ha determinado que la porción más elevada de la estructura está a unos 2 km al SW de la primera perforación (Figura 1e2), ubicándose ésta en el flanco de la estructura. Quizás, si se hubiera registrado una mayor cantidad de líneas sísmicas en la década del '40 probablemente se hubiera podido determinar con mayor precisión el anticlinal, y haber perforado en su verdadera culminación. De haber ocurrido así, se habría descubierto gas y no petróleo (esto ha sido probado a través de pozos recientes), lo que hubiera hecho descartar al menos por un tiempo el área, puesto que el objetivo de las exploraciones era el descubrimiento de petróleo. El trabajo continúa en Magallanes bajo nuevos paradigmas exploratorios, dando paso al hallazgo y desarrollo de nuevos reservorios y trampas de hidrocarburo, cuya exitosa consecución siempre es asistida por la sísmica de reflexión interpretada desde la geología. Agradecimientos A Pablo Mella, geólogo jefe de la Gerencia de Exploraciones de ENAP-Magallanes por la lectura crítica del texto. A Vicente Roselló, geofísico consultor de ENAP por su ayuda en comprensión de la adquisición analógica de los registros sísmicos. También al colega Danilo González y a Carolina Berrocal por sus recomendaciones en la redacción de este texto. Referencias Ahumada, M. (2015). Mapa isobático de Springhill, TAS. Cubo Sísmico Arenal 3D. En A. González, A. Pérez, & M. Ahumada, *Generación de prospectos Springhill en el área del Bloque Arenal* (pág. 25). Punta Arenas: Archivo Técnico de Exploraciones, Magallanes. Corbella, H., Chelotti, L., & Pomposiello, C. (1996). Neotectónica del rift Jurásico austral en Pali Aike, Patagonia Extrandina, Santa Cruz, Argentina. *XIII Congreso Geológico Argenitino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas II*, págs. 383-393. Crane, R. (1957). *LIfe Magazine. Serie de informes geológicos mensuales sobre reconocimiento geológico y geofísico.* Corporación de Fomento de la Producción. Archivo técnico de Exploraciones, Magallanes. Hollister, J. (1944). *Petroleum survey of the Province of Magallanes, Chile.* Corporación de Fomento de la Producción. Archivo Técnico de Exploraciones, Magallanes. Jofré, J. (1995). El Descubrimiento. En J. Jofré (Ed.), *Forjadores de la actividad petrolera en Chile* (págs. 47-51). Santiago: Instituto de Ingenieros de Minas de Chile. Martinic, M. (2005). *Historia del petróleo en Magallanes* (3a ed.). Punta Arenas: La Prensa Austral Impresos. Mohr, C. L. (1944). *Core description.* United Geophysical Company Inc. Punta Arenas: Archivo Técnico de Exploraciones, Magallanes. Morris, L. (1945). *Mapa sísmico del anticlinal Mina Rica.* United Geophysical Company. Punta Arenas: Archivo Técnico de Exploraciones. Roy, J. S. (1995). *Birdog.* Stoodleigh, Devon: Springer. Ruby, G. (1945a). *Petroleum in Magallanes.* United Engineering Corporation S.A. Punta Arenas: Archivo Técnico de Exploraciones, Magallanes. Ruby, G. M. (1944a). *Oil possibilities of the Region of Magallanes, Chile.* United Geophysical Company Inc. Punta Arenas: Archivo Técnico de Exploraciones, Magallanes. Ruby, G. M. (1944b). *Results of seismograph work in Río Gallegos área.* Punta Arenas: Archivo Técnico de Exploraciones, Magallanes. Ruby, G. M. (1945b). *Estructura de Springhill, horizonte fantasma a 2300 mts.* Punta Arenas: Archivo Técnico de Exploraciones. Schneider,

O. (1995). La exploración del petróleo en Magallanes y la contribución de la geofísica. En J. Jofré (Ed.), *Forjadores de la actividad petrolera en Chile* (págs. 61-64). Santiago: Instituto de Ingenieros de Minas de Chile. Thomas, C. (1949). Manantiales Field, Magallanes Province, Chile. *AAPG Bulletin*(9), 1579-1589.

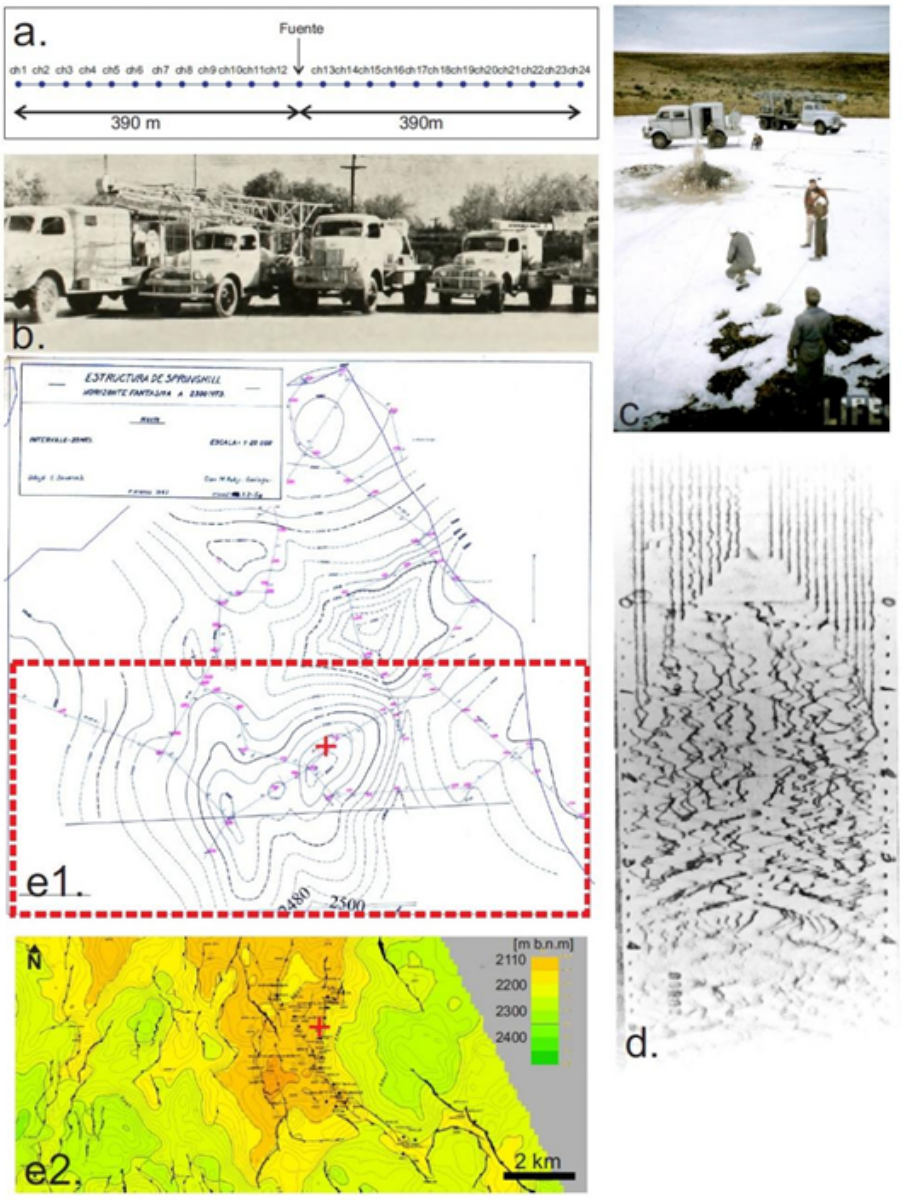


Figura 1a. Geometría de adquisición de un registro sísmico de ENAP en 1960. Distancia entre geófonos: 32.5 metros, Distancia entre fuentes: 390 metros; 1b. Los vehículos de más a la izquierda corresponden a un registrador y a una sonda para pozos sísmicos (Martinic, 2005); foto ca. 1943); 1c. Registro sísmico en Tierra del Fuego (tomada por Crane (1957)); 1d. Adquisición sísmica de ENAP en papel fotográfico del año 1960 a partir de un registro de 24 canales generado por una fuente de 2kg de explosivos; 1e1. Mapa isobático de Punta Espora a nivel de la base del Cretácico a partir de registro bidimensional (Ruby, 1945b) La cruz roja muestra la ubicación del pozo descubridor; 1e2. Mapa isobático de la estructura de Manantiales (ex Springhill) a partir de la interpretación de registro de sísmica tridimensional (Ahumada, 2015).

GEOS-2: IX Simposio de Historia de la Geología

Historia del Departamento de Laboratorio del SERNAGEOMIN

Edmundo Polanco[1], Javiera Salazar[1], Juan Bustamante[1], Marco Suárez[1], Sergio Ross[1].
(1) Departamento de Laboratorio, Subdirección Nacional de Geología, Servicio Nacional de Geología y Minería

Un día 23 de octubre de 1981 se realizó la primera fundición de una muestra de roca para obtener la primera edad de 7,4±0,5 Ma (K-Ar, roca total) en el marco del mapa de la Hoja Toconao del Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN). En este sentido, el origen del Departamento de Laboratorio (DELAB) está ligado a la creación del Laboratorio K-Ar liderado por los geólogos Álvaro Puig y Miguel Hervé apoyados por el geocronólogo Francisco Munizaga del Departamento de Geología de la Universidad de Chile, sumándose más tarde Carlos Pérez de Arce. No obstante, el DELAB tiene sus orígenes en el Instituto de Investigaciones Geológicas ubicado originalmente en la calle Agustinas donde se realizaban antes algunas determinaciones de elementos químicos y la elaborazación de cortes transparentes. A fines de los años 80, las dependencias atomizadas se trasladan al nuevo edificio especialmente edificado para albergar a los laboratorios del SERNAGEOMIN, donde geólogos, químicos, técnicos y administrativos conviven juntos. Las dos unidades fundamentales de entonces, prácticamente igual al día de hoy, son el Laboratorio Químico y Geocronología apoyados por Mineralogía, además de los talleres de corte y molienda. No cabe duda que el esfuerzo de gran cantidad de personas que con empuje y visión ha permitido construir lo que hoy conocemos como Departamento de Laboratorio. Imposible no mencionar las donaciones de JICA que permitió tener un equipo de DRX, entre otros. La adquisición del equipo MAP para dataciones Ar/Ar también corresponde a un hito importante del DELAB que cambió la configuración de los mapas de geología básica. De la misma forma, la última compra del equipo láser y espectrómetro ha permitido realizar dataciones U-Pb en circones. Gran número de profesionales, técnicos y administrativos han trabajado y contribuido al desarrollo del DELAB a lo largo de estos más de 30 años. El DELAB trabajan 36 personas entre profesionales, técnicos y administrativos que permiten responder a los requerimientos analíticos principalmente del servicio. El DELAB está acreditado en análisis físico-químicos de aguas y en proceso de acreditarse en análisis químicos de roca. Hay 3 métodos de datación de roca (K-Ar, U-Pb y Ar/Ar) y un Laboratorio de Isótopos Estables y un sistema LIMS que nos permite gestionar las muestras y, esperamos a mediano plazo integralmente el departamento. Esta contribución cuenta con el auspicio de la Subdirección Nacional de Geología de SERNAGEOMIN.

GEOS-2: IX Simposio de Historia de la Geología

Tres historias del Dr. Luis Aguirre Le-Bert

Edmundo Polanco[1].
(1) Departamento de Laboratorio, Subdirección Nacional de Geología, Servicio Nacional de Geología y Minería

El Dr. Aguirre ha contribuido notablemente al conocimiento geológico a través de una extensa y fructífera carrera de académico e investigador reconocida por sus pares: Premio Juan Brüggen del Colegio de Geólogos (1997), Miembro correspondiente de la Academia Chilena de Ciencias (2004) y Profesor Emérito de la Universidad de Chile (2016), por nombrar algunos. Fue Director de la Oficina Regional del Instituto de Investigaciones Geológicas de La Serena (1961), de la Escuela de Geología (1965) y del Departamento de Geología (1967) de la Universidad de Chile. Es en este último periodo donde ocurren las historias que se relatan. En el domicilio del Dr. Aguirre un grupo de tendencia de extrema derecha colocó un artefacto explosivo en represalia por su afinidad al gobierno de la Unidad Popular. Si bien hubo daños materiales, no se registró ningún herido. El artefacto fue colocado de manera que gran parte del daño impactó la habitación que era ocupada por la entonces empleada del hogar y su hijo. Una idea aproximada de la magnitud de la explosión es que varias casas de vecinos del barrio sufrieron el rompimiento de vidrios de sus ventanas. Posterior al golpe militar de 1973, junto con las nuevas autoridades se instalaron fiscales en todas las facultades de la Universidades que recogían las denuncias de profesores y alumnos. Fueron varios los académicos y alumnos que tuvieron que presentarse a declarar en calidad de acusados, el Dr. Aguirre, no fue una excepción. Lo tragicómico fue que los cargos que se le imputaban eran falsos y, todos fácilmente refutables. En uno de ellos, se le acusaba de haber colgado un enorme lienzo en el frontis del Departamento de Geología que miraba al Cuartel Blanco Encalada y, cuyo contenido era similar "Soldado no dispares, tú también eres pueblo". La persecución postgolpe que vivió el Dr. Aguirre fue, como en muchos de los casos, cada vez más asfixiante, con la problemática adicional que carecía de las redes y respaldo político partidista que si tuvieron muchos de los que salieron al exilio. Por ejemplo, comprar un pasaje en aquella época era inalcanzable para cualquier persona, no obstante, la solución surgió como siempre de la solidaridad de colegas que dieron con una idea adecuada. El Dr. Nishimura, Jefe de la JICA en Chile le extendió una invitación y pasajes (incluidos) al Dr. Aguirre para que realizara investigación en la Universidad de Hokkaido en Japón, iniciando un exilio que lo tuvo fuera del país por más de 20 años.

GEOS-2: IX Simposio de Historia de la Geología

Tadeo Haenke: precursor de la historia natural en el Virreinato del Río de La Plata

V Ramos[1], R Alonso[2].
(1) Departamento de Ciencias Geologicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires
(2) CONICET, CEGA-INSUGEO, Universidad Nacional de Salta

Thaddaeus Peregrinus Xaverius Haenke, más conocido como Tadeo Haenke, fue uno de los naturalistas que participó en la Expedición Malaspina, primera expedición científica organizada por la corona española a sus colonias entre 1789 y 1794, y que permaneció hasta su muerte en estas tierras. Haenke había nacido en la Bohemia septentrional, hoy parte de la República Checa en 1761, y había estudiado en las universidades de Praga y Viena, donde se especializó en historia natural y medicina. A sus 28 años fue invitado a participar como botánico en la mencionada expedición que partió del puerto de Cádiz en 1789. Sin embargo, no pudo llegar a tiempo para embarcarse en las corbetas «Descubierta» y «Atrevida», que partieron al Río de La Plata sin él. Se embarcó a los pocos días hacia Montevideo, pero al naufragar su barco en el Río de la Plata, tampoco llegó a tiempo a Buenos Aires para continuar con la expedición que había zarpado hacia Chile por el Cabo de Hornos. Eso lo llevó a cruzar la Cordillera de Los Andes entre Mendoza y Valparaíso, realizando numerosas observaciones botánicas y mineralógicas en el camino llegando a Santiago en abril del año siguiente, donde por fin se encontró con el Capitán Malaspina. Realizó diversas investigaciones en Chile, Bolivia y Perú, donde se destacan además de sus aportes botánicos, sus estudios mineralógicos, geográficos, químicos, entre otras disciplinas, abarcando el amplio campo de la Historia Natural. Entre sus contribuciones está la escisión en dos segmentos de las montañas de los Andes, en una "Cordillera interior" para la Cordillera Principal y una "Cordillera exterior", para la de la Costa, describiendo sus producciones minerales, salinas y terrestres. Uno de sus aportes trascendentes fue la utilización del salitre de la región de Tarapacá, en aquel tiempo dependiente de Arequipa, para la producción de pólvora. Esto le permitió en 1806 procurar la pólvora para la defensa de Buenos Aires ante las invasiones inglesas. Su obra escrita contemporánea fue publicada entre 1801 y 1802 en más de veinte entregas en el Telégrafo Mercantil, primer periódico de Buenos Aires. Estas noticias sobre el "vitriolo azul" (sulfato de cobre), el "oro pimiente del Perú" (sulfuro de arsénico), o el "cardenillo nativo" (cuarzo con inclusiones de cobre nativo), eran extractos de su informe sobre *"Introducción a la historia Natural de la provincia de Cochabamba y circunvecinas con sus producciones: Examinadas y descritas por Don Tadeo Haenke, socio de las Academias de Ciencias de Viena y Praga (1799)"*, enviado al Virrey y por su intermedio, a las autoridades peninsulares, junto a 19 cajones con muestras de maderas y elementos químicos. Tadeo Hanke finalizada su participación en la Expedición de Malaspina en 1794, tuvo su sueldo de naturalista de la corona hasta 1810, cuando el Virrey Cisneros quiso discontinuarlo sin éxito, debido a la Revolución de Mayo. A partir de 1795 se radica en Cochabamba, desde donde emprende numerosas expediciones, las que da a conocer en diferentes informes sobre "descripción geográfica, física e histórica de las Montañas" al norte de esta localidad. En 1813 ya se lo reconoce en Cochabamba como profesor de medicina y química, en uno de sus últimos testimonios escritos documentados previos a su muerte en 1816 en esta ciudad. Sus obras que habían permanecido en su mayor parte inéditas fueron publicadas en los albores del siglo 20, en medio de polémicas sobre la autoría de estos documentos, pero que actualmente gozan de un notable reconocimiento, por ser uno de los naturalistas precursores en el ámbito del Virreinato del Río de La Plata.

GEOS-2: IX Simposio de Historia de la Geología

Geología durante la expedición de "La Romanche" al Cabo de Hornos en 1882-3

Manuel Suárez[1].
(1) Geología, Ingeniería, Universidad Andrés Bello

Durante la conmemoración del Primer Año Polar Internacional once expediciones europeas y dos de Estados Unidos se coordinaron para desarrollar investigaciones en todo el globo para hacer observaciones simultáneas de un eclipse del Sol a ser causado por el paso de Venus el 6 de Diciembre de 1882. Cada grupo debía estudiar el magnetismo (el problema de la fluctuación de los compases), geofísica y meteorología; además de geología, botánica, zoología, hidrografía y cartografía. Antropología fue desarrollada por los franceses con los yaghanes del Cabo de Hornos y por norteamericanos con los esquimales inupiat de Alaska. A Francia le tocó el trabajo en la zona del cabo de Hornos, para lo cual el grupo de investigadores zarpó a bordo del buque La Romanche, velero y motor. Llegaron a Bahía Orange el 6 de Septiembre de 1882 y estuvieron en la zona un año. Los trabajos geológicos los llevó a cabo el médico de la Expedición, el Dr. Hyades, publicando un volumen con sus hallazgos. Este trabajo representa el segundo estudio geológico del extremo austral de Chile, siendo el primero el hecho por Darwin, cerca de 50 años antes. Su trabajo geológico lo intercalaba con sus estudios antropológicos con los yaghanes, algunos de los cuales incluso aceptaron que hiciera moldes de yeso de partes de su cuerpo. Los estudios petrográficos hechos incluyen minuciosos dibujos de cortes delgados. En cuanto a la edad de las rocas, que hoy se conoce son del Cretácico Inferior, se equivoca al indicar serían pérmicas. En la toponimia de las islas están los nombres de los miembros de la tripulación. Tiempo después, Julio Verne, basado en los informes de esta expedición escribió un libro que publicado postumamente se llamó "In Magellania", sin embargo, una versión previa, pero diferente, fue publicada por el hijo de Verne una vez este murió, bajo el título de "Los náufragos del Jonathan".

GEOS-3: Geodiversidad, patrimonio geológico y geoconservación

Identificación de geodiversidad en sector norte del Parque Nacional Llullaillaco, Región de Antofagasta, Chile: Evaluación cualitativa-cuantitativa y caracterización del patrimonio geológico

Andrés Alegre[1].
(1) Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ingeniería y Ciencias Geológicas, Universidad Católica del Norte, Antofagasta, Chile

Introducción

En el interés de promover la conservación y divulgación del patrimonio natural, es que actualmente se potencian áreas emergentes de la geología y una de estas está basada el estudio de la geodiversidad y la identificación del patrimonio geológico en el cual, un entorno que más allá de lo visual, contiene información de nuestra historia evolutiva. Si bien Chile cuenta con distintos "recursos" naturales siendo la riqueza mineral una de los más destacadas, es vital que estos últimos se puedan desarrollar desde un punto de vista de su diversidad, valor científico y educacional. La diversidad geográfica que existe en el norte de Chile y su entorno desértico, deja expuesto distintos rasgos geológicos, ya sea volcánico, estratigráfico, paleontológico, etc., apreciables en distintas escalas de observación.

Ubicado en el altiplano de la Región de Antofagasta, se ubica el Parque Nacional Llullaillaco, declarado área silvestre protegida desde el año 1995 [1] y es administrado por CONAF. Esta área contiene un registro geológico que va desde el Paleozoico hasta actuales depósitos. Para el presente trabajo, se identificó en el sector norte del Parque Nacional Llullaillaco la diversidad geológica, se evaluó el patrimonio geológico por medio de métodos objetivos basados en los trabajos de Brilha (2005)[2], Pereira et al. (2007) [3], Martínez (2010) [4] y se caracterizó geológicamente los sitios identificados por medio del método propuesto por Pereira et al. (2007) [3], modificado en el marco de la memoria de título de este autor [5], con el fin de interpretar los elementos geológicos y entender los procesos ocurridos en el pasado que han modelado el paisaje actual. Aplicación y adaptaciones a métodos de evaluación

Para poder valorizar distintos lugares de interés geológico en el Parque Nacional Llullaillaco, es que en primera instancia se recopilaron los distintos tipos de evaluación existentes, ya sea con el sólo propósito de identificar o evaluar cualitativa y cuantitativamente. Coincidentemente en este trabajo, es difícil la tarea de identificar este tipo de elementos debido a la precariedad de información y conocimiento existente en Chile sobre el patrimonio geológico [6] y sus variables, incluso dentro de nuestra legislación.

La primera etapa corresponde a la realización de un inventario de sitios, la cual cuenta con 4 sub-etapas enfocadas en la identificación, selección, evaluación cualitativa y caracterización de los lugares de interés geológico [3]. A Cada una de las sub-etapas antes mencionadas se le realizaron ciertas modificaciones, que radican en poder adaptarlas al paisaje desértico; para identificar los sitios es que se tomó en cuenta todas sus características geológicas y no solo geomorfológicas, además de revisar los lugares que tienen un mayor registro fotográfico de visitas. En la etapa de evaluación, se utilizó la propuesta de Martínez (2010)[4] y finalmente en la caracterización geológica, se fusionaron ciertos campos de la ficha del autor original [3]. Este último también definió una propuesta de evaluación cuantitativa, sin embargo se determinó para el presente trabajo utilizar el método de evaluación propuesto por Brilha (2005)[2] para la segunda etapa de evaluación cuantitativa, que refleja 3 criterios relevantes como los intrínsecos de cada sitio, relacionados a su uso potencial de geositio y asociados a la necesidad de protección de éstos, los cuales se deben ponderar numéricamente de acuerdo a su categorización de interés local/regional o nacional/internacional. Luego se elabora un ranking con los valores obtenidos y finalmente además se incorporó la evaluación del riesgo de deterioro [7].

Resultados de evaluaciones aplicadas

La etapa cualitativa muestra la selección de lugares de interés geológico, que se determina por sus atributos (Figura 1a.), de este modo es que se seleccionan 5, identificados en la Figura 1b. En primera instancia; 1) Panorámico NW-SE con valores intrínseco científico medio, principalmente por corresponder a una visual de 120° (Figura 1c) que impide un trabajo en detalle. Valor escénico, didáctico elevados y ecológico muy elevado, con visibilidad muy buena. El resto de los lugares corresponden a áreas o sitios: 2) Volcán y Quebrada Guanaqueros (Figura 1d) con valor intrínseco científico elevado, debido a la buena exposición de elementos volcánicos al igual que el valor cultural y didáctico, muy elevado el valor ecológico 3) Quebrada Zorritas fue evaluado con valor intrínseco científico elevado, principalmente por su buena exposición e interés mayormente estratigráfico, geomorfológico y fluvial, valor cultural y didáctico elevado, ecológico muy elevado. 4) Quebrada Llullaillaco también tiene un valor intrínseco científico elevado ya que el estado de preservación del interés volcánico, estructural y estratigráfico es muy bueno, además con valor

didáctico, cultural elevado por los elementos arqueológicos que procuran su conservación y ecológico muy elevado. En última instancia 5) Volcán Llullaillaco con un valor intrínseco científico muy elevado principalmente volcánico, con otros elementos geológicos de interés como el estudio lacustre y vestigios arqueológicos de relevancia mundial como "Los niños del Llullaillaco" [8]. Las caracterizaciones respectivas expuestas en la memoria de título de este autor, indican ciertos parámetros útiles e importantes de dar relevancia, que ayudan a la comprensión de los procesos ocurridos, con fines didácticos-educativos o dar mayor énfasis en investigación como la que desarrollaron en la laguna (Figura 1e) del volcán Llullaillaco [9] para identificar la diversidad microbiana existente en ella.

En la etapa de evaluación cuantitativa se obtuvo resultados finales parciales de Q (resultado ponderado numérico total de los criterios), ordenados de acuerdo a un ranking. Estos resultados obtenidos corresponden de mayor a menos a: Volcán Llullaillaco con un valor Q = 40,33, Quebrada y Volcán Guanaqueros Q = 26, Panorámico y Quebrada Llullaillaco Q = 25 y finalmente Quebrada Llullaillaco Q = 23,33. Finalmente en la evaluación del riesgo de deterioro, se obtuvo un valor mayor para Quebrada y Volcán Guanaqueros con un resultado de 115, y el resto de los 4 lugares con un valor de 75, que de acuerdo al tipo de clasificación utilizada, indica un riesgo bajo, al ser menor a 200. Esta última clasificación se obtiene de acuerdo con: riesgo alto si el valor es entre 301-400, riesgo moderado si el valor es entre 201-300 y riesgo bajo si el valor es menor a 200.

Conclusiones y Discusiones

En la geología de los sitios desarrollados predomina el ambiente volcánico, sin embargo, cada uno por sí solo contiene detalles relevantes en el estudio específico. Los 4 lugares estudiados dentro del Parque Nacional Llullaillaco, cuentan con un registro geológico que va del Devónico hasta los depósitos actuales y ambientes diversos como marinos, volcánicos, fluviales, además de cuerpos intrusivos y estructuras geológicas muy bien conservadas y expuestas.

Respecto a la evaluación cuantitativa, el Volcán Llullaillaco obtuvo 40,33 puntos, valor muy superior al resto de los lugares, esto se justifica porque su ponderación final numérica está controlada por el cumplimiento de ciertos parámetros acumulativos propuestos en esta etapa, lo que le asigna una ponderación parcial mayor a su valor intrínseco y necesidad de protección. Por su parte, Quebrada y Volcán Guanaqueros al encontrarse fuera del área del Parque Nacional Llullaillaco y sin protección de CONAF, es que se obtuvo valor del riesgo de deterioro 115, superior a los otros cuatro lugares estudiados pero que de igual manera cuenta con riesgo bajo.

Para finalizar estos análisis es que se debe tener muy claro que Geodiversidad y Patrimonio Geológico en su esencia resaltan distintos elementos, el primero está determinado por la variedad geológica de un lugar y el segundo ilustra el valor de los elementos presentes [10]. Hay que procurar no mal utilizar los términos ya que el Patrimonio Geológico conlleva la conservación de un lugar de interés lo que no es excluyente de la Geodiversidad que por sí solo y mutuamente, ambos son válidos. Es importante poder potenciar estas disciplinas (e.g. [11]), además de renovar la actual y futura generación de geólogos del país, que sean capaz de incorporar el patrimonio natural en su formación académica y así perfeccionarlo para dar valor a los elementos presentes en el territorio. Es vital poder vincular las geociencias y así evitar los vacíos que existen por la falta de legislación y además por la poca apertura de los profesionales de estas ciencias a la renovación de la formación académica. Así como lo plantea este congreso, se puede encontrar el rol social y vinculación con la comunidad que en momentos carece el rubro.

Referencias [1]http://www.conaf.cl/parques/parque-nacional-llullaillaco/ (25/05/2018)

[2]Brilha, J. (2005). Património geológico e geoconservação: a conservação da natureza na sua vertente geológica. Braga, Portugal: Palimage Editores, 190 p.

[3]Pereira, P., Ínsua, D., Alves, M. (2007). Avaliação do Património Geomorfológico: proposta de metodologia. Publicações da Associação Portuguesa de Geomorfólogos, APGeom, Lisboa. Vol. 5, p. 235-247.

[4]Martínez, P. (2010). Identificación, caracterización y cuantificación de geositios, para la creación del I Geoparque en Chile, en torno al Parque Nacional Conguillío. Memoria de Título (Inédito), Universidad de Chile, Departamento de Geología, 172 p.

[5]Alegre, A. (2017). Geodiversidad en el sector norte del Parque Nacional Llullaillaco, Región de Antofagasta, Chile: Identificación, clasificación cuantitativa y cualitativa del Patrimonio Geológico. Memoria de Título (Inédito), Universidad Católica del Norte, Departamento de Ciencias Geológicas, 179 p.

GEOS-3: Geodiversidad, patrimonio geológico y geoconservación

[6]Hervé, F., Schilling, M., Calderón, M., Solari, M., Mourgues, A. (2012). La difícil tarea de identificar y proteger el patrimonio geológico de Chile. Congreso Geológico Chileno N°13. Antofagasta, Chile, p. 899-901.

[7]Brilha, J. (2016). Inventory and Quantitative Assessment of Geosites and Geodiversity Sites: A Review. Geoheritage, Vol. 8 (2), p. 119 – 134.

[8]Ceruti, M. (2012). Los niños del Llullaillaco y otras momias andinas: salud, folclore, identidad. Scripta Ethnologica, Vol 34, p. 89 – 104.

[9]Aguilar, P., Dorador, C. (2014). Microorganismos en altura: Diversidad microbiana del lago del volcán Llullaillaco, Región de Antofagasta. XI Congreso de la Sociedad Chilena de Limnología, Santiago, Chile.

[10]Carcavilla, L., Durán, J., López-Martínez, J. (2008). Geodiversidad: concepto y relación con el patrimonio geológico. VII Congreso de España. Las Palmas de Gran Canaria. Geo-Temas N°10, p. 1299 – 1303. [11]Quinzacara, K., Escudero, J., Alegre, A., Tuohy, C., Rojas, J., Berrios, N. (2018). Iniciativas de difusión de la geodiversidad en Antofagasta (este Congreso).

GEOS-3: Geodiversidad, patrimonio geológico y geoconservación

1a.

Lugares identificados	Atributos		
	A	B	C
Volcán y Quebrada Guanaqueros			X
Mirador Panorámico NW-SE		X	
Quebrada Zorritas			X
Quebrada Llullaillaco			X
Volcán Llullaillaco	X		

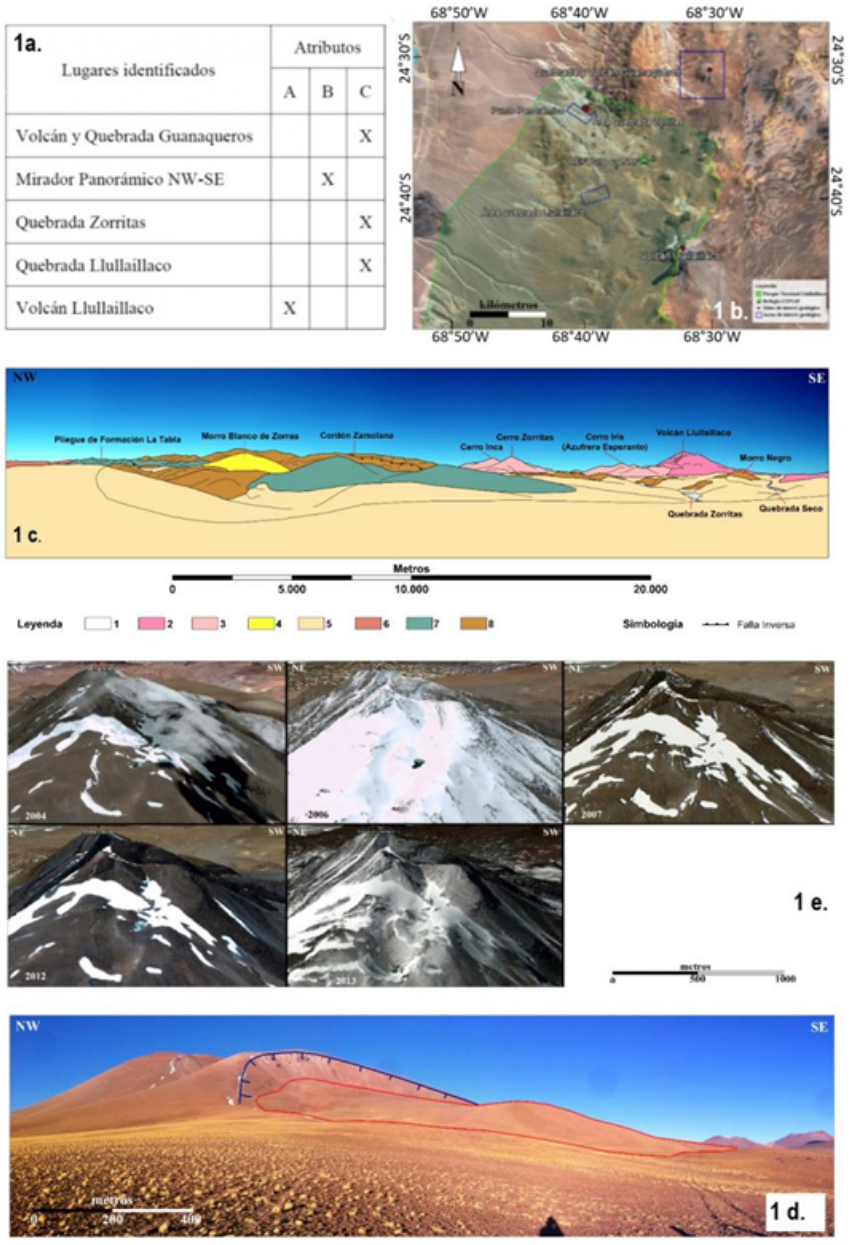


Fig. 1
a) Tabla selección de lugares por atributos.
b) Ubicación sectores estudiados
c) Ilustración panorámica realizada desde mirador en Parque Nacional Llullaillaco. Unidades geológicas mapeadas en perfil topográfico: 1) Depósitos de quebradas actuales (Holoceno) 2) Volcanes Cuaternarios (Llullaillaco I y II) 3) Volcanes Pliocenos (Cerro Inca, Zorritas) 4) Domos de superficies redondeadas, Morro Blanco de Zorras (Mioceno Inferior a Medio) 5) Ignimbritas de Quebradas Zorras y Tocomar (Oligoceno Superior – Mioceno Inferior) 6) Plutones de Quebrada Guanaqueros (Plioceno Inferior) 7) Formación La Tabla (Carbonífero – Pérmico) 8) Formación Zorritas (Devónico – Carbonífero Inferior)
d) Figura del volcán Guanaqueros, la imagen muestra en líneas azules el escarpe dejado por la avalancha (cicatriz) y en rojo el depósito de avalancha formado. Fotografía de Pedro Rodríguez C.
e) Imágenes satelitales comparativas del Volcán Llullaillaco, se aprecia las lagunas existentes en las partes altas

GEOS-3: Geodiversidad, patrimonio geológico y geoconservación

Avances en la identificación de la geodiversidad y valoración del patrimonio geológico: Vertientes en el litoral costero de Antofagasta

Andrés Alegre[1], Javier Escudero[1], Gerson Venegas[1], Kevin Quinzacara[1].
(1) Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ingeniería y Ciencias Geológicas, Universidad Católica del Norte, Antofagasta, Chile

Introducción Chile se caracteriza por tener una belleza escénica asociada a lo natural que es indiscutible, sin embargo, los procesos evolutivos que han originado estos paisajes que tanto llama la atención, son de desconocimiento en un gran porcentaje de la población. Específicamente, en la Región de Antofagasta, se identifican diferentes elementos geológicos que en su conjunto muestran una variedad de procesos que son estudiados para comprender la evolución geológica característica en estos paisajes desérticos del Norte de Chile. Desde hace ya varios años, distintas agrupaciones, centros de formación e instituciones a lo largo del país, han enfocado su interés en identificar la geodiversidad local y la puesta en valor del patrimonio geológico. Es el caso de algunas memorias de título que se han encargado de investigar y dejar precedentes del alto valor y gran geodiversidad existente. (e.g. Fernández, 2008 [1]; Martínez, 2010 [2]; Mardones, 2012 [3]; López, 2016 [4] y Alegre, 2017 [5]) La Agrupación "Habitantes del Desierto" es una de las entidades que se han preocupado de realizar divulgación y educación respecto a estos temas dentro de la comunidad antofagastina. [6] Contexto Regional En la actualidad, la Región de Antofagasta cuenta sólo con 8 Geositios aceptados por la Sociedad Geológica de Chile (SGCh), sitios que más allá de su belleza escénica, también están valorados por otras características, ya sean estructurales (Anticlinal de Caleta Herradura, Cuenca Tectónica Cerro Bandurrias), estratigráficas (Cerro de Caracoles, La Portada de Antofagasta), petrológicas (Gabros de la Playa El Lenguado), geomorfológicas (Cráter de Impacto Monturaqui), y volcánicas (Coladas de azufre del Volcán Lastarria y Géiseres del Tatio). El potencial de la región en cuanto a lugares de interés geológico es inmenso debido a la ausencia casi total de cubierta vegetal, lo que propicia una amplia distribución de afloramientos conservados en buen estado y a plena vista. Sin embargo, este valor y potencial ha sido comúnmente pasado por alto y se le resta importancia al ser comparado con el potencial económico asociado a yacimientos minerales. Lo anterior, ha conducido a que gran parte de la superficie de la Región de Antofagasta se encuentre constantemente en manos de concesiones mineras. Geodiversidad y Patrimonio Geológico costero Respecto del litoral de Antofagasta, éste cuenta con innumerables lugares de interés geológico, que valen la pena resaltar y preservar por su implicancia en la evolución del paisaje, identificación de los paleoambientes y el desarrollo de la biodiversidad. En el presente trabajo se hace alusión a lugares dentro de la comuna de Antofagasta llamadas "Vertientes", que son muy poco reconocidos por la mayoría de la población. a) Vertiente Quebrada La Chimba (Figura 1a) La vertiente aflora de rocas volcánicas, andesitas, y corresponde a aguas salobres (Cloruradas Sódicas) las cuales influyen en la vegetación del sector. Posee una mayor importancia para los pescadores. b) Vertiente Playa La Chimba c) Vertiente sector playa Trocadero o "Poza de los curas" (Falcón y otros, 2014 [7]) (Figura 1b) Se ubica en el borde costero, en el sector centro norte de Antofagasta, muy cerca de la costanera Av. Edmundo Pérez Zujovic. Es un terreno público que no cuenta con protección alguna. Sus principales características, al igual que en la Vertiente Playa la Chimba, son sus afloramientos de aguas dulces que circulan por la superficie de contacto entre depósitos marinos y la Formación La Negra. Además se pueden observar otros procesos marinos como la erosión costera, sedimentación aluvional y precipitación de sales, por lo que su mayor potencial son las actividades pedagógicas. Sin embargo, el sector es poco cuidado por la propia comunidad, acumulando restos plásticos y desechos de actividad humana. d) Vertientes Quebrada La Negra o "Bosque escondido" Las aguas poseen una característica similar a los acuíferos de la depresión central, por lo que posee una recarga lateral que proviene desde la Cordillera. El agua de estas vertientes brota de los depósitos de debris flow y afloramientos de andesitas de Formación La Negra. Al igual que la Vertiente Quebrada La Chimba, corresponde a aguas del tipo Cloruradas Sódicas (Herrera y otros, 2018 [8]). El origen de estos manatiales estaría relacionado con el emplazamiento de corrientes marinas cálidas frente a las costas del norte de Chile, posiblemente asociadas a la incursión de El Niño-Oscilación del Sur (ENOS). La única excepción corresponde a las Vertientes de Quebrada La Negra, ya que recibe aguas subterráneas desde la depresión central. (Herrera y Custodio, 2014 [9]) Conclusiones y discusiones Es imprecisa la discusión entorno al desconocimiento del entorno natural, realizar el análisis respecto del origen de éste y sus factores más importantes radican en primera instancia a la escasa identidad local que se ve afectada en gran manera por la población flotante de la comuna, sumado al cíclico intercambio de culturas producto de la migración. En segunda instancia, la poca difusión que se realiza del patrimonio natural incluso dentro de los planteles educacionales, por ser una zona prioritariamente minera, dificulta aún más el conocimiento del territorio y el sentido de pertenencia. Es de suma importancia hacer un trabajo de divulgación desde la comunidad científica pero volcada hacia la comunidad y en un lenguaje simple, fácil para la comprensión de todos sin caer en demasiados tecnicismos científicos. Además de la participación activa de instituciones gubernamentales y planes regionales que contribuyan al desarrollo y utilización de estos espacios de interés geológico. Todo esto llevará naturalmente al conocimiento y empoderamiento del territorio, sentido de pertenencia y el desarrollo de estrategias de conservación del patrimonio natural que como lo muestra el presente trabajo, el recurso hídrico es muy escaso pero es un nicho de desarrollo

biótico a lo largo del borde costero. Referencias [1] Fernández, J. (2008). Identificación y evaluación de geositios en el Parque Nacional Torres del Paine. Memoria de Título (Inédito), *Universidad de Chile, Departamento de Geología*, Santiago, 72 p. [2] Martínez, P. (2010). Identificación, caracterización y cuantificación de geositios, para la creación del I Geoparque en Chile, en torno al Parque Nacional Conguillío. Memoria de Título (Inédito), *Universidad de Chile, Departamento de Geología*, 172 p. [3] Mardones, R. (2012). Valoración de potenciales geositios en el campo volcánico Pali Aike, XII Región de Magallanes y la Antártida chilena. Memoria de Título (Inédito), *Universidad de Chile, Departamento de Geología*, 166 p. [4] López, N. (2016). Patrimonio geológico de la comuna de Puchuncaví, para la creación del geoparque Puchuncaví, V Región de Valparaíso. Memoria de Título (Inédito), *Universidad de Chile, Departamento de Geología*, 96 p. [5] Alegre, A. (2017). Geodiversidad en el sector norte del Parque Nacional Llullaillaco, Región de Antofagasta, Chile: Identificación, clasificación cuantitativa y cualitativa del Patrimonio Geológico. Memoria de Título (Inédito), *Universidad Católica del Norte, Departamento de Ciencias Geológicas*, 179 p. [6] Quinzacara, K., Escudero, J., Alegre, A., Tuohy, C., Rojas, J., Berrios, N. (2018). Iniciativas de difusión de la Geodiversidad en Antofagasta (este Congreso). [7] Falcón, .F., Arenas, M., Carrasco, R., Fernández, J., Gajardo, A., Huerta, S., Marín, M., Merino, A., Mourgues, F., Pérez, Vaccaro, H. (2014). Geología para el ordenamiento territorial: área de Antofagasta, Región de Antofagasta. *Servicio Nacional de Geología y Minería*, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Ambiental 19. 6 mapas escala 1:50.000. Santiago. [8] Herrera, C., Gamboa, C., Custodio, E., Jordan, T., Godfrey, L., Jódar, J., Luque, J.A., Vargas, J., Sáez, A., 2018. Groundwater origin and recharge in the hyperarid Cordillera de la Costa, Atacama Desert, northern Chile. *Sci. Total Environ*. 624, 114–132. [9] Herrera, C., y Custodio, E. (2014). Origin of waters from small springs located at the northern coast of Chile , in the vicinity of Antofagasta. *Andean Geology*, 41(2), p. 314–341. Figura 1a. Aguada La Chimba

https://1.bp.blogspot.com/-h9ctIm0Qrcc/WnE1IaP4HCI/AAAAAAAAFNY/UDqPvhPAN1sQlyN9GYpYA7Guveg0r3VgACLcBGAs/s1600/AGUADAS%2B%25286%2529.JPG (31/05/2018) Figura 1b Vertiente Sector Trocadero o "Poza de los Curas".

https://4.bp.blogspot.com/-FsdEFql5eQI/WpyBs9qbyqI/AAAAAAAAFqE/-qzGoK9pdsYNE_kTPM2rqHiioVM7GLNfwCLcBGAs/s1600/IMG_4258.JPG (31/05/2018)

GEOS-3: Geodiversidad, patrimonio geológico y geoconservación



Figura 1

a) Aguada La Chimba Alto. Obtenida el 31/05/2018 de [Figura 1a]
b) Vertiente Sector Trocadero o "Poza de los Curas". Obtenida el 31/05/2018 de [Figura 1b]

GEOS-3: Geodiversidad, patrimonio geológico y geoconservación

Museo Escolar Laguna Taguatagua: Un espacio para la revaloración del patrimonio paleontológico-arqueológico de la Laguna Taguatagua junto a la comunidad local

Guillermo Aliaga[1,2,3], Gustavo Aliaga[1,2], Ignacio Celis[1], Cristian Escobar[3].
(1) Museo Escolar Laguna Taguatagua
(2) Área de Educacion, Fundacion Añañuca, San Vicente de Tagua Tagua, Chile
(3) Añañuca Ecoturismo, Chile

La Laguna Taguatagua (34º30'S; 71º10'W), célebre humedal ubicado en una rinconada cercana a la Cordillera de la Costa (valle del rio Cachapoal, Región de O'Higgins), desecado a partir de 1841, es reconocido ampliamente en el mundo científico por sus importantes hallazgos paleo-arqueológicos. En asociación con los depósitos lacustres, se han recuperado gran cantidad de material fósil de fauna pleistocénica-holocénica de pequeño y gran tamaño, entre los cuales destacan restos de gonfoterios, equinos, cérvidos, aves y peces (Gay 1848, Domeyko 1868, Casamiquela 1976, Labarca y Alcaraz 2011, Alarcón et al. 2014). En particular, la asociación fehaciente entre actividad humana y mega fauna extinta a finales del pleistoceno, junto con diversos hallazgos arqueo-antropológicos más modernos, dan cuenta de una continua ocupación del territorio al menos desde hace 11.380 AP (Montané 1968, Nuñez 1994), La relación entre la comunidad local y los restos paleontológicos-arqueológicos ha sido estrecha, desde los primeros hallazgos no documentados. A partir de la década el 1960 cabe destacar la participación de mano de obra local en los trabajos realizados en los sitios Taguatagua 1 por Julio Montané (1968) Rodolfo Casamiquela (1976), Vladimir Covacevich (1971), Juan Varela (1976); en los años 80 en Taguatagua 2 por Lautaro Nuñez (1994), además del cementerio indígena de Cuchipuy. Sin embargo, el paso del tiempo y la escasa socialización a nivel comunal de los hallazgos y sus implicancias generó una considerable desconexión entre la comunidad local y el riquísimo patrimonio de Taguatagua. Esta compleja relación entre los habitantes rurales y el patrimonio del territorio que habitan, ha llevado a un grupo de ciudadanos (*Fundacion Añañuca*) a configurar y levantar propuestas de conservación y puesta en valor del patrimonio paleontológico-arqueológico de la Laguna. El Museo Escolar Laguna Taguatagua (MELT), inaugurado en 2004 por motivación del docente local Edinson Toro, y re-inaugurado post terremoto en el año 2015, el cual se encuentra administrado en conjunto por la *Fundación Añañuca* y la *I. Municipalidad de San Vicente*, ha servido como centro neurálgico para el diseño, implementación y desarrollo de múltiples actividades de investigación, educación y puesta en valor del Patrimonio Natural y Cultural, ya sea en el museo in-situ o en otros espacios dentro de la comuna. Concretamente, los principales resultados obtenidos por esta organización relacionados con temas paleontológicos, son los siguientes: - Convenios de colaboración con destacadas instituciones nacionales: Museo Nacional de Historia Natural (MNHN), Consejo de Monumentos Nacionales (CMN), PAR Explora O'Higgins, Universidad de Chile, Universidad SEK, Magister en Paleontología U. Austral, Universidad del Desarrollo (UDD), entre otros. - Instalación de la exposición "Gonfoterios, del Imaginario a la Ciencia" del MNHN en la ciudad de San Vicente de Tagua Tagua con más de 12.000 visitas (Marzo a Sept. 2015). - Implementación de una Ruta Turística de carácter Científico/Cultural, en conjunto con el operador Añañuca Ecoturismo y avalada con el sello S por parte de Sernatur, la cual presenta los principales sitios arqueológicos y paleontológicos de la zona. Esta ruta considera actividades educativas al aire libre y la visita a sitios de excavación paleontológicas/arqueológicas in situ para estudiantes desde la etapa preescolar hasta universitaria, así como público en general (2015 a la fecha). - Rescate del sitio fosilífero El Salvador, el cual corresponde a afloramientos de areniscas con contenido de bivalvos, amonites y braquipodos, perteneciente a la Formación Lo Prado de edad jurásico/cretácica. (2015 a la Fecha). - Taller de Patrimonio dirigido a tres establecimientos educacionales municipales de la comuna, financiado por la Ley SEP a través de la Corporación de Educación de San Vicente de T.T. (2015 a 2018). - Paleojornadas Estudiantiles de Taguatagua. Conferencias de paleontólogos de diversas instituciones como el MNHN, Magister en Paleontología de la U. Austral, UDD y CMN, realizada en el Teatro Municipal de la comuna. Esta actividad está dirigida a más 400 alumnos de distintas instituciones educativas (2016 a 2018). [Figura 1] - Catastro de sitios arqueológicos y paleontológicos de la desecada Laguna Taguatagua, financiado por el Consejo de Monumentos Nacionales (Febrero – Mayo 2016). - Inventario, Catalogación y Conservación de los restos paleontológicos y arqueológicos depositados en el MELT (Julio a Diciembre 2016). - Visitas guiadas a delegaciones de párvulos, escolares, universitarios, instituciones públicas y privadas, turistas, etc. Con mas de 25.000 visitas durante los ultimos tres años de funcionamiento del MELT [Figura 1]. - Fiesta Costumbrista de la Laguna Taguatagua, actividad sociocultural que mezcla el patrimonio paleontológico con el campo chileno y que congrega a más de 3.000 asistentes (Sept. 2015 a 2018).

- Instalacion de replica 1:1 de *Notiomastodon Platensis*, donada por el MNHN, la cual proveniente de la exposicion itinerante "Gonfoterios, del Imaginario a la Ciencia". Ademas se renovó el mobiliario de la sala principal del MELT con material de la exposición, tambien donado por el MNHN (2017) [Figura 1]. DISCUSIÓN Y COMENTARIOS A ya casi dos siglos del comienzo del desecamiento de la Laguna Taguatagua, en la actualidad siguen escondidos bajo nuestros pies invaluables restos paleontológicos y arqueológicos en un sector cuya riqueza patrimonial no conoce de límites. Bajo ese contexto, toman mucho sentido y fuerza

GEOS-3: Geodiversidad, patrimonio geológico y geoconservación

las iniciativas locales, sean educativas, productivas, artísticas u otras relacionadas directa o indirectamente con el patrimonio, ya que son estas actividades las que sensibilizan y empoderan más aún a los habitantes de este territorio, quienes conviven día a día con esta historia y son los llamados a cuidarle y perpetuarla en el tiempo. Resulta indispensable alinear y confluir caminos entre los distintos actores: Gobierno, Comunidad Local, Privados y la Academia, de manera de poder establecer una mesa de trabajo en torno al patrimonio de Taguatagua, con una visión clara sobre el futuro de esta zona. Para ello, es necesario generar un plan maestro -concebido, diseñado y desarrollado en virtud de la participación ciudadana y con foco de atención en la sostenibilidad y sustentabilidad-, que sirva para expandir y consolidar nuevas investigaciones, potenciar el desarrollo turístico de intereses especiales, entre otros y por sobre todo para conservar y poner en valor el patrimonio paleontológico-arqueológico de la Laguna Taguatagua. REFERENCIAS Alarcón, J., R. E. Yury-Yáñez, S. Soto-Acuña, D. Rubilar-Rogers y M. Sallaberry. (2014a). Las aves fósiles de la laguna de Tagua Tagua (Pleistoceno Superior), Chile Central. Ameghiniana 51(6): R4. Casamiquela, R. (1976). Los vertebrados de Taguatagua. Actas del Primer Congreso Geológico Chileno, Tomo I. Departamento de Geología, , Universidad de Chile. 87-102 pp. Covacevich, V. (1971). Los moluscos pleistocénicos y holocénicos de San Vicente de Taguatagua. Memoria de Prueba. Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago de Chile. 82 pp. Domeyko, I. (1868). Algunas palabras sobre el terreno en que se hallan huesos de mastodonte en Chile. Anales de la Universidad de Chile 31(3): 369–374 Gay, C. (1848). Historia Física y Política de Chile. Zoología. Tomo Primero. París. 495 pp Labarca. R. y M.A. Alcaraz. (2011). Presencia de Antifer ultra Ameghino (=Antifer niemeyeri Casamiquela) (Artiodactyla, Cervidae) en el Pleistoceno tardío-Holoceno temprano de Chile central (30-35° S). Andean Geology 38(1): 156-170. Montané, J. (1968) Primera fecha radiocarbónica de Tagua-Tagua. Noticiario Mensual Museo Nacional de Historia Natural 139:11. Núñez, L.; J. Varela, R. Casamiquela, V. Schiappacasse, H. Niemeyer y C. Villagrán. (1994). Cuenca de Taguatagua en Chile: El Ambiente del Pleistoceno Superior y Ocupaciones Humanas. Revista Chilena de Historia Natural 67:503-519. Varela, J.A. 1976. Geología del Cuaternario de Laguna Tagua Tagua (Provincia de O'Higgins). En: Actas I Congreso Geológico Chileno. Santiago 81–113.



Fotografias 1, 2, 3, 4 y 6: Diversos grupos de visitantes, disfrutando de las dependencias del Museo Escolar Laguna Taguatagua.Fotografia 5: Estado actual de sala principal del MELT, dedicada exclusivamente al patrimonio paleontologico local. Fotografias 7, 8 y 9: Charlas magistrales de Paleontología (#7 Dr. Christian Salazar; #8 Dr. Rafael Labarca) y Conservación de Restos Paleontológicos (#9) realizadas a jovenes estudiantes durante las diversas versiones de las Paleojornadas Estudiantiles.

GEOS-3: Geodiversidad, patrimonio geológico y geoconservación

Complejo Intrusivo Cerro Castillo: caracterización de un sitio de geodiversidad con alto potencial turístico y científico

Nicolás Aravena Bendeck[1].
(1) Instituto Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias, Universidad Austral de Chile, Valdivia, Chile

1. Introducción

Aproximadamente a los 46°S, en la XI región de Aysén se encuentra una zona protegida recientemente ascendida de categoría a Parque Nacional Cerro Castillo. Debido a su ubicación, inmerso en la Ruta 7, presenta un potencial importante debido al alto flujo turístico (sobre todo en temporada estival). Este flujo se ha incrementado en los últimos años, generando un aumento del 86% de las visitas al Parque en el año 2016 (con respecto al año anterior), y se prevé que esta tendencia se mantenga.

En el 2016 fueron incluidos dentro del catastro nacional de Geositios de la Sociedad Geologica de Chile 2 lugares en la zona de estudio. Destaca el sitio llamado Laguna Cerro Castillo, lugar que permite observar la interaccion de diversos contextos geológicos chilenos (Mourgues et al., 2012). Uno de los rasgos más distintivos, corresponde al emplazamiento de cuerpos intrusivos a lo largo de una traza de falla. Estas secuencias de intrusiones se han agrupado dentro de lo que se postula como el Complejo Intrusivo Cerro Castillo (CICC), el cual presenta varias similitudes con el Complejo Intrusivo Torres del Paine (CITP; Baumgartner et al., 2007), ubicado en el Parque Nacional Torres del Paine, al cual desde el año 2016, es visitado por más de tres millones de personas anualmente.

2. Resultados

Se reconocen rocas pertenecientes a las formaciones Ibáñez, Toqui, Katterfeld y Apeleg. Estas rocas se encuentran intruidas por filones, stocks y diques agrupados en el previamente mencionado CICC. En particular, fue posible identificar en detalle en el Cerro Castillo las tres unidades que conforman el Grupo Coyhaique y extender hacia el oeste la presencia de niveles cálcáreos de la Formación Toqui.

Las rocas de la Formación Ibáñez corresponden a tobas, lavas y brechas, fuertemente alteradas y con alta presencia de epidota. Las rocas de la Formación Toqui están representadas por un nivel de calizas coquinoídeas recristalizadas, las que presentan mayormente calcita de grano grueso además de granate y subordinadamente, tremolita. Las rocas de la Formación Katterfeld corresponden mayormente a lutitas cornificadas, además de limolitas y grau-wackas. Las rocas de la Formación Apeleg corresponden a areniscas con intercalaciones subordinadas de lutitas. Estas unidades experimentaron sucesivos eventos de metamorfismo y metasomatismo asociados al emplazamiento de cuerpos intrusivos (CICC), generando facies de rocas corneas de albita/epidota.

La estructura previamente mencionada se observa resaltada en terreno por un valle glaciar de orientación NE y poniendo en contacto rocas de la Fm. Ibáñez (Jurásico superior) y de la Fm. Divisadero (Aptiano). Esta estructura sido descrita como una falla inversa por Quiroz y Bruce, 2010, además ha sido propuesta esta estructura por Scalabrino et al., 2010. Sin embargo, estos últimos autores, no proponen un carácter de movimiento de esta falla, simplemente se traza, pero su movimiento se presenta como desconocido. Existen dos posibilidades que permiten esta configuración actual. Es decir, una estructura de carácter inverso que alce las capas de la Formación Ibáñez al mismo nivel que las de la Formación Divisadero (Opción 1) o una estructura de carácter normal que deje caer las capas de Formación Divisadero al nivel de la Formación Ibáñez (opción 2). Si suponemos una estructura inversa (opción 1), se debiesen observar plegamiento de estratos o al menos algún tipo de acomodación de la deformación existente, en el bloque colgante. Sin embargo, la estratificación observada es sub horizontal. Por otra parte, no hay observaciones de terreno que soporten la opción 2. Por estas razones se postula como indeterminado el comportamiento de esta estructura. Los manteos hacia el norte (menores a 10°) descritos en las altas cotas del Cerro Castillo han sido interpretados como el resultado de un pequeño basculamiento. Procesos de esta índole han sido reportados en la región, para bloques de entre 20 y 30 km (Scalabrino et al., 2010). Además, se debe considerar que existen cuerpos intrusivos alineados en esta traza, los cuales siendo conocida su edad de emplazamiento, pueden aportar de manera significativa a estimar (o al menos acotar) la edad de movimiento de esta estructura.

El CICC se compone de una serie de de cuerpos intrusivos, de morfologías tabulares y disposición sub-horizontal, cuyos contactos intra-plutonicos son planos y nítidos. Para estos cuerpos mayores se han descrito litologías graníticas y granodioríticas. También se han descrito una serie de diques y stocks, de composiciones mayormente andesíticas y disposiciones preferentemente sub verticales. Además se han descrito en la zona de estudio múltiples intrusiones de escala centrimétrica y métrica. Estas intrusiones



GEOS-3: Geodiversidad, patrimonio geológico y geoconservación

ocurren en los planos preferentes de debilidad asociados a la estratificación generando un aumento considerable de la potencia de las secuencias sedimentarias de la columna estratigráfica tipo del Cerro Castillo.

Se reconocen similitudes importantes con respecto al CITP en la región de Magallanes. En primer lugar, las semejanzas litológicas, los cuerpos mayores del CITP han sido descritos como granitos, presentando además intrusiones y diques de composiciones más primitivas (Buagmanter et al., 2007), mientras que en los cuerpos mayores del CICC han sido descritas litologias graníticas y granodioríticas, ademas de sills y diques andesíticos. En segundo lugar, debemos considerar la roca caja y sus relaciones de contacto con estos complejos intrusivos. En magallanes se ha descrito que el CITP se encuentra intruyendo rocas de las formaciones Cerro Toro y Punta Barrosa (lutitas y turbiditas, respectivamente), de manera similar el CICC se encuentra intruyendo rocas de las formaciones Katterfeld y Apeleg (predominantemente lutitas y areniscas, respectivamente). Ademas, en ambos sitios estas unidades se encuentran preservadas como estructuras de "roof-pendant", y presentan morfologías de contacto bastante similares.

Uno de los rasgos más distintivos que presentan en común ambos lugares corresponde a los contactos intra-plutonicos, los cuales han sido descritos como planos y nítidos. Indicando, que la roca caja (de turno), se encontraba en estado sólido y bajo un régimen más bien frágil al momento de la intrusión.

Si bien existen bastantes similitudes entre ambos complejos intrusivos, es necesario destacar las diferencias entre ellos. La sucesión estratigráfica Cerro Toro y Punta Barrosa presentan edades del Cretácico Superior y representan una profundización de la cuenca de Magallanes en su etapa inicial (comunicación verbal, Enrique Bostelmann), mientras que la sucesión Katterfeld y Apeleg representa la somerización de la cuenca de Aysén, asociada al Cretácico temprano (Berrisiano-Aptiano; Bell y Suarez, 1997). Además, las rocas del CITP han sido estudiadas de manera detallada, incluyendo tanto caracterizaciones geoquímicas como dataciones U/Pb en zircones, ayudando a identificar con bajos errores los distintos pulsos de intrusión (Baugmanter et al., 2007). Por otro lado, no existen dataciones, ni análisis geoquímicos en las rocas del CICC. Si bien se han reportado edades de 98 ± 2 Ma y 93 ±1, Ma (Quiroz y Bruce, 2010), sin embargo, los lugares de muestreo se encuentran al W de la zona de estudio y se encuentran en áreas de grandes extensiones de afloramientos del Batolito Patagónico, por lo que no son necesariamente representativas de las edades de emplazamiento de las rocas del CICC.

De acuerdo a los criterios propuestos por Brilha 2015, se postula el área del Cerro Castillo como un sitio de geodiversidad. Por un lado esta zona presenta un valor turístico (TV; Brilha 2015) medio a alto, aproximadamente un 68% del máximo total, siendo la accesibilidad en vehículo y las limitaciones meteorológicas de uso como los únicos factores con baja valoración de los 12 criterios expuestos. Mientras que 5 de los 12 criterios presentan la valoración máxima, destacan entre estos la belleza paisajística, las condiciones de observación y su proximidad a áreas recreativas.

Por otro lado, el valor científico (CV; Brilha 2015) presenta aproximadamente un 60% del máximo total. Destacando las valoraciones máximas en los criterios de rareza e integridad. Mientras que el único criterio que presenta la valoración mínima corresponde a la presencia del sitio en la literatura científica internacional (acorde al contexto). Es importante destacar que la elaboración de publicaciones en revistas internacionales, generaría un aumento del valor científico de esta área hasta un 75% del máximo total.

3. Conclusiones

A pesar de que ambos complejos intrusivos presentan varias similitudes, la mayor diferencia es que existe un bajo nivel de estudios del CICC, con respecto al CITP. De esta manera se recomienda realizar análisis detallados de los cuerpos intrusivos del CICC, incluyendo un muestreo litológico grillado, dataciones radiométricas y caracterizaciones geoquímicas. De esta manera es posible lograr un mejor entendimiento sobre los distintos eventos de emplazamiento (y sus edades), además de las relaciones e implicancias de estas intrusiones con la evolución geodinámica en la región de Aysén. Nuevos estudios podrían contribuir a la resolución de estas problemáticas.

El Cerro Castillo se presenta como un sitio de geodiversidad, ya que presenta implicancias culturales para la identidad de la comunidad local (Brilha, 2015) y también se le ha otorgado un alto valor turístico de acuerdo a los criterios propuestos por Brilha 2015. Además, se postula un valor moderado para su interés científico, sin embargo, una publicación internacional que presente el sitio (en proceso de elaboración) eleva el valor científico de manera considerable.

GEOS-3: Geodiversidad, patrimonio geológico y geoconservación

La conjugación de estos factores genera un alto potencial en la zona de estudio para un desarrollo de actividades, tanto científicas como turísticas. Esta retroalimentación, entre las ciencias y la comunidad local deben aportar a un desarrollo de carácter sustentable en la zona de estudio, en base al turismo, llevado a cabo por los actores locales.

4. Referencias

Aravena Bendeck, N. 2014: Geología y Geopatrimonio del área de Cerro Castillo,XI Región de Aysén,Chile. Memoria para optar al título de Geólogo.

Baumgartner ,L; Michel, B. Putlitz ,J; Leuthold, J; Müntener ,O; Robyr, M; Darbellay, B. 2007: The Torres del Paine Igneous Complex and its contact aurolea. In International Geological Congress on the Southern Hemisphere, GeoSur 2007.

Brilha, 2015 : Inventory and Quantitative Assesment of Geosites and Geodiversity Sites: a review. The European Association for Conservation of Geological Heritage 2015.

Detrich, T. (2017): Plan de uso público de la Reserva Nacional Cerro Castillo. Documento N°8 –PTDASPE-Región de Aysén. . CONAF, , Gobierno de Chile.

Estadística Visitantes Unidad SNASPE para el año 2016 (2017). Unidad de Planificación y Control de Gestión, Gerencia de Áreas Protegidas y Medio Ambiente, Corporación Nacional Forestal. Descargado Agosto 8, 2018, desde http://www.conaf.cl/parques-nacionales/visitanos/estadisticas-de-visitacion/

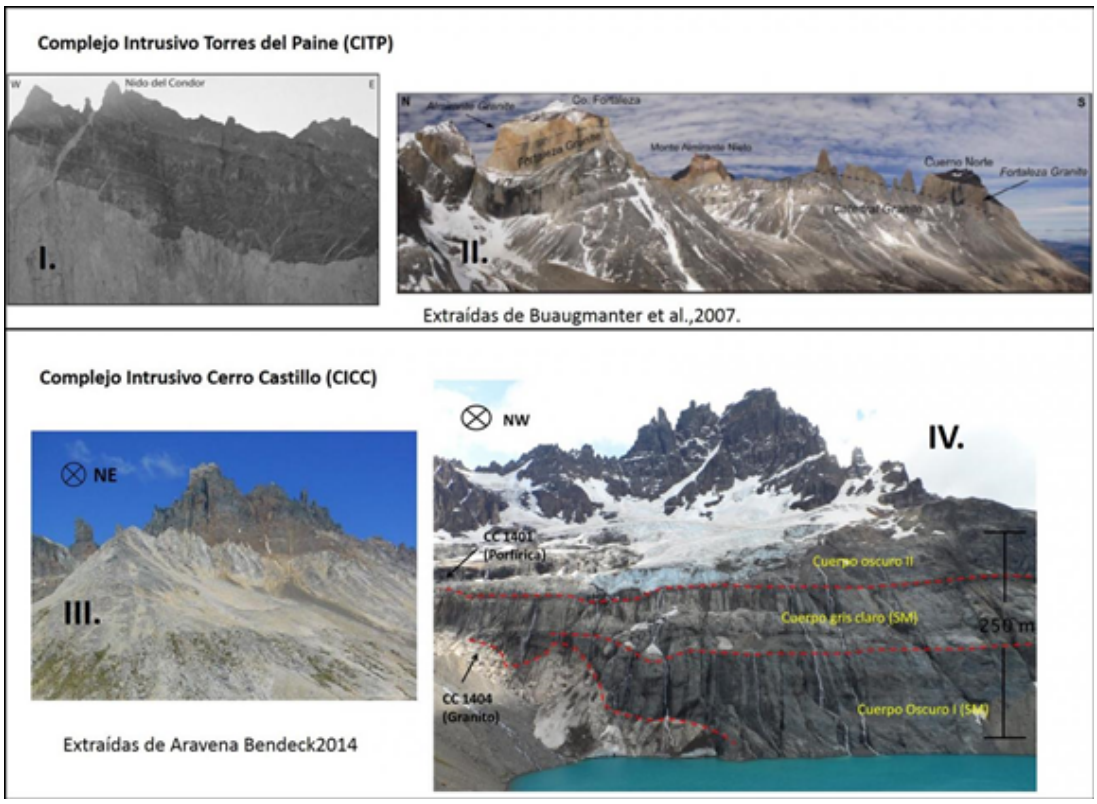
Mourgues, F; Schilling, M; Castro, C. 2012: Propuesta de definición de los Contextos Geológicos Chilenos para la caracterización del patrimonio geológico nacional. Propuesta de definición de los Contextos Geológicos Chilenos para la caracterización del patrimonio geológico nacional. In XIII Congreso Geológico Chileno, Antofagasta, Chile. T10, p. 887-889.

Quiroz, D.; Bruce, Z. 2010: Geología del área Puerto Ingeniero Ibáñez-Villa Cerro Castillo ,Region Aysén del General Carlos Ibáñez del Campo. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 124: 48 p., 1 mapa escala 1.100.000, Santiago.

Scalabrino, B.;Lagabrielle, Y.; Malavieille, J.; Dominguez, S.; Melnick, D.; Espinoza, F; Suárez, M.; Rossello, E. 2010: A morphotectonic analysis of central Patagonian Cordillera: Negative inversion of the Andean belt over a buried spreading center?. In Tectonics, Volume 29, Issue 2.

Suárez, M.; De La Cruz, R.; Aguirre-Urreta, B.; Fanning, M. 2009: Relationship between volcanism and marine sedimentation in Northern Austral (Aisén) Basin, central Patagonia: Stratigraphic, U-Pb SHRIMP and paleontological evidence.In Journal of South American Sciences, Volume 27, Issue 4.

GEOS-3: Geodiversidad, patrimonio geológico y geoconservación



En la imagen se muestra las relaciones de contacto de ambos complejos intrusivos. En la parte izquierda se presentan las similitudes entre las relaciones de contacto de ambos complejos con la roca caja (I. CITP; III.CICC). Mientras que en la parte derecha se muestran los contactos intra-plutonicos (II. CITP ; IV.CICC).

GEOS-3: Geodiversidad, patrimonio geológico y geoconservación

Geodiversidad y sitios de interés en áreas protegidas: resultados preliminares y perspectivas en un parque urbano metropolitano (PARQUEMET, Región Metropolitana de Santiago)

Manuel Arenas[1], Javiera Jimenez[2], Felipe Fuentes[3], Carlos Venegas[4], Javier Fernandez[5], Claudia Munoz[6], Isabel Bravo[6], Hugo Neira[7].
(1) Geología Aplicada - Unidad de Geopatrimonio, SERNAGEOMIN
(2) Ciencias de la Tierra, Universidad de Concepción
(3) Geología Aplicada - Unidad de Hidrogeología, SERNAGEOMIN
(4) Geología General, SERNAGEOMIN
(5) Geología Aplicada - Unidad de Peligros Geológicos, SERNAGEOMIN
(6) Cartografía, Universidad Tecnológica Metropolitana
(7) Geología Aplicada - Unidad de Cartografía, SERNAGEOMIN

Introducción El Parque Metropolitano de Santiago es el parque urbano más grande de latinoamérica y el cuarto en superficie a nivel mundial (Parque Metropolitano de Santiago - Parquemet, 2016). Con sus 737 hectáreas es el pulmón verde más importante de la Región Metropolitana e incluye las comunas de Huechuraba, Providencia, Recoleta y Vitacura. Se ubica en un cordón montañoso que se desprende del frente cordillerano andino e incluye 6 cumbres principales que se empinan desde los 1.365 a los 1.773 m s.n.m. Éstos son los cerros El Carbón, La Pirámide, Polanco, Los Gemelos, Chacarillas y San Cristóbal. Su creación data de 1917 cuando se promulgó la Ley N° 3.295, la que expropió los terrenos del cerro para levantar el parque (Parquemet, 2016). Su única expansión territorial, de 15,1 hectáreas, se realizó en 2014, en el marco de un Proyecto Bicentenario (El Mercurio, 23 de febrero de 2014). Durante la Colonia, esta serranía fue un lugar poco desarrollado, con escasos senderos y con su vegetación nativa intensamente desforestada (Parquemet, 2016). Luego, sus canteras fueron la principal fuente de materia prima para una serie de obras de gran relevancia en la ciudad, principalmente durante los siglos XVIII y XIX. Así, sus rocas se utilizaron en la construcción del puente Cal y Canto en el año 1767 (laderasur.com), en el Palacio de la Moneda en 1786 (Guarda, 1997, página 190), en los adoquines de las calles y espacios públicos de la ciudad durante 1873 (Medina 2003) y en la canalización del río Mapocho en 1888 (Medina, 2003), entre otros. Además sirvieron para la construcción de las primeras instalaciones del Parque Metropolitano, como el Torreón Victoria (1925), el Salón Tudor y el funicular, inaugurados en 1925, el zoológico, inaugurado en 1931, y las piscinas Antilén y Tupahue entre los años 1960 y 1970, siendo esta la última construida en una de las antiguas canteras. SERNAGEOMIN, en su misión de dar a conocer el conocimiento científico geológico de nuestro territorio a la comunidad y de aportar a la conservación de la geodiversidad y el patrimonio natural geológico de nuestro país, ha decidido comenzar un programa de levantamiento de información geológica en áreas protegidas. Esta iniciativa tiene por objetivo enriquecer y complementar la información y conocimiento de los valores naturales de dichas áreas, incluyendo la temática ambiental geológica y su puesta en valor *in situ* y en plataformas digitales. Una de las mayores problemáticas con los sitios de interés y de valor patrimonial radica en la protección del mismo y la de los elementos informativos instalados allí (señaléticas, paneles informativos, etc.). Sin embargo, este problema se minimizaría al interior de áreas y zonas protegidas, ya que cuentan con guardaparques y están protegidos legal y administrativamente. Parquemet fue elegido como proyecto piloto para este programa por su localización estratégica en un área urbana con conectividad a redes de datos inalámbricas, con gran concurrencia de visitantes y para aportar con la mejora de su información geológica en la ocasión de la celebración de los 100 años del parque. Así, se busca identificar y registrar la geodiversidad y los sitios de interés geológico de Parquemet, además de proponer estrategias para su puesta en valor *in situ* y en plataformas digitales. Este trabajo presenta los resultados preliminares obtenidos, principalmente, en el sector de los cerros San Cristóbal y Chacarillas, y se discuten las perspectivas y posibilidades de desarrollo que se vislumbran con esta iniciativa. Marco geológico En el sector sur poniente de PARQUEMET afloran rocas volcánicas e intrusivas. Las rocas volcánicas presentes en el cerro San Cristóbal son parte de una secuencia Terciaria que afloran en la parte norte de Santiago y que, en su conjunto, alcanzan un espesor aproximado de 1.800 m, con suaves manteos al E. De composiciones dacíticas a riolíticas, estas rocas han sido correlacionadas química y radiométricamente con la franja occidental de la Formación Abanico, con edades que varían entre el Eoceno Superior y el Mioceno Inferior (28,3±0,7 Ma a 22,3±1,8 Ma; Drake *et al.* 1976; Sellés, 1999). Los cuerpos intrusivos andesíticos allí presentes se consideran genética y temporalmente relacionados con las volcanitas (Katsui y Vergara, 1966; Drake *et al.*, 1976; Sellés, 1999; Wall *et al.*, 1999). Aunque no ha sido posible datarlas directamente debido a su grado de alteración y metamorfismo, edades radiométricas en rocas similares y sectores aledaños han entregado edades contemporáneas a las rocas volcánicas (22,3±1,8 Ma a 20,6±0,2 Ma; Thiele *et al.*, 1980; Vergara y López, 1980; Suárez y Herve, 1989 en Sellés, 1999). Estas rocas representan los productos de erupciones volcánicas sub-aéreas, cuya distribución semicircular y manteos centrífugos hacen postular posibles colapsos de caldera y domos resurgentes (Sellés, 1999). Los intrusivos hipabisales representarían los conductos alimentadores del volcanismo superficial. Posteriormente, durante el Neógeno, estas rocas fueron deformadas y afectadas por fallas, principalmente de alto ángulo, además de sufrir cambios texturales y mineralógicos debido a metamorfismo



GEOS-3: Geodiversidad, patrimonio geológico y geoconservación

y alteración hidrotermal. Geodiversidad y sitios de interés geológico en el Co. San Cristóbal El trabajo de campo permitió la identificación de las dos unidades previamente reconocidas en la literatura. La figura 1a muestra un esquema geológico preliminar del cerro San Cristóbal. Se reconoció un intrusivo hipabisal de textura porfídica, con fenocritales principalmente de plagioclasa (15% a 30%) de hasta 5 mm, y de piroxenos (hasta 15%) de hasta 12 mm. La masa fundamental es microcristalina, con microlitos de plagioclasa y de magnetita (Figura 1b). Presenta grados de alteración variable, evidenciado por plagioclasas alteradas a arcilla y bordes oxidados de magnetita. Presenta coloración gris verdosa a gris, con fuerte magnetismo en algunos sectores y alta resistencia cuando no se presenta muy alterada (lo que la hizo de mucha utilidad en las grandes obras públicas de los siglos XVIII y XIX). En algunos sectores se observan texturas de meteorización esferoidal, disyunción columnar (Figuras 1d y 1e)y texturas brechosas con vetillas de calcita y arcilla que otorgan una apariencia de *stockwork* a estos afloramientos. Las rocas volcánicas corresponden a tobas y tobas soldadas, de cristales y lapilli principalmente, con cristales fracturados, líticos y vidrio en menor proporción, además de *fiammes* en algunos sectores. La matriz es afanítica, cinerítica a vítrea, de coloración rojiza a gris verdosa (Figura 1c). En algunos sectores la matriz presenta estructuras fluidales, bandeamiento y *fiammes* deformadas. Las tobas corresponden a rocas de resistencia variable debido al grado de alteración y fracturamiento que presenta en algunos sectores. Ambas unidades litológicas presentan diferentes grados y distribución de fracturas, que en el caso de taludes de caminos pueden generar cuñas propicias para la caída de bloques de roca. En algunos sectores se han adoptado medidas mitigadoras para estos casos pero en otros esta situación aún constituye un riesgo para los visitantes. El contacto entre ambas unidades es, al menos en algunos sectores, por fallas de dirección NS a NNW-SSE y de ángulos variables de manteo. Se reconocieron, además, abundantes depósitos antrópicos derivados de la actividad extractiva de roca en las canteras y algunos depósitos aluviales, restringidos a algunas quebradas. En el sector sur oriental del cerro San Cristóbal se reconocen también remociones en masa de tamaños de hasta un centenar de metros de ancho, de edades holocenas y con reactivaciones históricas (Karzulovic, 1979). Puesta en valor y desarrollos futuros La recopilación de antecedentes y la información levantada en terreno permitieron reconocer la geodiversidad del sector meridional de PARQUEMET y una serie de puntos de interés desde el punto de vista didáctico-educativo y de representatividad de dicha geodiversidad. La evaluación de ésta y nueva información a ser elaborada o recopilada (recopilación de más antecedentes, levantamiento de campo del territorio faltante, descripción de cortes transparentes) permitirá seleccionar dos o tres sitios para su puesta en valor *in situ* y en una plataforma digital. Los otros sitios de interés serán puestos en valor sólo mediante una plataforma digital donde se incorporará la información cartográfica que se genere: la información geológica sintetizada de cada punto, fotografías de campo, de muestras de mano y de cortes transparentes, fotografías en 360°, diagramas esquemáticos (2d y 3d) y otra información y enlaces a páginas web de interés. En la puesta en valor *in situ* se diseñarán alternativas tradicionales y otras exclusivas para plataformas digitales, además de proponer un panel inclusivo, posiblemente para representar el perfil topográfico y la geología de la región. Esto último, aprovechando la existencia de numerosos miradores en el parque desde donde es posible la interpretación del paisaje. La iniciativa planea generar también un programa científico que permita ir develando las interrogantes geológicas que vayan surgiendo (relaciones de contacto intrusivo/rocas volcánicas, estilo y evolución estructural, profundidad de emplazamiento del intrusivo, evolución geomorfológica, entre muchas otras). A su vez, dada la relevancia histórica y el nexo con la ciudad y sus habitantes, se profundizará en la temática de las canteras, tanto desde el punto de vista geológico como del histórico, urbanístico-arquitectónico y de los riesgos naturales. Esperamos que el proyecto sea un aporte al conocimiento del medio natural físico del parque y que éste pueda ser transmitido, valorado y disfrutado por sus visitantes y los habitantes de nuestra ciudad. Por lo anterior, parecería pertinente desarrollar el diseño de un futuro programa de difusión y educación, con material en línea, talleres y visitas guiadas, en sinergia con la vocación educativa-ambiental del parque. Referencias Drake, R.; Curtis, G.; Vergara, M. 1976. Potassium-argon dating of igneous activity in the Central Chilean Andes, latitude 33°S. Journal of Volcanology and Geothermal Research, Vol. 1, No. 3, p. 285-295. El Mercurio. 2014. Los avances de la remodelación que le está cambiando la cara al Parque Metropolitano de Santiago. 23 de febrero de 2014. Guarda, G. El arquitecto de la Moneda, Joaquín Toesca, 1752-1799: una imagen del imperio español en América. 339 p. Ediciones Universidad Católica. Santiago de Chile. Disponible en http://www.memoriachilena.cl/602/w3-article-95160.html Karzulovic, K. 1979. Informe geotécnico deslizamiento sector Pedro de Valdivia Norte, cerro San Cristóbal, en comuna de Las Condes del gran Santiago. Oficina-Consultorias Geológicas Aplicadas, SERVIU, 42 p, Santiago. Katsui, Y., y Vergara, M. (1966). Antecedentes petrológicos del cerro San Cristobal, Santiago, Chile. Instituto de Ingenieros de Minas de Chile. Ladera Sur. Un repaso del cerro San Cristóbal y sus canteras de piedra. https://laderasur.com/articulo/un-repaso-del-cerro-san-cristobal-y-sus-canteras-de-piedra/. Último acceso 03 de mayo de 2018. Medina, J. 2003. Cerro San Cristobal, el gran balcón de Santiago. Cuadernos del Consejo de Monumentos Nacionales No. 68, 88 pp. Consejo de Monumentos Nacionales. Santiago de Chile. Parque Metropolitano de Santiago (PARQUEMET). 2016. 100 años 100 historias, 238 pp., Santiago. Disponible en http://centenario.parquemet.cl/libro-centenario/ Sellés, D. 1999. La Formación Abanico en el Cuadrángulo Santiago (33°15'- 33°30'S, 70°30'- 70°45'O), Chile Central. Estratigrafía y Geoquímica. Memoria de Título (Inédito), Universidad de Chile, Departamento de Geología, 154 p, Santiago. Thiele, R.; Bobenrieth, L.; Boric, R. 1980. Geología de los cerros Renca, Ruiz y Colorado (Santiago): Contribución a la estratigrafía de Chile Central. Universidad de Chile, Departamento de Geología, Comunicaciones, No. 1, p. 179-186, Santiago. Vergara, M.; López, L. 1980. Geología y petrología de los intrusivos

GEOS-3: Geodiversidad, patrimonio geológico y geoconservación

subvolcánicos de la precordillera andina entre Santiago y Colina. Universidad de Chile, Departamento de Geología, Comunicaciones, No. 29, p. 1-21, Santiago. Wall, R.; Sellés, D.; Gana, P. 1999. Área Til Til-Santiago, Región Metropolitana. Servicio Nacional de Geología y Minería, Mapas geológicos Nº 11, escala 1:100.000, 1 anexo, Santiago.

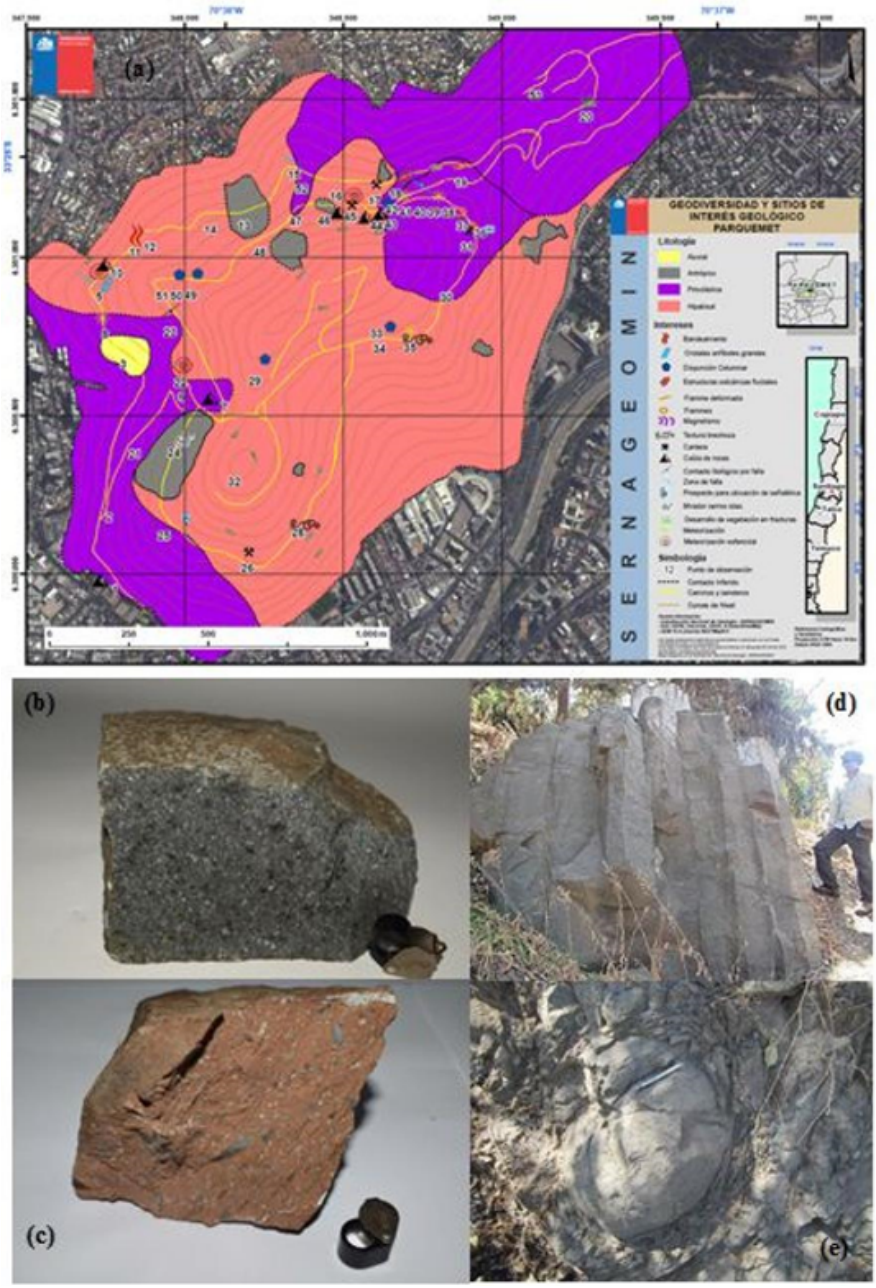


Figura 1: (a) Esquema geológico del Co. San Cristóbal con lo ubicación de los sitios de interés preliminares. (b) Fotografía de muestra de mano del intrusivo andesítico. (c) Fotografía de muestra de mano de la toba soldada. (d) Estructuras de disyunción columnar. (e) Estructuras de meteorización esferoidal.

GEOS-3: Geodiversidad, patrimonio geológico y geoconservación

Santuario de la Naturaleza Capillas de Mármol: geología, valores y amenazas

José Miguel Benado[1,2], Felipe Andrade[2], Paulo Quezada[2].
(1) Fundación Centro de Estudios de Montaña - CEM
(2) Secretaria Regional Ministerial de Minería, región de Aysén

Problema El Monumento Nacional Santuario de la Naturaleza Capillas Mármol (desde ahora Santuario) es un conjunto de afloramientos, tanto continentales como insulares, compuestos mayoritariamente de mármol modelado por disolución. Se localiza en el lago General Carrera o *Chelenko* (en voz indígena), entre las localidades de Puerto Río Tranquilo y Puerto Eulogio Sánchez (Figura 1a), comuna de Río Ibáñez, región de Aysén. Entre los años 30 y 50 del siglo XX, el geólogo y montañista suizo Arnold Heim recorrió la entonces desconocida cuenca del lago General Carrera y escribió en su diario de viaje: "*En medio de un fuerte zangoloteo y haciendo frente a olas enormes, bordeamos el temido Cabo Negro (Malvinas) hasta que logramos encontrar abrigo detrás de las moles de la Capilla de Mármol. ¡Qué soberbio espectáculo! Esta capilla de mármol es un islote de unos 25 m de altura conformada por mármol estriado de diferentes colores y erosionado de tal modo por las aguas del lago y por el viento, que su base apenas la constituyen delgadas columnas. Con un bote a remo se pueden recorrer las grutas y gozar de la imagen romántica que brindan sus formas, colores y reflejos*" (Staub y Barrientos, 2009). Con el paso de los años y de forma creciente, estas bellas rocas de mármol han sido visitadas por miles de turistas, tanto nacionales como internacionales, y han desarrollado un conjunto de valores que las elevaron a la categoría de Santuario de la Naturaleza por el Estado de Chile y, posteriormente, a patrimonio geológico de relevancia nacional por la Sociedad Geológica de Chile. Sin embargo, y a pesar de estos atributos, actualmente no existe una caracterización geológica específica del Santuario, éste no cuenta con una de limitación de área oficial ni con un plan de manejo asociado, y presenta una serie de amenazas, tanto actuales como potenciales, que ponen en riesgo su integridad. Dada la situación antes planteada, en la presente ponencia se realiza una descripción general de la geología del Santuario y se desarrolla un levantamiento de sus principales valores y amenazas, esperando que éstos constituyan un insumo básico para su futura gestión. Este trabajo se desarrolló en el marco de la ejecución del programa "Gestión del patrimonio geológico de la región de Aysén", ejecutado por la Seremi de Minería de la región de Aysén y financiado por el Gobierno Regional de Aysén. Geología del Santuario El Santuario es un paisaje kárstico en rocas de mármol pertenecientes a la unidad Complejo Metamórfico Andino Oriental (CMAO) (Hervé, 1993), la cual constituye el basamento de una amplia zona de la Patagonia chilena. El CMAO está compuesto por rocas plegadas, principalmente por esquistos y filitas de cuarzo–muscovita, y subordinadamente por mármol y esquistos verdes. En la cuenca del lago General Carrera la estructura principal del CMAO muestra un rumbo regional NE-SW, y un manteo de 45° predominantemente hacia el NW (Bell y Suárez, 2000), hecho que se observa habitualmente en las rocas del Santuario. De modo general, podríamos describir que el Santuario constituye una zona donde el mármol del CMAO se presenta en forma de lentes de gran potencia y bandas. Estos cuerpos calcáreos se muestran mayoritariamente de color blanco, aunque también se observan tonalidades de color rosado y gris, muy probablemente relacionado a otros minerales en bajas concentraciones. Según Espinoza y Stambuk (1971), la suma de los sectores de mármol del Santuario (cercano a Puerto Río Tranquilo y Puerto Sánchez) constituyen un yacimiento de aprox. 690.000.000 toneladas, con una ley promedio de 94% de $CaCO_3$. En el Santuario, las secuencias de mármol están intercaladas con cuarcitas, esquistos y/o filitas, las cuales presentan espesores que varían desde unos pocos centímetros a varios metros, representando aprox. el 50% de la potencia de los afloramientos. Estas rocas se presentan mayoritariamente plegadas (Figura 1b), con texturas que varían, según el área y tipos de litologías, desde bandeadas, foliadas y/o granoblásticas. Consecuentemente, se infiere que los protolitos de las rocas del CMAO, en la zona específica del Santuario, fueron mayoritariamente calizas, con niveles menores de lutitas, margas y sedimentos silíceos, depositados en un ambiente, probablemente, marino somero. No existen dataciones específicas para las rocas del Santuario, por tanto su edad debe homologarse a la edad de las rocas del CMAO. Estas últimas han sido estimadas en un mínimo de aprox. 310 Ma (De la Cruz y Suárez, 2006) en base a la datación del plutón El León, un pequeño cuerpo intrusivo que corta la foliación principal del CMAO aprox. 15 km al suroeste del Santuario. Otro rasgo singular y destacable en el Santuario es la presencia de abundantes cavidades, siendo común escuchar la interpretación que éstas son formadas por el choque contante de las olas del lago General Carrera, contra las rocas del Santuario. Sin embargo, existen evidencias observables a simple vista que cuestionan esa aseveración, como por ejemplo el hecho de que en la cuenca del lago existe una gran diversidad de litologías (ver De La Cruz y Suárez, 2006), entre las cuales algunas son más resistentes que el mármol a la acción erosiva mecánica, y otras menos, pero sólo en el Santuario se generan morfologías de cavidades. Dada esto, es verosímil afirmar que las cavidades del Santuario se generan, a lo menos en primer orden, por una acción química: disolución paulatina del mármol, producto de la interacción constante con el agua del lago General Carrera. Según Lagabrielle *et al*. (2004), la formación de la cuenca del lago tendría un origen mixto, tectónico y glaciar. El primero de estos factores estaría controlado por fallas normales o transicionales de orientaciones N50-60E, N40-20W y WE. Facilitado por estos sistemas de fallas, hace a lo menos 1 Ma glaciares provenientes de Campo de Hielo Norte han avanzado y retrocedido, formando la cuenca del lago, las diferentes morrenas que lo represan y entregando el agua que causa la disolución.

GEOS-3: Geodiversidad, patrimonio geológico y geoconservación

Evidencias de estos sucesivos avances y retrocesos se observan en la cara norte de la llamada Catedral de Mármol (Figura 1c), el mayor ícono del Santuario. Valores y Amenazas del Santuario A continuación se enumeran los principales valores y amenazas que presenta el Santuario, información que creemos es un insumo básico a considerar para la confección de un futuro plan de manejo del mismo. Entre las amenazas identificadas, es especialmente grave la imprecisión del documento declaratorio del Santuario, sobre cuáles son los elementos y respectivas superficies, consideradas área protegida. Este hecho ha permitido la construcción de proyectos inmobiliarios invasivos, como por ejemplo la construcción de túneles (Figura 1f) sin ser evaluados previamente por el Consejo de Monumentos Nacionales. La construcción de los túneles, y consecuente retiro del mármol, tuvo como función crear un pasadizo para tener una buena vista a la puesta de sol. Esta construcción forma parte de un proyecto arquitectónico mayor, el cual busca construir un mirador para ver la puesta de sol en cada continente (http://www.plataformaarquitectura.cl/cl/02-342380/arte-y-arquitectura-notona-una-casa-escultura-en-la-patagonia-chilena-por-not-vital-and-cristian-orellana). Valores

- De identidad:
  - Especialmente para las comunidades de Puerto Río Tranquilo y Puerto Eulogio Sánchez.
- Económico:
  - Es el lugar más visitado de toda la región y, consecuentemente, un movilizador fundamental de la economía (Santana *et al*., 2014).
  - Dada la cantidad y pureza de los afloramientos de mármol del Santuario, sus rocas son, muy probablemente, las mayores reservas continentales de mármol en Chile.
- Científico:
  - Son afloramientos representativos de la unidad Complejo Metamórfico Andino Oriental, las cuales son parte del basamento de la región.
  - Es el único paisaje de relieve tipo kárstico en la región de Aysén.
  - Sus estructuras y morfologías permiten estudiar cómo ha cambiado el clima en la región.
  - Constituye una vigente e importante fuente de investigación, ya que, por ejemplo:
    1. Aún se desconoce la naturaleza de los procesos tectónicos responsables del metamorfismo que afectó al Santuario, así como el origen/proveniencia del protolito calcáreo.
    2. No se han realizado estudios espeleológicos.
- Escénico:
  - El Santuario participa habitualmente en concursos del tipo "10 lugares más fascinantes", "mejores destinos turísticos del mundo", etc., organizados por revistas o sitios web de turismo.

Amenazas

- Falta de estudios ecológicos:
  - No hay estudios sobre la capacidad de carga del Santuario.
  - No hay acuerdos sobre los usos permitidos en el Santuario (¿se puede nadar en las cavidades?, ¿es posible subir a las islas?, etc.).
  - ¿Cómo es el ecosistema del Santuario y qué efecto tiene la vegetación sobre él?
  - Ausencia de estudios estructurales – geológicos.
  - No hay estudios de vulnerabilidad frente a sus usos (¿qué características deberían tener las embarcaciones para no atentar contra la integridad del Santuario?, no están cuantificadas las amenazas, etc.).
  - Ausencia de estudios sobre cambios en el nivel base del lago y el pH de las aguas.

GEOS-3: Geodiversidad, patrimonio geológico y geoconservación

- Decreto impreciso:
  - Construcción de proyectos inmobiliarios (a lo menos 2).
- Retiro de muestras:
  - Es habitual el retiro de rocas de mármol, de estalactitas y estalagmitas.
- Extracciones mineras:
  - La isla Panichini Grande, muestra, a lo menos, dos canteras o piques mineros (uno de ellos trabajado durante los últimos 3 años) (Figura 1e).
  - Zonas con mármol y relieve kárstico sobre la Catedral presentan concesiones mineras.
- Navegación en las cavidades:
  - Choque de los botes y kayak contra las rocas del mármol.
  - Rallados en las cavidades (Figura 1d).
- Contaminación de las aguas:
  - Combustible de las embarcaciones.
  - Residuos de las construcciones inmobiliarias.

Referencias

- Andrade, F. 2018. Geoconservación en los Valles Exploradores y Leones, Campo de Hielo Norte, región de Aysén: inventario, cuantificación, medidas de protección y divulgación. Tesis para optar al título de Geólogo, Universidad de Concepción. 182 p.
- Bell, C.; Suárez, M. 2000. The Rio Lácteo Formation of Southern Chile. Late Paleozoic orogeny in the Andes of southernmost South America. Journal South American Earth Sciences 13: 133-145.
- De La Cruz, R.; Suárez, M. 2006. Geología del área Puerto Guadal-Puerto Sánchez, Región Aisén del General Carlos Ibáñez del Campo, Escala 1:100.000, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, No. 95. Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago, Chile.
- Espinoza, W; Stambuk, V. 1971. Geología del yacimiento de carbonato de calcio de Punta Capilla, del Mármol e Islas Malvinas, Lago General Carrera, provincia de Aisén. Informe inédito. 13 p.
- Hervé, F. 1993. Paleozoic metamorphic complexes in the Andes of Aysén, southern Chile (West of Occidentalia). Proceedings of the First Circum-Pacific and Circum-Atlantic Terrane Conference: 64-65. Guanajuato, México.
- Lagabrielle, Y.; Suaréz, M.; Rosselo, E.A.; Hérail, G.; Martinod, J.; Régnier, M.; De la Cruz, R. 2004. Neogene to Quaternary tectonic evolution of the Patagonian Andes at the latitude of the Chile Triple Junction. Tectonophysics, 385: 211 – 241.
- Santana, A.; Rojas, F.; Ojeda, R.; Vivar, M. 2014. Turismo y naturaleza: Tipología de destino turístico para la región de Aysén, y puesta en valor para el territorio. Instituto nacional de Estadísticas. Presentación en el XXXV Congreso Nacional y XX Internacional de Geografía. Coyhaique.
- Staub, W.; Barrientos, F. 2009. "Un geólogo suizo en la cuenca del Lago Buenos Aires/General Carrera". Investigación, traducción y edición de un extracto del libro "Sudamérica, vivencias en la naturaleza de Chile, Argentina y Bolivia", escrito por Arnold Heim en 1953. 112 p.

GEOS-3: Geodiversidad, patrimonio geológico y geoconservación

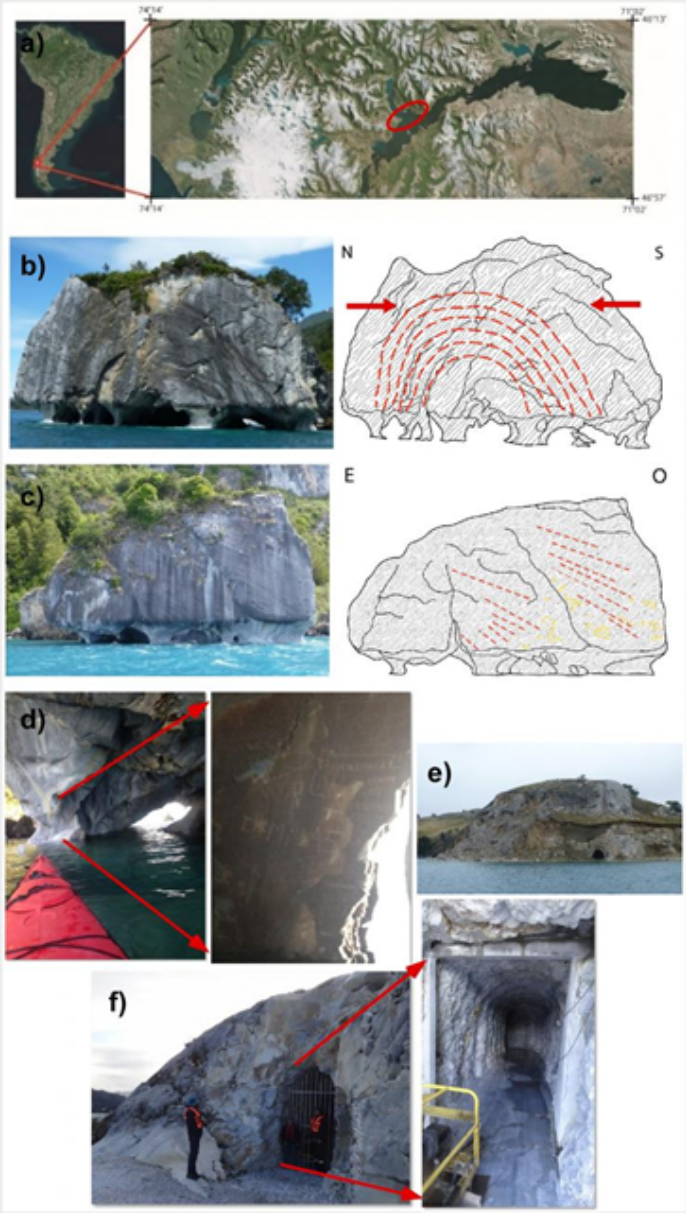


Figura 1. Geología, valores y amenazas del Santuario. Figura 1a): ubicación del Santuario. En rojo se destaca el área aproximada; Figura 1b): fotografía y esquema de la cara este de la Catedral (Andrade, 2018); Figura 1c): fotografía y esquema de la cara norte de la Catedral. Se destacan las estrías (en rojo) y sacados (en amarillo) glaciares (Andrade, 2018); Figura 1d): rallados en la Catedral. Las fotografías son gentileza del Sr. Samuel Schocken; Figura 1e): fotografía de un "pique" minero en la isla Panichini grande realizado entre los años 2015 y 2016; Figura 1f): túneles en una de las islas Panichini. Su confección, y consecuente retiro de mármol, forma parte de un proyecto arquitectónico que busca construir un mirador para ver la puesta de sol en cada continente (http://www.plataformaarquitectura.cl/cl/02-342380/arte-y-arquitectura-notona-una-casa-escultura-en-la-patagonia-chilena-por-not-vital-and-cristian-orellana). La isla está deshabitada y no está permitido su acceso.

GEOS-3: Geodiversidad, patrimonio geológico y geoconservación

Puesta en valor del patrimonio minero en San José de Maipo: Potencial para el desarrollo del futuro Geoparque Cajón del Maipo

Tania Bunster[1], Alejandro Sánchez [2].
(1) Departamento de Ingeniería Civil en Minas, Facultad de Ingeniería, Universidad de Santiago de Chile, Santiago, Chile
(2) Departamento de Ingeniería Civil en Minas, Facultad de Ingeniería, Universidad de Santiago de Chile, Santiago, Chile

Es indiscutible que la comuna de San José posee maravillas naturales que le han permitido posicionarse dentro de los destinos turísticos identificados a nivel regional (Estrategia Nacional de turismo 2012-2014). Esto significa una gran oportunidad para la localidad y sus habitantes, en el desarrollo de actividades económicas en torno al turismo. Respecto de esto, el Proyecto Geoparque Cajón del Maipo, llega para impulsarla a convertirse en un destino turístico con un valor único, de interés mundial, y sustentable para sus habitantes. Para esto ha puesto en marcha el trabajo de inventariar los geositios, basándose en el estudio previo realizado por Benado (2013) con la finalidad de constituir un Geoparque Mundial de la Unesco. Por lo tanto el patrimonio geológico, ha sido recogido y se está trabajando actualmente bajo un equipo multidisciplinario de profesionales, sin embargo, junto con este patrimonio, coexiste el patrimonio minero del Cajón del Maipo. Este último no se encuentra identificado, ni menos, se puede establecer su protección. Lo anterior constituye un actual desafío y que permite que dicho proyecto, tome mayor relevancia, considerando que el reconocimiento y la valoración de los diversos patrimonios en su conjunto, se potencian. Historia e importancia del patrimonio minero El estudio de este tipo de patrimonio, es relativamente nuevo. Nace en Europa, donde el cierre de minas en 1960 en Gran Bretaña da inicio a la visión de conservar este tipo de señales físicas de la actividad minera. Luego con el primer congreso de Arqueología Industrial en 1968, en Iron Bridge aparecen numerosas publicaciones y se inició también el debate sobre el concepto de patrimonio minero (Puche y Mazadiego, 1998). Con el pasar del tiempo este movimiento cultural, producto de la valoración del patrimonio minero-industrial dio paso a la creación de museos mineros y parques mineros, museos de territorios, ecomuseos, espacios patrimoniales geológicos-mineros protegidos, entre otros (López, 2015). Países como Inglaterra, Francia, Alemania, Austria, Bélgica, Italia, Portugal, España, se han volcado a gestionar en sus territorios este tipo de patrimonio, con grandes beneficios sociales, culturales y económicos. Por lo tanto, la importancia del reconocimiento del patrimonio minero tiene múltiples dimensiones y radica tanto en su riqueza arqueológica (Puche y Mazadiego, 1998) mediante la conservación de utensilios y maquinarias utilizadas en antiguos laboreos mineros, como el valor histórico y testimonial de las actividades mineras. Este tipo de patrimonio ha sido definido por algunos autores como todas aquellas señales y huellas de la actividad minera tangibles (galerías, infraestructura, caminos, socavones, etc.) e intangibles (celebraciones, cultura, tradiciones) y destacan su importancia para la identidad local (López y Vidal, 2012). Gestión de patrimonios geológico-mineros Dentro de los ejemplos exitosos, donde se ha reconocido en su conjunto el patrimonio geológico y minero, tenemos el Geoparque Comarca Minera de Hidalgo, en México. Este consta de 31 geositios y estos se clasifican en tres categorías: geología; biota y ecosistemas; histórico cultural. Estos 31 geositios fueron seleccionados porque expresan la historia geológica del territorio y revelan su relación con la cultura y la creación de espacios históricos a partir de la minería y la metalurgia, más aun este geoparque incluye en sus rutas 19 obras mineras. (Geoparque Comarca Minera Hidalgo, 2017) En relación al panorama nacional, el Geoparque Minero Litoral del Bío-Bío, busca ser reconocido como un geoparque oficial de la UNESCO, y éste es otro ejemplo de la incorporación de elementos mineros dentro del reconocimiento del su patrimonio. Y en este sentido es interesante el hecho de que dentro de su territorio se encuentra los restos de la actividad minera del carbón, que se desarrolló en el borde costero entre Tomé y Lebu, dejada tras la crisis mundial del carbón, que produjo el cierre definitivo de las minas de Lota el año 1997 (López y Vidal, 2012). Por lo tanto, un geoparque de la UNESCO tiene un enfoque holístico, y es posible promover todos los aspectos del patrimonio. Por esto la valoración del patrimonio geológico y minero, permiten potenciar la historia, y la cultura de un territorio, persiguiendo así un desarrollo sostenible para las comunidades. Patrimonio minero de San José de Maipo El patrimonio minero del Cajón del Maipo y sus riquezas arqueológicas son aún desconocidas, además no hay certeza del estado de las instalaciones en deshuso, ni de minas o yacimientos antiguos. En la actualidad existen más de 30 minas y yacimientos, (SERNAGEOMIN, 2012) algunas en abandono, y otras tantas en estado irregular. También, hay evidencia de centros mineros abandonados como son El Volcán, y las Melosas. Estos son verdaderos centros mineros que producto del auge de una época basada en la extracción de recursos naturales dejaron a su paso elementos como plantas de tratamiento, infraestructuras de transporte, escuelas, pulperías, cines, hospitales, oficinas de sindicatos, entre otros. (Bunster 2017). Este patrimonio minero, aún desconocido en cuanto a su identificación es una oportunidad de potenciar el proyecto de Geoparque del Cajón del Maipo. Muestra de aquello es el trabajo que viene realizando la Asociación de Pequeños Mineros del Cajón del Maipo, que han reutilizado los espacios post mineros, como forma de reconvertir su antigua actividad minera-extractiva, a una nueva actividad el "turismo minero". Puesta en valor del patrimonio minero Este trabajo es un resumen de la tesis de Bunster (2017), que consiste en la propuesta metodológica para la cuantificación de este patrimonio en San José de Maipo. Esta metodología, consta de 4 parámenos de análisis, y 24 sub-parámetros de evaluación, los cuales suman un puntaje total 72 puntos, donde cada uno de los sitios o elementos a evaluar caen en una de las 4 categorías: Mina, Planta, Infraestructura, Servicios. En cada sub-parámetro se expresa el criterio de evaluación, que es numérico, y va de 0 a 3, y en algunos

casos no toma el 0. El valor correspondiente dependerá de la calidad de la información que disponga el evaluador. Para esto se crea una ficha de evaluación (Figura 1), la cual permite aplicarla a cada sitio de valor patrimonial minero (SVPM), con la finalidad de cuantificar el patrimonio, e identificarlo. A continuación, se detalla la forma de evaluar cada sub-parámetro, que son parte de los 4 parámetros principales; Criterio Intrínseco, Potencial Uso, Necesidad de Protección, Importancia-contexto. De esta forma, se obtendrá un valor numerico en la ficha de evaluación para cada SVPM que se quiere evaluar, lo que permite establecer un ranking con los valores destacados de cada sitio.

I. Sub-parámetros del Parámetro Intrínseco son los siguientes:

1. Rareza: Toma valor 0 a 3, respectivamente sí; mayor de 10 ejemplos en la región, mayor a 5 y menor a 10, menor a 5 y mayor que 1 y Un ejemplo en la comuna.
2. Representatividad: Toma valores desde 0 a 3 respectivamente si es Nulo, Bajo, Medio, Alto.
3. Extensión superficial: Toma valores de 1 a 3, respectivamente si es menor a 1 hectárea, Entre 1 y 5 hectáreas, Mayor a 5 hectáreas.
4. Estado de conservación: Toma valores de 0 a 3, si presenta grave deterioro, dañado pero conservado, leve deterioro, bien conservado.
5. Calidad visual: Toma valores de 1 a 3, si es imperceptible, medio, alto respectivamente.
6. Estabilidad: Toma valores de 1 a 3, y se considera bajo, medio, alto respectivamente.

II. Sub-parámetros del parámetro Potencial Uso son los siguientes:

7. Accesibilidad: Toma valores de 0 a 3. Toma valor 0, cuando no hay caminos, 1 si es intransitable, 2 para caminos regulares y 3 si el camino es excelente o muy bueno.
8. Disponibilidad: Toma valor 0 si no es asequible, 1 si es por medio de permiso particular, 2 con permiso nacional, 3 con permiso municipal.
9. Utilidad didáctica: Toma valores 1, 2,3, si es baja, media, alta, respectivamente.
10. Proximidad a centro poblado: Toma valor 0 si existe población lejana, con servicios a más de 20 km. Corresponderá valor 1, si existe población con servicios entre 5-20 km. El valor 2, será para población con servicios entre 0-5 km, y finalmente valor 3 si el sitio o elemento de valor patrimonial minero se encuentra inserto en un sitio poblado y con servicios disponibles.
11. Uso actual: Tomará valores 1, si no hay divulgación ni uso, sin divulgación, pero usado valor 2. Si el sitio o elemento es promovido y usado tomará valor 3.
12. Potencialidad de realizar actividades: Toma valores 1, 2,3, si es baja, media o alta, respectivamente.

III. Sub-parámetros del parámetro Necesidad de Protección son los siguientes:

13. Vulnerabilidad: Toma valores de 1 a 3. Corresponderá 1 si existe baja actividad de población urbana, 2 si es una actividad media urbana e industrial y 3 si es una alta actividad poblacional, urbanística e industrial.
14. Grado de protección legal: Los valores van de 1 a 3, respectivamente sí; está incluido en un área protegida a nivel nacional, incluido en un área protegida a nivel local o no cuenta con ningún tipo de protección.
15. Interés industrial: Toma valores de 0 a 3, si es nulo, bajo, medio, alto respectivamente.
16. Régimen de propiedad: Toma valores de 1 a 3 respectivamente sí; es de propiedad privada, parcialmente público y privado, o es solo público.
17. Peligro geológico: Toma valores 1, 2,3, si alto, medio, bajo respectivamente.
18. Infraestructura: Toma valores de 1 a 3, respectivamente sí; es muy necesario, medianamente necesario o innecesario.

IV. Sub-parámetros del parámetro Importancia-contexto son los siguientes:

19. Desarrollo económico: Toma valores de 0 a 3. Corresponderá 0 si el sitio o elemento no significó ningún desarrollo económico, 1 para desarrollo económico a nivel local, 2 a nivel nacional, y 3 si significó un desarrollo a nivel nacional y local.
20. Desarrollo social: Toma valores de 1 a 3 respectivamente sí; es bajo o ninguno, a nivel local, a nivel nacional.
21. Avances tecnológicos: Toma valores de 0 a 3, si es nulo, bajo, medio, alto respectivamente.
22. Desarrollo cultural: Toma valores de 1 a 3 respectivamente sí; es bajo, medio, alto.
23. Importancia histórica: Toma valores de 0 a 3, si es nulo, leve, medio, alto respectivamente.
24. Conflicto ambiental: Toma valores de 1 a 3. Corresponderá valor 1 si existen conflictos ambientales vigentes, 2 cuando existió algún conflicto ambiental en el pasado o existe presencia de elementos peligrosos para la vida humana y animales. Y



GEOS-3: Geodiversidad, patrimonio geológico y geoconservación

finalmente se le asignara valor 3, si no hay ningún tipo de conflicto ambiental del sitio o elemento en evaluación. Referencias citadas

Informe, Chile Estrategia Nacional de Turismo 2012-2014. Obtenido de http://portal.mma.gob.cl/wp-content/uploads/2014/10/1_Estrategia-Nacional-de-Turismo-2012-2020.pdf

Benado Wilson, J. (2013). Patrimonio geológico del proyecto geoparque Cajón del Maipo (Región Metropolitana - Chile). Braga: Universidade do Minho, Escola de Ciências.

Bunster Saldaña, T. (2017). Propuesta metodológica para cuantificar el valor patrimonial desde el punto de vista del desarrollo minero en el Cajón del Maipo. Santiago: Universidad de Santiago de Chile, Facultad de Ingeniería, Departamento de Ingeniería en Minas.

López, M. I., & Pérez, L. (2015). Parques mineros, ecomuseos y geoparques: estrategias de puesta en valor. Concepción: Stoq.

López Meza, M. I., & Vidal Gutiérrez, C. (2012). Paisaje patrimonial y riesgo ambiental: Reocupación cultural y turística del espacio postminero en Lota, Chile. Revista de Geografía Norte Grande(52), 145-165.

SERNAGEOMIN. (2012). Atlas de Faenas Mineras.Regiones de Valparaíso,Del Libertador General Bernardo O´Higgins y Metropolitana de Santiago (Versión Actualizada). Servicio Nacional de Geología y Minería Mapas y Estadísticas de Faenas Mineras de Chile Nº9, Santiago.

Puche Riart, O., & Mazadiego Martinez, L. (1998). La conservación del patrimonio mineroetalúrgico Europeo: Invetario, actuaciones de conservación, archivos y museos. Boletín geológico y minero.

GEOS-3: Geodiversidad, patrimonio geológico y geoconservación

FICHA PARA LA CUANTIFICACION DE SITIOS DE INTERES PATRIMONIAL MINERO

Nombre Lugar/ Sitio			
Categoría		Ubicación	

Parámetro	Nº	Sub-parámetro	Valor	Puntaje	Observaciones
Intrínseco (P_1)	1	Rareza	0 1 2 3		
	2	Representatividad	0 1 2 3		
	3	Extensión superficial	1 2 3		
	4	Estado de conservación	0 1 2 3		
	5	Calidad visual	1 2 3		
	6	Estabilidad	1 2 3		
		∑ PUNTAJE TOTAL P_1			
Potencial Uso(P_2)	7	Accesibilidad	0 1 2 3		
	8	Disponibilidad	0 1 2 3		
	9	Utilidad didáctica	1 2 3		
	10	Proximidad a centro poblado	0 1 2 3		
	11	Uso actual	1 2 3		
	12	Potencialidad de realizar actividades	1 2 3		
		∑ PUNTAJE TOTAL P_2			
Necesidad de Protección (P_3)	13	Vulnerabilidad	1 2 3		
	14	Grado de protección legal	1 2 3		
	15	Interés industrial	0 1 2 3		
	16	Régimen de propiedad	1 2 3		
	17	Peligro geológico	1 2 3		
	18	Infraestructura	1 2 3		
		∑ PUNTAJE TOTAL P_3			
Importancia-Contexto (P_4)	19	Desarrollo económico	0 1 2 3		
	20	Desarrollo social	1 2 3		
	21	Avance tecnológico	0 1 2 3		
	22	Importancia Histórica	1 2 3		
	23	Desarrollo cultural	0 1 2 3		
	24	Conflicto Ambiental	1 2 3		
		∑ PUNTAJE TOTAL P_4			
		∑ TOTAL PUNTAJE SITIO			

Ficha para la cuantificación de los sitios de valor patrimonial minero.

GEOS-3: Geodiversidad, patrimonio geológico y geoconservación

El Museo Mineralógico de la Universidad de Atacama (Copiapó): uno de los exponentes más antiguos del patrimonio geológico mueble de Chile

Miguel Cáceres Munizaga[1].
(1) Particular

Introducción La región de Atacama tiene una marcada identidad minera producto de una longeva actividad extractiva que data de tiempos pre-hispánicos. La ferviente minería desarrollada durante el siglo XIX, asociada a los descubrimientos argentíferos de Chañarcillo y Tres Puntas, impulsó la creación de la Junta de Minería, entidad gremial privada y local, responsable de velar por el desarrollo de la industria minera atacameña. Desde esta institución, nace la idea de crear un museo mineralógico con el objetivo de la conservación y estudio de las especies presentes en los distintos asientos mineros de la región, lo que a su entender, traería una mejor comprensión de éstos y por ende, un progreso de la industria extractiva. La instauración del Colegio de Minería en Copiapó en 1857, dependiente de la Junta, aceleró la recolección de muestras, incluyendo la donación de la comunidad (entre ellos Ignacio Domeyko), canjes y compras, las que fueron utilizadas por los estudiantes para profundizar sus conocimientos de mineralogía. A mediados del siglo XX, parte de la colección comenzó a ser exhibida en las dependencias de la Escuela de Minas, heredera de la tradición del Colegio. Para luego, a partir de la década de los 80's, ser trasladada al edificio que la alberga actualmente, en la esquina de las calles Colipí y Rodríguez, estando a cargo de la Universidad de Atacama (UDA) (Fig. 1 & 2). Patrimonio Geológico Mueble y Patrimonio Mineral Múltiples son las definiciones de Patrimonio Geológico, no obstante, las más antiguas sólo consideraban elementos geológicos *in situ.* Sin embargo, Durán (1999) lo define como "*aquel constituido por todos aquellos recursos naturales, básicamente no renovables, ya sean formaciones rocosas, estructuras, acumulaciones sedimentarias, formas, paisajes, yacimientos minerales o paleontológicos o colecciones de objetos geológicos de valor científico, cultural o educativo y/o de interés paisajístico o recreativo. Los elementos deben ser adecuados para reconocer, estudiar e interpretar la evolución de la historia geológica de una determinada región*". De lo anterior, destaca la posibilidad de considerar patrimoniales a elementos geológicos extraídos fuera de sus afloramientos, diferenciando así entre Patrimonio Geológico Innmueble y Mueble. El primero, se define como aquel que se conserva en su lugar original (*in situ*), por lo que incluye la mayoría de los elementos geológicos que se hallan en terreno, mientras que el segundo, como todos aquellos ejemplares que se han extraído de su lugar de origen (*ex situ*) y que a pesar de haber sido removidos de éste, conservan un alto grado de singularidad, por lo que son coleccionados y/o expuestos en exhibiciones públicas o privadas, correspondiendo generalmente a fósiles, minerales y rocas. No todos los minerales pueden considerarse como geopatrimoniales y dado que están conformados de cristales, estos deben cumplir con varios criterios tales como: características externas (tamaño, maclas, etc.), macroscópicas (trasparencia, color, etc.), internas (inclusiones, zonas de disolución, bordes de reacción, etc.), disposición de los cristales (drusas, esferulitas, rosas ,etc.), rareza o rasgo particular (antigüedad, el más grande conocido, etc.), valor cultural o histórico (primer registro científico de un cristal, etc.) (Brocx y Semeniuk, 2010) y agotamiento de la fuente (actividad extractiva). Sin embargo, la conservación de cristales en su entorno no es común (ej: cristales de yeso en mina El Teniente, Rancagua, Chile) y su preservación suele ser realizada en museos o colecciones. Otro elemento a considerar es el orden de las muestras y su correcto inventario. El análisis de colecciones de minerales fuera de su lugar de origen puede, incluso, ser útil para re-interpretar paragénesis y el origen de un yacimiento, tal como Sillitoe (2007) propone al analizar ejemplares de Chañarcillo, ubicados en el Museo de Historia Natural de Londres. El Museo Mineralógico de Copiapó (MMC) como Patrimonio Geológico Mueble El MMC consta con cerca de 10.000 ejemplares de minerales provenientes de diferentes partes del mundo, de los cuales sólo se exhibe una fracción. Esta colección se divide entre aquellas muestras almacenadas en el edificio del MMC (2.380), otros en las dependencias de la UDA (~8.000) y en el campus Caldera (~100). Si bien hay centenares de minerales de gran belleza y perfección, la colección consta de muestras escasísimas a nivel mundial, como por ejemplo, los hermosos cristales de proustita y pirargirita provenientes de Chañarcillo, los cuales han sido reconocidos en la literatura mineral, siendo incluidos en reportajes de la prestigiosa revista The Mineralogical Record (Cook, 1979; Keller, 1984), afirmándose como los de mayor perfección hallados hasta la fecha (conocidos localmente como rosicler de plata), ostentando un elevado valor. Así también, se destacan los ejemplares de meteoritos recolectados en el desierto de Atacama, entre ellos, un hermoso espécimen tipo palasito de 79 kg con abundantes cristales de hasta 1cm de olivino amarillento proveniente de Imilac (región de Antofagasta), atacamitas de alta perfección y gran tamaño provenientes de la mina La Farola (SW de Tierra Amarilla) y una multitud de minerales de cobre, plata y oro provenientes del norte de Chile. Así también, el MMC conserva ejemplares de minerales agotados en algunos yacimientos producto de la actividad extractiva (ej: cobre nativo y cuprita de Potrerillos, Kroenkita de Chuquicamata, etc.). Esta entidad no sólo actúa como exhibición/almacenamiento de minerales, sino que mantiene una constante interacción pedagógica/didáctica al proveer ejemplares a los laboratorios de carreras de geología y algunas ingenierías impartidas en la UDA. Así también, tiene un fuerte nexo con la sociedad al recibir continuamente delegaciones de colegios y realizar múltiples charlas a la comunidad, en donde no solo se entrega información sino que también se permite observar muestras directamente. Conclusiones La historia del MMC está directamente relacionada con la actividad minera característica de la Región de Atacama. Conformado por más de

GEOS-3: Geodiversidad, patrimonio geológico y geoconservación

10.000 muestras minerales (rocas y fósiles en menor proporción), no sólo permiten el estudio de la mineralogía y geología en diversas escalas, ya que además presenta ejemplares con un alto valor geopatrimonial dada su rareza, perfección o importancia a nivel mundial (proustitas de Chañarcillo, diferentes clases de meteoritos, minerales agotados, etc.). La disponibilidad de muestra de gran calidad no sólo es valiosa desde el punto de vista estético, sino que también son útiles para investigaciones que pueden llegar a revisitar/reinterpretar la génesis de un yacimiento. Por otro lado, el MMC cumple una función de difusor de las Ciencias de la Tierra hacia la comunidad, además de constituir un importante apoyo a la docencia en carreras relacionadas a éstas y que se dictan en la misma universidad (geología, ingeniería en minas, ingeniería en metalurgia). Pese a la geodiversidad que la región presenta y de su tradición minera, poco se ha realizado en torno de la valoración del Patrimonio Geológico. Este, continúa siendo un tema ajeno para la mayoría de la sociedad y su potencial para su inclusión en actividades económicas como el turismo (geoturismo) no ha sido aprovechado, esto último es significativo para Atacama, donde el vaivén del precio de los metales arrastra la paralización de mineras y la cesantía de cientos de personas, por ende, optar por alternativas al clásico turismo de sol y arena puede llegar a ser una opción importante de ingresos en momentos de disminución de los precios (Cáceres, 2011). La inclusión del MMC en circuitos turísticos no sólo aumenta el escaso número de atracciones en el radio urbano de Copiapó, sino que refuerza la identidad minera de la zona, además de poner en valor la historia local. Los elementos anteriormente descritos permiten concluir que el MMC tiene un valor geopatrimonial que no había sido apreciado hasta el momento. Este sitio debe dejar de ser visto como una mera colección mineralógica, sino que como uno de los mejores y más antiguos exponentes de Patrimonio Geológico Mueble del norte de Chile y posiblemente, como un lugar de interés geológico. Agradecimientos El autor agradece al MMC en la persona de su Director, don Gustavo Miranda, por la oportunidad brindada para la revisión de la colección mineralógica y de documentos históricos, además de facilitar fotografías y datos. Olga Figueroa realizó correcciones que permitieron mejorar la exposición de las ideas. Referencias Brocx, M. y Semeniuk, V. 2010. The geoheritage significance of crystals. Geology Today 26(6): 216-225. Cáceres, M. 2011. Introducción al Patrimonio Minero de la Provincia de Copiapó: oportunidad de turismo de intereses especiales. I Simposio de Geoparques y Geoturismo en Chile, pp. 30-33. Cook, R. 1979. Famous mineral localities: Chañarcillo, Chile. The Mineralogical Record 10(4): 197-204. Durán, J. 1999. El patrimonio geológico de España: situación actual y perspectivas de futuro. En Mata-Perelló, J. y Serra, j. (Eds): I Simposium, Transfronterizo sobre Patrimonio Natural, pp. 7-20. Keller, P. 1984. Collector´s Diary: Iquique, Copiapó, and Chañarcillo [Chile]: Mark Chance Bandy, 1935. The Mineralogical Record 15(2): 67-74. Sillitoe, R. 2007. Hypogene reinterpretation of supergene silver enrichment at Chañarcillo, northern Chile. Economic Geology 102(5): 777-781.

GEOS-3: Geodiversidad, patrimonio geológico y geoconservación



Figura 1. Vista externa del Museo Mineralógico de Copiapó dependiente de la Universidad de Atacama; Figura 2. Parte interior de la exhibición actual.

GEOS-3: Geodiversidad, patrimonio geológico y geoconservación

Proyecto FIC "Geoturismo en el Valle del Huasco", un motor para la identificación de geositios, protección y conservación del patrimonio geológico de la Región de Atacama.

Nicoll Andrea Castillo[1], Miguel Tapia [1].
(1) Geología, Ingeniería , Universidad de Atacama

Resumen El Valle del Huasco está esculpido por diversos agentes geológicos externos quienes se encargan de modelar el paisaje, destacando particularmente la meteorización físico-química, la erosión, la sedimentación y el transporte. Estos agentes han logrado desarrollar y preservar diversas morfologías, que embellecen el paisaje desde la alta cordillera hasta zonas dispuestas en la actual línea de costa. Las geoformas son de tal importancia como los yacimientos mineros históricos para el desarrollo de la comunidad, las que han adicionado una riqueza cultural y patrimonial trascendental. El proyecto FIC de Geoturismo pretende además de aumentar el valor científico de algunos sitios, fundamentar por qué estos lugares pueden ser un polo de desarrollo turístico sustentable en el tiempo, una vez que sean reconocidos como geositios oficiales. El acceso a estas rutas se hará a través de caminos ya construidos, los que llegarán hasta estaciones claves, donde se podrán observar paneles informativos que poseerán material visual con información geológica relevante y de fácil entendimiento para los visitantes. Las estaciones, además de tener un objetivo educativo, serán miradores con vistas predilectas donde la geología sea un elemento relevante a destacar, apoyando de la historia patrimonial de cada lugar. Introducción En el Valle, el turismo se centra en aquellos de tipo gastronómico, de aventuras, de museos, entre otros en los cuales aún no se ha incluido el geoturismo, definiéndose éste como un turismo que sostiene o enriquece el carácter geográfico de un lugar y su ambiente, patrimonio, estética, cultura y el bienestar de sus habitantes, es decir, resalta la relación entre el turismo y el sentido del lugar y debe beneficiar a los habitantes locales (B. Tourtellot, J. 2004). Para la puesta en valor de las geoformas, y procesos geológicos asociados a la formación de las mismas, además de lograr una protección y conservación adecuada de los afloramientos rocosos, paleontológicos o arqueológicos; o de las formas de relieve sean éstas de origen natural o artificial se desarrolla el proyecto FIC de Geoturismo. El gobierno provincial de Huasco tiene rutas definidas, las cuales aumentarán su valor científico bajo esta investigación, ejemplo de ellas son: Ruta de los Españoles, Ruta de los Naturales, Sendero de Chile, Quebrada Pinte, Poblado de San Félix, localidad de Freirina y Huasco Bajo. Para el sector minero se han seleccionado distritos históricos que potenciaron la economía no solo del norte de Chile, sino de todo el país, estos se dividen según el mineral principal de extracción: oro, plata, cobre y hierro. Metodología Las metodologías empleadas están asociadas a dos etapas; la primera corresponde al trabajo de mapeo, donde se definen litologías y se caracterizan los diversos eventos mineralizadores de los distritos mineros históricos a escala 1:5.000. La caracterización es fundamentada por el estudio petrográfico a escala macroscópica y microscópica de las unidades principales al igual que por la caracterización geoquímica de cada unidad, mediante técnica de Fluorescencia de Rayos X (XRF). También se realiza levantamiento geomorfológico a escala 1:50.000, detallando la temporalidad de eventos asociados a los depósitos correspondientes a cada geoforma, mediante el levantamiento de columnas sedimentológicas. Adicionalmente se realiza la caracterización geoquímica de suelos y paleosuelos asociados a las geoformas presentes. Se clasifica el patrimonio geológico existente mediante la guía propuesta por Henao, A. y Osorio, J. (2011). La segunda etapa de desarrollo del proyecto incluye la difusión de resultados, en ella se realizarán capacitaciones y secciones prácticas dirigidas a los tour operadores y entidades gubernamentales relacionadas con el turismo. También se desarrollarán charlas en colegios, donde se culminarán estas secciones con salidas a terrenos guiadas hacia los geositios turísticos de relevancia, definidos en esta investigación. Resultados *Patrimonio Minero* El patrimonio minero, es aquella actividad que integra el conjunto de restos materiales e inmateriales heredados de las actividades mineras, de manera específica, que se han desarrollado en el pasado o que se desarrollan en la actualidad y que conforman la memoria colectiva de una determinada población. Partiendo de que tiene una vertiente geológica (patrimonio geológico-minero) vinculada a la riqueza del yacimiento y otra propiamente minera relacionada con los espacios productivos. Considerando la definición anterior destacan distritos como por ejemplo Capote, siendo éste de oro, el que potenció la economía de los lugareños desde épocas prehispánicas hasta aproximadamente el año 1960. La conservación de la planta de tratamiento de minerales, como las ruinas de antiguos asentamientos, sumado a esto, el afloramiento de cuerpos ígneos hace de este lugar, un punto con gran valor geológico, cultural y patrimonial. De los yacimientos de minerales de plata, destacan las minas de Agua Amarga, sector en el cual hay vestigios de más de 100 minas abandonadas, cuyas vetas de rumbo norte sur, fueron sin duda una de las mas explotadas a partir del año 1840 hasta el año 1873 siendo las primeras en mejorar la economía regional. Las ganancias aumentaron posteriormente por el descubrimiento del mineral de plata de Chañarcillo, cuyo desarrollo económico fue tan alto que logró conectar parte del país mediante la creación de la primera línea férrea a nivel nacional. Los yacimientos minerales cupríferos, han sido robustamente estudiados y explotados. El gran avance industrial durante el siglo XIX y XX posicionó a Chile como el país que produjo el 16.7% de la totalidad de cobre explotado a nivel mundial. Particularmente en la Región de Atacama el cobre ya era trabajado por los indígenas, previo a al periodo de conquista. Destaca la comuna de Huasco, lugar donde los yacimientos de Carrizal Alto, Astillas, El Morado, Labrar, Quebraditas y Camarones son uno de los más conocidos y en los que actualmente aún existen vestigios de sus



GEOS-3: Geodiversidad, patrimonio geológico y geoconservación

instalaciones, campos de escoria y construcciones asociadas al desarrollo de la comunidad de ese entonces. Enfatizar que inclusive las chimeneas de Labrar son reconocidas por Consejo de Monumentos Nacionales como un monumento histórico inmueble, realzando el valor patrimonial de estos sitios. Los yacimientos minerales de hierro tienen un auge de explotación posterior a las vetas de plata, cobre y oro. La industrialización del transporte del material, a través de la creación de estaciones de ferrocarril, hasta el traslado hacia el extranjero mediante embarcaciones generó la llegada masiva de trabajadores a la región, de ello aún queda evidencia principalmente en los sitios de Huantemé, Sositas y Algarrobo. Específicamente en el yacimiento de Algarrobo existe el contraste entre la explotación del hierro de los años 50 con los de la actualidad, generando una puesta en valor de las tradiciones mineras y geopatrimonio del cual debemos hacer divulgación. *Patrimonio geológico y geomorfológico* La investigación aborda sitios presentes en el Valle del Huasco y la intersección del mismo con los ríos el Carmen y el Tránsito. En el curso alto de ambos ríos, se identifican dos tipos de abanicos aluviales, cuya relación estratigráfica es el principal indicador de esta clasificación. Además la presencia de suelos tipo calcisol en los abanicos estudiados hace referencia a la temporalidad de ellos, correlacionables a la columna de sedimentos de los abanicos mas antiguos. Algunas de estas morfologías se encuentran influenciadas por el sistema fluvial, erosionándolas y erigiendo en ellas superficies aterrazadas. La geología de estas áreas datan de edades paleozoicas, entre ellas el basamento, que se compone por tonalitas, granodioritas y dioritas cuarcíferas de edad Carbonífero superior y lo sobreyacen secuencias sedimentarias clásticas, volcanoclásticas y sucesiones marinas de edad Triásico y Jurásico que forman parte de la Formación La Ternera y Formación Lautaro respectivamente. Las estructuras predominantes corresponden a la falla inversa de Pinte levantando bloques del basamento sobre cobertura mesozoica (Salazar *et al.,* 2013), destacan también pliegues anticlinales y sinclinales generados por diversos eventos tectónicos que abarcan desde el Pérmico al Eoceno. Estos antecedentes geológicos producen un realce paisajístico imprescindible de divulgación científica. En la parte media e inferior del valle existe una serie de terrazas fluviales y marinas. Desde tiempos prehispánicos los asentamientos humanos se desenvolvieron sobre éstas geoformas, desarrollando actividades agrícolas y culturales lo que sumado al registro geológico hace que estos lugares puedan ser potenciados por el valorable patrimonio natural existente. Conclusiones Todos los eventos geológicos y geomorfológicos registrados en el área de estudio han sido parte fundamental del desarrollo de las comunidades locales, el que puede sustentar y mejorar la calidad del territorio, medio ambiente y la cultura, mediante la educación dirigida a la comunidad, basadas en el patrimonio natural existente. Las tradiciones mineras y la historia de sus depósitos, además del registro y preservación tanto de lugares ceremoniales como artefactos utilizados para los rubros que desarrollaban (ganadería, caza, pesca y minería) las culturas Molles, Las Ánimas, Diaguitas y Huascoaltinos, sustenta y mejora la identidad del territorio, siendo factores primordiales para generación de rutas patrimoniales que fusionadas con la geología harían de estos lugares, puntos turísticos de gran relevancia a nivel nacional. Los antecedentes recopilados permitirán la protección de los sitios según su relevancia, geológica, histórica, patrimonial y natural que predomine, potenciando el desarrollo sostenible del turismo. También si se logra concientizar sobre los riesgos geológicos asociados a los desastres naturales e implantar medidas de acción ante un nuevo evento, en conjunto con la divulgación sobre el uso adecuado de los recursos naturales se pueden entregar fundamentos necesarios para aumentar los estudios científicos que permitan que la población sienta la necesidad de apropiarse del lugar que habitan, al igual que plantear las características propicias que reúne la región para crear un Geoparque. Agradecimientos Se agradece al Gobierno Regional de Atacama por el financiamiento del proyecto FIC Geoturismo en el Valle del Huasco. Un aporte de las geociencias en el desarrollo y crecimiento del turismo tradicional y a la Universidad de Atacama por el cofinanciamiento. Referencias Aylwin, P. Alcafuz, A. Bengoa, J. Berna, S. Claro, J. Contreras, S. Correa, E. Ramon Flolch, A. Hotus, A. Huenchumilla, F. Huilcamán, A. Inquiltupa, C. Larraín, F. Llancapán, J. Milabur, A. Santos, J. Montecino, S. Palma, S. Peña, C. Quispe, I. Raimán, G. Rivadeneira, R. Caniullán, V. Quindel, J. Millamán R. Mamani, J. (2003). Comisión verdad histórica y nuevo trato con los pueblos indígenas. Santiago, Chile: Sergio Molina Monasterios. Bruschi, V.M. 2007. Desarrollo de una metodología para la caracterización, evaluación y gestión de los recursos de la geodiversidad. Departamento de Ciencias de la Tierra y Física de la Materia Condensada. Universidad de Cantabria, 355 p. Henao, A. Osorio, J. (2011). Propuesta metodológica para la identificación y clasificación del patrominio geológico como herramienta de conservación y valoración ambiental. Medillin, Colombia. Pp 14. Herrmann, A. (1894) La producción de oro, plata y cobre en Chile: desde los primeros días de la conquista hasta fines de agosto de 1894. Santiago; Imprenta nacional. Salazar, E. Coloma, F. Creixell, C. (2013). Geología del área El Tránsito-Lagunillas, Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y mineía. Carta geológica de Chile, Serie Geología Básica 149:106 p., 1 mapa escala 1:100.000. Leal, N. (2008). Patrimonio cultural indígena y su reconocimiento institucional. Opción, 24(56), 28-43. Recuperado en 31 de mayo de 2018, de http://www.scielo.org.ve/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S1012-15872008000200003&lng=es&tlng=es

GEOS-3: Geodiversidad, patrimonio geológico y geoconservación



Diversidad de patrimonio inmueble, geológico y natural presente en el Valle del Huasco.

GEOS-3: Geodiversidad, patrimonio geológico y geoconservación

Propuesta y comparación entre sitios de interés geológico en la cordillera de Vallenar (28°30´S - 29°00´S)

Felipe Coloma[1], Manuel Arenas[1].
(1) Servicio Nacional de Geología y Minería

Introducción En las últimas décadas, ha habido un interés creciente por la conservación y protección del patrimonio geológico. Distintos organismos han promovido y participado en este ámbito, como UNESCO (UNESCO, 1972, 2016) a nivel internacional y, en Chile, tanto la Sociedad Geológica de Chile (SGCH) como el Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN). La SGCH cuenta con un "programa de geositios", que recibe las propuestas de geólogos y estudiantes de geología, y da visibilidad ante la comunidad geológica (SGCH, 2012). SERNAGEOMIN, por su parte, ha realizado proyectos en las últimas décadas en el área del geopatrimonio; por ejemplo, la identificación de sitios de interés geológico en los proyectos de "Geología para Ordenamiento Territorial" ha sido el programa más extenso y estable de esta institución en este ámbito (Antinao *et al.,* 2000; Arenas *et al.,* 2005; Alfaro *et al.,* 2017). Sin embargo, el proyecto más visible de SERNAGEOMIN en esto, es la propuesta de modelo del Geoparque Kütralkura, a través del proyecto "Modelo de Geoparque en Chile, etapa I" (08OCTU01-32), desarrollado entre 2009 y 2013, encontrándose este geoparque en fase de postulación a la red de Geoparques de UNESCO, de la mano de una asociación de municipios. Actualmente, SERNAGEOMIN cuenta con una unidad dedicada a esta temática con proyectos e iniciativas en curso, incluyendo trabajo colaborativo y conjunto con la SGCH. Este trabajo indica tres sitios de interés geológico, reconocidos en el levantamiento de las cartas geológicas a escala 1:100.000 que realiza SERNAGEOMIN a través del Plan Nacional de Geología, en la cordillera Principal de la región de Atacama. En particular, se identifican sitios de interés en las áreas de las cartas El Tránsito - Lagunillas (Salazar *et al.,* 2013) y Cerros de Cantaritos-Laguna Chica (Salazar y Coloma, 2016). Los estudios realizados han permitido reconocer y proponer sitios de interés geológico principalmente desde el punto de vista científico, considerando aspectos como los contextos geológicos asociados, representatividad y singularidad del lugar, entre otros, pero también con potencial desde el punto de vista educativo, turístico y cultural. Contexto regional, geológico y geomorfológico La cordillera de Vallenar abarca principalmente la comuna de Alto del Carmen, la cual tiene una población aproximada de 5.000 habitantes, y se compone de localidades dispersas a lo largo de los valles de los ríos Tránsito y del Carmen (también llamados Valle de los Naturales y de los Españoles, respectivamente). Además de los poblados, hay un museo de sitio en la localidad de Pinte, en donde se conservan fósiles y restos arqueológicos. En cuanto a la zona más cordillerana, su mayoría se encuentra dentro de la Reserva Natural Los Huascoaltinos. La zona de estudio (Figura 1A), abarca la Precordillera y Cordillera de los Andes, las que tienen escarpada topografía, variando entre 1.350 m s.n.m. en los valles, hasta 5.300 m s.n.m. en las altas cumbres. Los valles son principalmente fluviales, mientras que las zonas altas cercanas a la frontera tienen un origen predominante de tipo glacial. Geológicamente, el basamento se compone de rocas metamórficas del Devónico-Carbonífero, y en mayor proporción por intrusivos de edad Carbonífero-Triásico, dispuestos en franjas de orientación N-S, las cuales yacen en no conformidad, y por falla, bajo rocas volcánicas y sedimentarias del Mesozoico. También afloran intrusivos del Paleoceno, con cuerpos aislados del Eoceno y Mioceno, además de rocas volcánicas y piroclásticas del Eoceno y Mioceno; y extensos depósitos de gravas miocenas expuestos en las cercanías a la frontera con Argentina, en el sector de Laguna Chica. Si esto lo ponemos en relación con los contextos geológicos planteados por Mourgues *et al.* (2012) para la caracterización del patrimonio geológico, las rocas mencionadas anteriormente se pueden clasificar dentro de los siguientes contextos: Batolitos del Paleozoico Superior, Ciclos Marinos del Triásico - Jurásico y Series Continentales Mesozoicas y sus fósiles. Sitios de interés geológico Sitio Nº1: Quebrada Chanchoquín La quebrada Chanchoquín se ubica 10 km al norte de la localidad homónima. Al llegar a esta quebrada, se debe caminar hacia el este, alrededor de 1,5 kilómetros, en donde es posible observar un pliegue por propagación de falla en rocas calcáreas jurásicas de la Formación Lautaro, las que yacen concordantes sobre lavas triásicas de la Formación La Totora (Figura 1B). Las rocas calcáreas presentan restos fósiles, de las cuales, entre otras, se encuentran *Lobothyris* spp., *Actinostreon* sp., *Liostrea* sp., *Gryphaea* sp., *Pleydellia* sp. y *Belemnopsis* sp. Este pliegue está muy bien preservado, siendo único en la zona, y constituye un fantástico ejemplo del proceso de propagación de falla inversa, generando un desnivel en al afloramiento de las rocas calcáreas de aproximadamente 400 metros en la vertical, lo que le da un valor especial en el sentido educativo. Además, el contenido fosilífero y su valor paleontológico da a estas rocas un especial interés para el visitante y para su conservación. La accesibilidad al lugar es relativamente buena, de libre acceso, lo que aumenta su potencial turístico, promoviendo caminatas el senderismo en un entorno geológico de alto valor. Sitio Nº2: Quebrada Pinte La quebrada Pinte se encuentra 7 kilómetros al sur del poblado de El Tránsito. Se llega a través de la ruta C-495, a través de la cual se accede a la entrada de la quebrada Pinte, se debe tomar el desvío hacia el sur (ruta C-493). A lo largo de la quebrada se observa la disposición, en alto ángulo de manteo, de los estratos de las formaciones La Totora, Lautaro y Algarrobal, las cuales están en inconformidad sobre dioritas carboníferas y, a su vez, en contacto por falla inversa con tonalitas pérmicas (Salazar *et al.,* 2013); además, es destacable el contenido fosilífero marino de las rocas jurásicas de la Formación Lautaro (Figura 1C), entre las cuales se observan *Lobothyris* spp., *Actinostreon* sp., *Liostrea* sp., *Gryphaea* sp., *Pleydellia* sp. y *Belemnopsis* sp.. Son rocas que, si bien se observan en otras zonas del área de estudio, tienen la ventaja de tener una accesibilidad

muy buena. La morfología e intensos colores de estas rocas, le otorga un fuerte atractivo al paisaje y por tanto un valor turístico, aún para el visitante inexperto en temáticas geológicas. Además, en esta quebrada existe un museo de sitio funcionando en la localidad de Pinte, cuya entrada es un aporte voluntario, y el encargado del museo hace una pequeña visita guiada, en donde se exhibe material paleontológico y arqueológico de esta y otras quebradas, lo que aumenta el atractivo cultural del lugar. Sitio N°3: Laguna Grande, Laguna Chica y Depósitos de gravas miocenas Para acceder a estos lugares (Figura 1D,E y F), se debe tomar la ruta C-495 y llegar a los poblados El Corral y Juntas de Valeriano, donde se contratan arrieros y arriendan caballares para continuar, dado que toma un día completo llegar hasta las lagunas Chica y Grande; a los depósitos de gravas se puede acceder de forma similar, o bien tomando la ruta C-487 hasta el final, en donde se llega al proyecto El Morro, y allí tomar algunas huellas mineras. Tanto la laguna Grande como la laguna Chica no superan 1 km^2 de área, y están ubicadas cercanas a depósitos de gravas de edad miocena, acotada por una toba de 22 Ma ubicada bajo ellas (Salazar y Coloma, 2016), las cuales afloran a más de 4.000 m s.n.m. La existencia de este tipo de gravas a esta altitud son poco frecuentes y, en general, están mal preservadas. En cuanto a las lagunas, su origen se encuentra ligado a un embalsamiento asociado a grandes procesos de remoción en masa existentes en la zona, lo cual, sumado al paisaje de alta montaña, le da un interesante atractivo desde el punto de vista científico y turístico, estando este último ya potenciado en parte, dadas las esporádicas salidas a caballo que se hacen a la zona. Discusión y conclusiones En general, los sitios propuestos de menor altura geográfica (quebradas Chanchoquín y Pinte) tienen un acceso bueno, mientras los más cordilleranos (lagunas y gravas) son más difíciles de acceder, lo que sumado con la poca circulación de personas en la zona en general, hace que haya un potencial turístico poco aprovechado en el lugar. Esto es especialmente cierto, para aquellos sectores a los que se debe acceder cabalgando, lo que restringe bastante la posibilidad de visitarlo por algunos turistas; sin embargo, el acceso a estos lugares a pie está teniendo un interés creciente. Considerando esto y lo indicado en los párrafos anteriores, planteamos que el sitio de interés geológico con mayor atractivo corresponde a la quebrada Pinte, ya que en este lugar se representan varios aspectos de interés científico, como por ejemplo una buena accesibilidad, afloramientos representativos y la visibilidad de procesos geológicos diversos. La existencia de un museo de sitio le da un interés agregado a esta zona desde el punto de vista turístico y cultural, que puede ser potenciada por la comunidad local, tal como se ha impulsado hasta ahora el museo. La quebrada Chanchoquín también tiene potencial, pero más bien desde el punto de vista educativo en procesos geológicos. En tanto, las lagunas grande y chica tienen un interés turístico, pensando que ya existen rutas en caballares hacia estos lugares; sin embargo, la accesibilidad podría ser una limitación. En cuanto a los depósitos de gravas miocenas y las lagunas Grande y Chica, su ubicación implica un acceso con cierto grado de dificultad en condiciones de gran altura geográfica, lo que restringe el perfil de los potenciales visitantes; sin embargo, desde el punto de vista científico y educativo si tienen potencial interesante. Agradecimientos Este trabajo se pudo realizar gracias al desarrollo del Plan Nacional de Geología, dependiente de la Subdirección de Geología del Servicio Nacional de Geología y Minería. Referencias Alfaro, A.; Falcón, F.; Arenas, M.; Garrido, N.; Espinoza, M.C.; Gajardo, A.; Cervetto, M.; Valdés, A.; Aliaga, G.; Opazo, E.; Ramírez, P.; Neira, H.; Carrasco, R. 2017. Geología para el Ordenamiento Territorial: Área de Rancagua, Región del Libertador Bernardo O´Higgins. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Ambiental, N°29, 9 mapas escala 1:100.000. Santiago. Antinao, J.L.; Clayton, J.D.; Santibáñez, I.; Toloczyki, M.; Schwerdtfeger, B.; Hanisch, J.; Kruck, W. 2000. Geología para el Ordenamiento Territorial: Estudio Geoambiental del área Puerto Montt-Frutillar, X Región de Los Lagos. Servicio Nacional de Geología y Minería, Boletín N°55, 34 p. Arenas, M.; Jara, C.; Milovic, J.; Pérez, Y.; Troncoso, R.; Behlau, J.; Hanisch, J.; Helms, F. 2005. Geología para el Ordenamiento Territorial: Área de Valdivia, Región de los Lagos. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Ambiental, N°29, 7 mapas escala 1:100.000 y 1:25.000. Santiago. Brilha, J. 2016. Inventory and quantitative assessment of geosites and geodiversity sites: a review. Geoheritage N° 8, pp. 119 - 134. Mourgues, A.; Schilling, M.; Castro, C. 2012. Propuesta de definición de los Contextos Geológicos Chilenos para la caracterización del patrimonio geológico nacional. XIII Congreso Geológico Chileno, II Simposio de Geopatrimonio en Chile, Antofagasta, Actas, pp. 887-889. Salazar, E. y Coloma, F. 2016. Geología del área Cerros de Cantaritos–Laguna Chica, Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 181: 171 p., 1 mapa escala 1:100.000. Salazar, E., Coloma, F., Creixell, C. 2013. Geología del área El Tránsito-Lagunillas, Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 149: 121 p., 1 mapa escala 1:100.000. Sociedad Geológica de Chile (SGCH). 2012. Geositios. Programa de detección de Geopatrimonio, 26 p., Santiago. (http://sociedadgeologica.cl/geositios/). United Nations Educational Scientific and Cultural Organization (UNESCO). 1972. Convención sobre la protección del patrimonio mundial, cultural y natural. París. (http://whc.unesco.org/archive/convention-es.pdf). United Nations Educational Scientific and Cultural Organization (UNESCO). 2016. UNESCO Global Geoparks: celebrating Earth heritage, sustaining local communities. UNESCO, París.

GEOS-3: Geodiversidad, patrimonio geológico y geoconservación

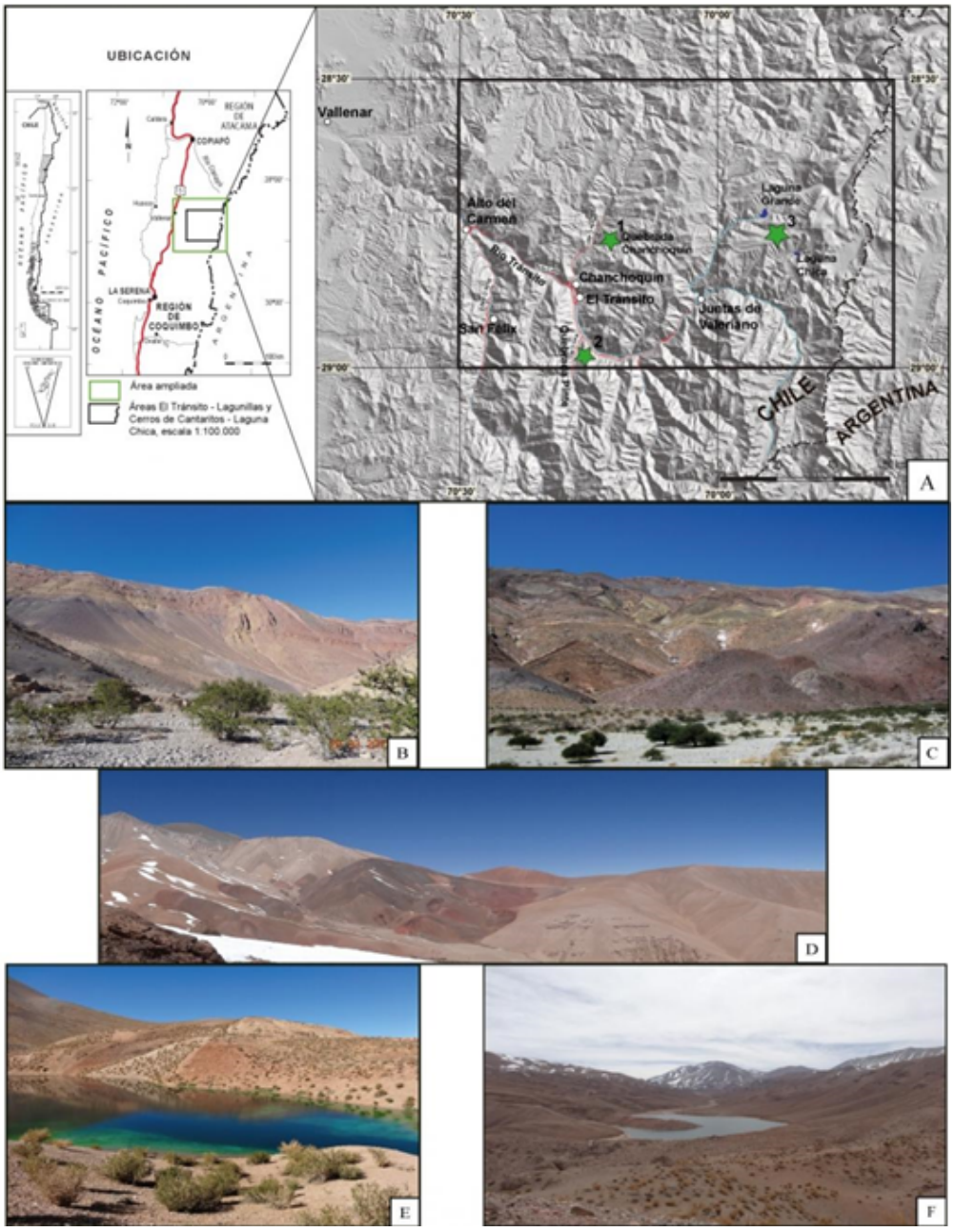


Figura 1: (A) Ubicación de la zona de estudio de las áreas de El Tránsito - Lagunillas y Cerro de Cantaritos - Laguna Chica. En estrellas verdes se muestra la ubicación de los sitios de interés geológicos discutidos; (B) Quebrada Chanchoquín; (C) Quebrada Pinte; (D) Depósitos de gravas del mioceno; (E) Laguna Chica; (F) Laguna Grande.

GEOS-3: Geodiversidad, patrimonio geológico y geoconservación

Geología y patrimonio minero de los distritos históricos de cobre en el Valle del Huasco, Región de Atacama

Sebastián Costa[1], Miguel Tapia[1], Nicoll Castillo[1].
(1) Departamento de Geología, Facultad de Ingeniería, Universidad de Atacama

Resumen. En los distritos cupríferos del Valle del Huasco existen sitios de interés geológico, históricos, patrimonial, cultural y arqueológico. Ruinas, plantas, cementerios y fundiciones, son algunas de las riquezas patrimoniales de esta zona. Estos aspectos, además de las variadas historias, leyendas y tradiciones de sus habitantes, hacen que los distritos tengan un gran potencial geoturístico. Es necesario, que este geoturismo aporte en el desarrollo de las comunidades, intentando conservar el patrimonio minero del Valle del Huasco. Palabras Claves:Geoturismo, patrimonio, Región de Atacama, Valle del Huasco. 1 Introducción El geoturismo es "*turismo que sustenta y mejora la identidad de un territorio, considerando su geología, medio ambiente, cultura, valores estéticos, patrimonio y bienestar de sus residentes, donde el turismo geológico se asume como uno de los diversos componentes del geoturismo*" según la UNESCO. El geoturismo se presenta como una oportunidad para generar trabajo y conocimiento en la comunidad, y de igual manera, potenciar y proteger el patrimonio cultural de los distritos. Desde la época más remota de la historia del Valle del Huasco, los primitivos habitantes de la región explotaron y utilizaron el cobre para fabricar herramientas, adornos y vasijas (Álvarez, 1995). Las culturas prehispánicas del norte de Chile se dedicaron a la explotación minera en épocas anteriores a la dominación incaica, entre ellos, los atacameños y diaguitas que ya trabajaban minas y fundían sus metales (Latcham, 1928). La historia y economía del norte de Chile, principalmente del Valle del Huasco se ha desarrollado entorno a las minas de cobre, donde gracias a éstas, se fundaron ciudades, fundiciones, líneas férreas, etc. (Álvarez, 1995). Es por ello, que en este estudio se busca caracterizar geológicamente los distritos, con el fin de determinar la relación entre la geología y las distintas etapas de explotación minera de los principales distritos de cobre del Valle del Huasco, destacando la importancia patrimonial de cada uno de ellos. Los distritos mineros históricos a estudiar se ubican en la Cordillera de la Costa tanto al norte como al sur del Valle del Huasco. Carrizal Alto y Astilla se ubican al norte del valle, mientras que, Labrar, El Morado y Camarones al sur (Fig. 1a). 2 Geología, mineralización y patrimonio Distrito Astillas La mineralización se encuentra emplazada en el contacto por falla entre rocas andesíticas y granodioríticas. Estas últimas corresponden al Complejo Plutónico Infiernillo de edad Hauteriviana, que aflora como una franja NNE (Arévalo et al., 2009). La mineralización está asociada a una brecha hidrotermal, controlada por dos fallas de dirección N30E y N5W; con crisocola, hematita, goethita, especularita, calcopirita, pirita y actinolita. El mineral de Astillas fue declarado en el Informe de Minas de Chile del año 1803, donde se declaran varias minas a lo largo de la falla entre las cuales hay algunas declaradas como broceadas o aterradas, lo que indica que fueron trabajadas antes de 1803 (Álvarez, 1995). En 1975, se inaugura la Planta de Beneficio de Astillas (Fig. 2b), que tenía una capacidad para tratar 200 toneladas diarias de mineral (Álvarez, 1995). Hoy en día, el distrito pertenece a Antofagasta Minerals, el cual mantiene vigilancia permanente del sector por lo que su conservación ha sido casi total. La Planta de Beneficio conserva todos sus componentes, al igual que las casas donde habitaban los trabajadores y sus familias. Un lugar característico de este distrito, es el bus que se encuentra enterrado cercano al relave (Fig. 2c). Distrito Camarones La mineralización se encuentra emplazada en el Complejo Plutónico Camarones de edad Cretácico Superior y de composición granodiorítica-diorítica (Arévalo et al., 2009). La mineralización corresponde a veta-fallas de cuarzo de dirección N30W. Las menas observadas fueron crisocola, calcopirita, pirita, calcosina, asociada a una alteración argílica. El mineral de Camarones se remonta al siglo XVIII, donde este distrito cuprífero propició una producción sin precedentes y que superaba con creces la producción indígena. En las proximidades de la ciudad, se encontraron vestigios de faenas y asentamientos indígenas. Este distrito, fue el primero de Huasco en exportar cobre fundido a Perú, a manos de Jerónimo de Ramos y Torres, el más importante encomendero del Huasco (Álvarez, 1995). Actualmente, existen pirquineros oriundos de la zona trabajando las minas, los cuales han intentado conservar parte de la historia minera de Camarones con un museo, Este museo cuenta con marays, herramientas, hornos, vasijas, etc., los cuales datan desde el siglo XVIII hasta la actualidad. Además, existe un cementerio que data desde el año 1901 (Fig. 2f). Distrito Carrizal Alto La mineralización se encuentra emplazada en una roca intrusiva del Jurásico superior denominada Diorita San Antonio (Arévalo y Welkner, 2008). Este corresponde a un plutón diorítico homogéneo. La mineralización en el distrito es de Cu-Au y se asocia a seis vetas de cuarzo de dirección N80E. Las menas observadas son calcopirita, pirita, molibdenita, actinolita, y cantidades menores de crisocola y chalcantita. El mineral de Carrizal Alto se remonta a la época precolombina, debido a que en algunos atierros superficiales, se encontraron herramientas de cobre para laborar minas (Vicuña Mackenna, 1966). El mineral de Carrizal Alto fue reportado como de alta ley, que oscilaba entre 40 a 50% de cobre. El principal mineral que explotaron fue la atacamita (Álvarez, 1995). En lo que respecta a asentamientos humanos, se han reportado escuelas, clubes deportivos, fundiciones, iglesias, entre otros, asociados a la actividad minera en el distrito, lo que denota la importancia y alta productividad de estas minas (Álvarez, 1995). En la actualidad, se conserva una de las chimeneas de la fundición del distrito (Fig. 2d) y los basamentos de las casas donde habitaban los trabajadores con sus familias. Estas casas fueron destruidas y saqueadas, pero aún se pueden distinguir las calles del pueblo de Carrizal Alto (Fig. 2h). Además, se encuentran pirquineros seleccionando mineral de los desmontes. Distrito El Morado La mineralización se encuentra emplazada en rocas



GEOS-3: Geodiversidad, patrimonio geológico y geoconservación

volcánicas de la Formación Punta del Cobre, de edad Jurásica superior, la cual corresponde a una secuencia de rocas predominantemente volcánicas y de estratificación gruesa (Segerstrom y Ruiz, 1962). La mineralización se asocia a vetas-fallas de cuarzo de dirección N70W y la zona presenta alteración a clorita-epidota. Las menas observadas son brochantita con crisocola asociada, y especularita y calcopirita en vetillas y de forma diseminada en las andesitas. El mineral de El Morado fue descubierto a finales del siglo XVIII y sus primeros dueños adquirieron la fama de tener ingenio para la fundición de cobre, lo que beneficiaba la extracción del metal (Álvarez, 1995). Contaba con expeditas huellas y carreteras hacia Freirina y las caletas de Chañaral de Aceituno, las que se utilizaban para la intercomunicación de su personal, propietarios de minas y comerciantes (Álvarez, 1995). La mina Arenillas era la principal mina de este distrito, donde en el año 1878 se reportaron 2.760.000 kg de minerales extraídos y 386.400 kg de cobre fino (Álvarez, 1995). En la actualidad, aún quedan bastantes vestigios de lo que fue este mineral. Es posible identificar por lo menos tres generaciones distintas de explotación por los tipos de construcciones. En la parte baja del pueblo, se pueden identificar casas de trabajadores y una escuela, mientras que, al entrar por la quebrada, aún se mantiene la planta de este importante distrito (Fig. 2i). Distrito Labrar La mineralización se encuentra emplazada cercana a la zona de contacto del Complejo Epimetamórfico Chañaral, de edad Devónico-Carbonífero (Godoy y Lara, 1998), y la Diorita San Juan, de edad Jurásico (Welkner et al., 2006). La mineralización se encuentra alojada en grandes vetas-fallas de dirección N25W y N10W. Se observa mineralización de crisocola y calcopirita. El mineral de Labrar fue explotado a principios del siglo XVIII y fue conocido por sus ricas vetas de cobre y por la cantidad de personas que pobló el distrito, que contaba con Servicios de Correo, Telégrafo y Escuela Pública (Álvarez, 1995). Un informe de 1878, informa que la producción de Labrar en el año 1876 fue de 5.796.200 kg de metales y 718.698 kg de cobre fino (Álvarez, 1995). Contaba con fundiciones de cobre de 3 hornos y aún quedan vestigios de las chimeneas de éstas (Fig. 2e). La Antigua Escuela de Quebraditas (Fig. 2g), fundada a mediados del 1900, aún se conserva, pero con el tiempo e intervenciones de los visitantes se ha deteriorado. Esta escuela junto con las chimeneas son consideradas Patrimonio Nacional desde el año 1980. La planta de Quebradita también se encuentra en buen estado, donde se pueden identificar donde estaban los chancadores, generadores e incluso se mantiene la balanza con la que efectuaban la tara de los camiones. Actualmente, hay pirquineros explotando algunas zonas de buena ley de cobre. 3 Conclusiones y propuestas de conservación La historia de estos distritos mineros se remonta hasta antes de la llegada de los españoles, e incluso antes de la invasión Incaica, por lo que estos distritos tienen un fuerte valor histórico el cual refleja el desarrollo del país. También, es necesario entregar información sobre la geología y el patrimonio minero a la comunidad para que entienda por qué estos pueblos fueron tan prósperos en el pasado. La geología tiene una estrecha relación con los distritos mineros y el desarrollo histórico de la región, debido a que la minería ha sido el sustento económico del país durante siglos. La gran cantidad de gente y las variadas instalaciones que poseían estos distritos, reflejan las altas leyes reportadas en los informes históricos, además de ambientes geológicos idóneos para la concentración de cobre observados en terreno. Lamentablemente, el turismo irresponsable que se realiza en la actualidad, ha deteriorado gran parte del patrimonio, sumado al nulo cuidado que se les da a estos distritos por parte de las autoridades y a los agentes climáticos. Por esto, es necesario que estos lugares se protejan bajo ley convirtiéndolos en patrimonio o geositios para así poder lograr su conservación y que futuras generaciones puedan conocer y reconocer aspectos de nuestro desarrollo pasado. Con el debido cuidado de estos lugares, se podrían incluir estos sitios a rutas turísticas existentes dentro la región o crear un circuito turístico de la minería histórica del valle, generando así recursos para la mantención del patrimonio. 4 Agradecimientos Agradecimientos especiales al proyecto financiado por el Fondo para la Innovación y Competitividad FIC 1605 del Gobierno Regional de Atacama, titulado "Geoturismo en el Valle del Huasco: Un aporte de las geociencias al desarrollo y crecimiento del turismo tradicional". 5 Referencias Álvarez, O. 1995. Huasco de Cobre, primera edición, Fundación de extensión de la Universidad de Atacama, 305 p., Copiapó, Chile. Arévalo, C.; Mourgues, F.; Chávez, R. 2009. Geología del Área Vallenar-Domeyko, Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería: 64 p., 1 mapa escala 1:100.000 Arévalo, C.; Welkner, D. 2008. Geología del Área Carrizal Bajo-Chacritas, Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 111: 67 p., 1 mapa escala 1:100.000. Santiago. Godoy, E.; Lara, L. 1998. Mapa Geológico de las Cartas Chañaral-Diego de Almagro. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Nos. 5-6, 1 mapa escala 1:100.000. Santiago. Latcham, R. 1928. Metalurgia Prehispánica en Chile. Revista Información No. 119, pp. 86. Segerstrom, K.; Ruiz, C. 1962. Cuadrángulo Copiapó, Provincia de Atacama. Instituto de Investigaciones Geológicas, Carta Geológica de Chile, No. 6, 115 p., 1 mapa escala 1:50.000. Vicuña, B. 1966. Libro del Cobre en Chile, segunda edición, Editorial del Pacífico, Santiago, Chile, pp. 277. Welkner, D.; Arévalo, C.; Godoy, E. 2006. Geología del Área Freirina-El Morado, Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 100: 50 p., 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.

GEOS-3: Geodiversidad, patrimonio geológico y geoconservación

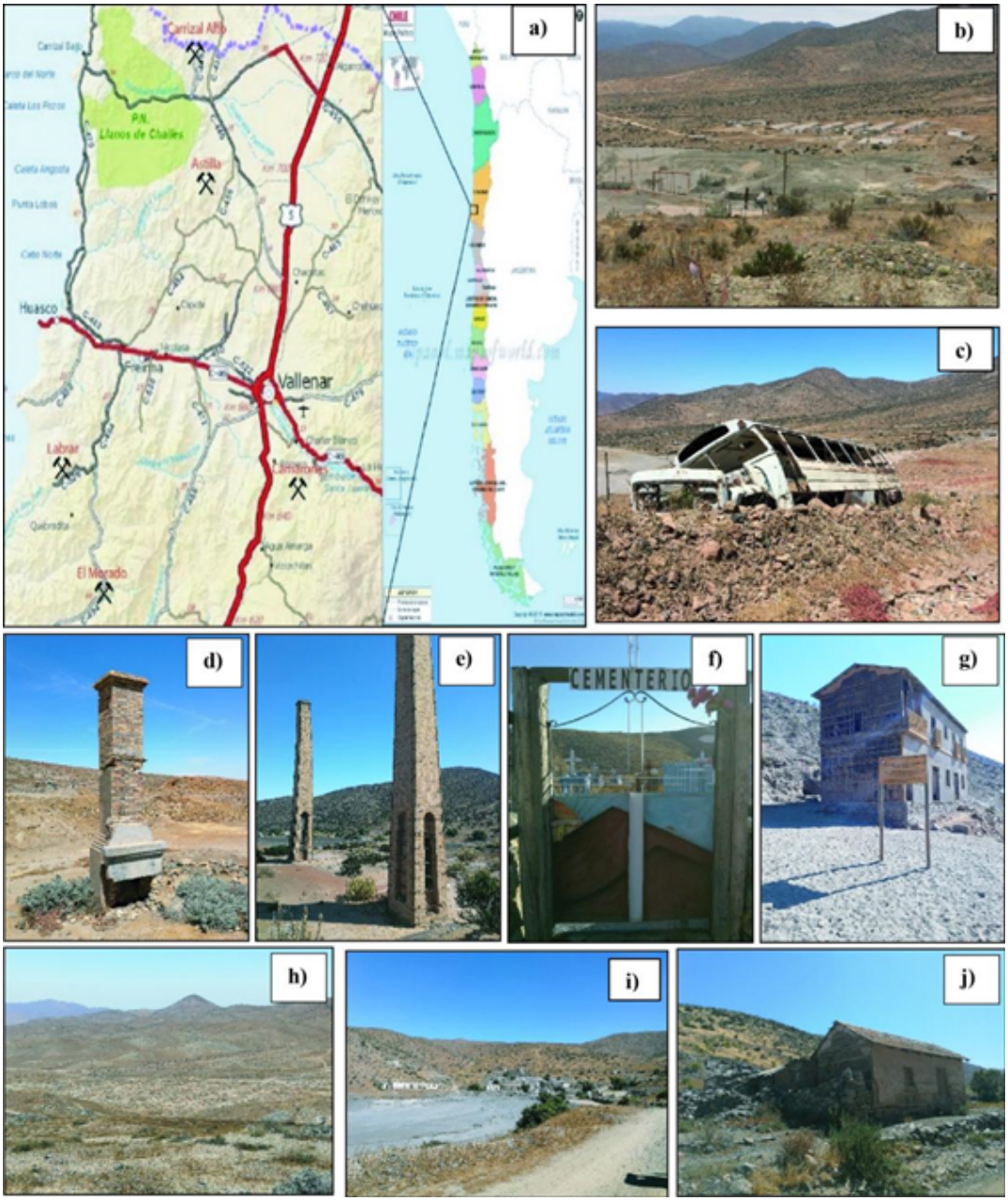


Figura 1. a) Mapa de ubicación de los distritos. b) Casas y parte de la Planta de Astillas. c) Bus enterrado en Astillas. d) Chimenea de la fundición de Carrizal Alto. e) Chimeneas de la fundición de Labrar. f) Cementerio del mineral de Camarones. g) Antigua Escuela de Quebraditas. h) Ubicación del pueblo de Carrizal Alto. i) Planta y relave de El Morado. j) Antigua Escuela de Quebraditas.

GEOS-3: Geodiversidad, patrimonio geológico y geoconservación

Geopatrimonio y caracterización geológica de los distritos mineros de Ag en el Valle del Huasco, Región de Atacama, Chile

Juan Carlos Da Silva Reinoso[1], Nicoll Castillo[1], Miguel Tapia[1].
(1) Departamento de Geologia, Facultad de Ingenieria, Universidad de Atacama, Copiapo, Chile

⋆ *email: dasilvajcc@gmail.com* Resumen. En el valle del Huasco existen diversos lugares de elevado valor histórico y geopatrimonial, debido al descubrimiento y explotación de varios yacimientos de plata en la antigüedad, entre ellos: Vizcachitas, Agua Amarga y Las Tunas. Abundan sectores donde es posible evidenciar los trabajos geológicos realizados por los mineros desde el siglo XVII en adelante desde: antiguos piques mineros, ruinas de casas con geometría hexagonal hasta restos de un maray. Es importante generar conciencia y valorar el geopatrimonio para que las generaciones actuales y futuras lo preserven. Palabras Claves: Geopatrimonio, Geoturismo, Vizcachitas, Agua Amarga, Las Tunas. 1 Introducción Este trabajo es parte del proyecto FIC "Geoturismo en el valle del Huasco. Un aporte de las geociencias al desarrollo y crecimiento del turismo tradicional" y se desarrolla en la Región de Atacama, la cual cuenta con diversos sitios de gran interés geológico y patrimonial. El área de estudio se encuentra aproximadamente a 21 km al sur de la ciudad de Vallenar, e incluye los distritos de plata: Vizcachitas, Agua Amarga y Las Tunas. El objetivo principal del proyecto es caracterizar geológicamente los distritos de plata con énfasis en el patrimonio histórico de éstos. 2 Marco geológico y geología local La geología del área de estudio se caracteriza por la presencia de franjas de afloramientos elongados que siguen una dirección preferente NNE–SSW, conformados por rocas de edad paleozoico al reciente (Arévalo et al., 2009). Las rocas más orientales corresponden a una serie volcánica andesítica que, en base a correlaciones estratigráficas pertenece a la Formación Punta del Cobre, de edad jurásica superior (Arévalo et al., 2009). Sobre la Formación Punta del Cobre se apoya en concordancia una secuencia calcárea, correspondiente al Grupo Chañarcillo de edad hauteriviano superior – aptiano (Segerstrom y Parker, 1959). Estas rocas están intruidas por extensos complejos plutónicos de orientación NS (Arévalo et al., 2009). La estratigrafía del área estudiada se caracteriza por la presencia de andesitas y calizas, que se relacionan con el techo de la Formación Punta del Cobre y parte del Grupo Chañarcillo. La secuencia volcánica se distribuye como una franja NNE (N10°E aproximadamente) en el sector oeste del área y subyace a la unidad de calcarenitas de forma concordante. Esta secuencia tiene principalmente andesitas porfídicas finas, con alteración de tipo sericita, epidota y clorita. En sectores donde la unidad se encuentra cercana a intrusivos granodioríticos, presenta metamorfismo de contacto con el desarrollo de skarn de granates y epidota y mineralización de pirita y calcopirita. Los cuerpos intrusivos que cortan las secuencias están caracterizados por granodioritas, cuarzo-dioritas y pórfidos de microdiorita con desarrollo de stockworks de calcita y pirita. Las estructuras están distribuidas en dos dominios: un dominio oeste, donde hay vetas con manteos subverticales a verticales con mineralización de calcita, hematita, especularita y pirita; y un dominio este, donde hay fallas inversas y diques microdioriticos de textura porfídica con mineralización de pirita. 3 Antecedentes históricos y geopatrimonio

1 Distrito Vizcachitas

El distrito Vizcachitas se encuentra ubicado al lado sur de la quebrada homónima cercana a minas importantes como Agua Amarga, Tunas, Domeyko, entre otras. Esta mina fue descubierta por el minero German Torres en el año 1811. Su nombre fue otorgado por la presencia de vizcachas en el sector. La mina contaba con campamentos, oficinas, sala de máquinas, bodegas, una fundición y un cierre perimetral construido de muros de barro, piedras y adobes (Álvarez, 1979). La mina Vizcacha fue visitada por el gobernador de Vallenar, Manuel de la C. Videla, quien le confirmó al presidente de la época (J.M. Balmaceda) lo impresionante del mineral. Don Alfredo Ovalle Vicuña, al enterarse de la visita del Gobernador, decidió realizar un almuerzo al interior de la mina, para lo cual se acondicionó la veta en forma de mesa, creó un comedor improvisado y lo alumbró con lámparas mineras y ofreció un almuerzo a las autoridades, a sus amigos y los hizo tomar asiento junto a los mineros de la mina (Álvarez et al., 2016). Estas valiosas minas estuvieron en producción hasta 1875 y fueron destruidas en su totalidad por las turbas revolucionarias contrarias al Presidente Balmaceda el año 1891. La ultima chimenea de la fundición, fue destruida el año 1962, perdiéndose un testimonio importante de este distrito. Actualmente la mayoría de las edificaciones están derrumbadas, pero aún se logra observar donde estaba ubicada la estación ferrocarril. Además, se observan varios árboles y restos de algunos desmontes que son trabajados ocasionalmente por pequeños mineros. Las edificaciones con geometría hexagonal son características y muy llamativas, se utilizaban como la forma más eficiente de administrar el espacio y por su gran capacidad de resistir. En la Figura N°1 se presentan algunos de los lugares geopatrimoniales observados en terreno, que son los siguientes: a) Ruinas de las probables oficinas donde trabajaban los mineros de aquella época; b) Ruinas de los campamentos o casas con la geometría característica hexagonal; c) Restos de campamentos o salas de maquinarias, junto a algunos desmontes.

GEOS-3: Geodiversidad, patrimonio geológico y geoconservación

2 Distrito Agua Amarga

El distrito Agua Amarga está ubicado a 35 kilómetros al sur de Vallenar y a 25 kilómetros de Domeyko. Su nombre fue designado seguramente por algún pozo de agua salobre al pie del cerro Agua Amarga. El cerro Agua Amarga tiene una extensión entre 7-8 kilómetros, su altura máxima es de 3.218 metros sobre el nivel del mar (Álvarez et al., 2016). Su descubridor fue José Paco Licuime, a quien apodaban "Chamblao" de origen posiblemente diaguita, un 11 de octubre del año 1811, transformándose en el mayor mineral de plata de aquella época en Chile. Esto provocó inmediatamente como consecuencia desde diversos lugares, una afluencia ascendente de mineros, un grupo de geólogos franceses la apodó "montaña de plata", llevaron el mineral a un conde de Francia y provocó la llegada de más de 500 mineros en más de 150 minas abiertas para extraer plata nativa en abundancia. En 1815 su población llegó a los 3.000 habitantes (Álvarez et al., 2016). Agua amarga marcó el inicio del ciclo de la plata para Chile en el siglo XIX. Desde 1817 la producción de este mineral experimentó una decadencia debido al broceo temporal de las primeras minas, también por la distracción de recursos y mano de obra en la lucha de la Independencia Nacional (Álvarez, 1979). La producción de plata de Agua Amarga en 1875 ascendía mensualmente aproximadamente a 246.836 kilogramos de mineral y 3.148.294 gramos de plata fina en 25 minas. Ese mismo año, el mineral fue arruinado por un incendio y por un gran terremoto (Álvarez et al., 2016). Actualmente se observa que está un poco mejor conservado, aún hay un andén de rocas y se pueden distinguir los cimientos de una edificación de concreto. Además, se puede observar un pequeño camino en ascenso que conduce a la fundición, donde se observan pequeños sectores bien conservados donde aún es posible ver parte de los escoriales. En la figura N°1 se presentan algunos de los lugares geopatrimoniales observados en terreno, que son los siguientes: d) Restos de un maray, un artilugio sofisticado usado para la molienda que consistía en una gran roca que, oscilando sobre una roca con una cavidad, trituraba las rocas que eran colocadas abajo usado para la reducción de tamaño del mineral; e) Ruinas de bodegas donde se guardaban las herramientas; f) Restos de sectores de la fundición; g) Restos de un sector de la fundición donde probablemente se almacenaba concentrado; h) Ruinas de las oficinas desde donde supervisaban las labores de los mineros, presentan varios rayados.

3 Distrito Las Tunas

El distrito Las Tunas está ubicado al centro entre las quebradas Las Vizcachas y Las Tunas, en el sector sur del distrito Agua Amarga. Fue descubierto en 1811 por los hermanos mineros Juan y José Espinoza. Las minas de Tunas fueron las siguientes en importancia después de Agua Amarga y Vizcachitas descubiertas el mismo año. En 1817 se experimentó una decadencia provocada por el broceo temporal de las minas de Tunas. Las Tunas tenia minas superiores en riqueza y abundancia a las de Agua Amarga. Un ingeniero llamado Nicolás Palacios adquirió pertenencias en el mineral de Tunas, a la que dio el nombre de mina Domeyko (Álvarez et al., 2016). En 1875 Tunas tuvo una producción de minerales arsenicales de alta ley, rosicleres y plata nativa de 452 kilogramos. Su mina principal, la Domeyko, dio en una sola quiebra $300.000 (Álvarez et al., 2016). Actualmente son pocas las edificaciones bien conservadas, entre ellas unas de piedras y adobes donde posiblemente guardaban las maquinas o eran oficinas de trabajo. Hay un sector donde aún se observa un pique y las estructuras de extracción del mineral. En la Figura N°1 se presentan algunos de los lugares geopatrimoniales observados en terreno, que son los siguientes: i) Restos de las casas donde vivian los mineros; j) Ruinas de las oficinas o salas de máquinas donde se llevaban a cabo las labores de la extracción; k) Piques desde donde extraían el mineral, se observan restos de rieles desde donde subían el mineral; l) Ruinas de los campamentos y zonas de procesamiento de minerales, se encuentran destruidas en su mayoría. 4 Discusión y Recomendaciones Se han identificado diversos lugares con alto valor histórico y geopatrimonial que representan los vestigios de la antigua minería de la plata en Chile y los procesos geológicos ocurridos en su territorio, en el siglo XVII. Estos lugares están comenzando a ser catastrados para generar un registro científico con información geológica relevante para ser distribuido. Para darle valor patrimonial a los distritos estudiados es imprescindible una difusión eficaz de la información científica recopilada. Las personas el bien más preciado que con el conocimiento del valor histórico de cada una de las áreas estudiadas, generaran conciencia para avanzar en su conservación a lo largo del tiempo y es una gran oportunidad para proteger el geopatrimonio minero de la zona. Agradecimientos Este trabajo es parte del proyecto FIC "Geoturismo en el valle del Huasco. Un aporte de las geociencias al desarrollo y crecimiento del turismo tradicional" formado por los profesores: Srta. Nicoll Castillo y Sr. Miguel Tapia, por entregarme la oportunidad de formar parte de este gran proyecto e interiorizar el conocimiento de la minería histórica de Chile. Referencias Álvarez C., Tapia T., Álvarez H. 2016. *Rastros de la Minería en el Huasco*. Ediciones Mediodía en Punto, Atacama (Chile): 160 p., Chile. Álvarez O. 1979. *Atacama de Plata*. Ediciones Toda América, Santiago (Chile): 266 p., Chile. Arévalo, C. 2005. Carta los Loros, Región de Atacama. *Carta Geológica de Chile, Servicio Nacional de Geología y Minería. Serie Geología Básica*, No. 92: p.54, escala 1:100.000. Arévalo, C., Mourgues, F., Chavez, R. 2009. Geología del Área Vallenar-Domeyko, Región de Atacama. *Carta Geológica de Chile, Servicio Nacional de Geología y Minería. Serie Geología Básica*, No. 120, escala 1:100.000. Arévalo, C. y Welkner, D. 2008. Geología del Área Carrizal Bajo - Chacritas, Región de Atacama. *Carta Geológica de Chile, Servicio Nacional de Geología y Minería. Serie Geología Básica*, No. 111, escala 1:100.000. Moscoso, R. y Mpodozis, C. 1988. Estilos estructurales en el Norte chico de Chile (28°-31°S), regiones de Atacama y Coquimbo. Revista geológica de Chile 15 (2): 155-158. Segerstrom, K; Parker, R.L. 1959. Cuadrángulo Cerrillos, Provincia de Atacama. *Carta Geológica de Chile, Instituto de Investigaciones Geológicas, Santiago, v.1*, No. 2: p.33, escala 1:50.000.

GEOS-3: Geodiversidad, patrimonio geológico y geoconservación



Figura N°1. Fotografías de lugares geopatrimoniales de los distritos de plata: Vizcachitas (a, b, c), Agua Amarga (d, e, f, g, h) y Las Tunas (i, j, k, l), en el Valle del Huasco, Región de Atacama, que se mencionan en el texto.

GEOS-3: Geodiversidad, patrimonio geológico y geoconservación

Transformando paisajes en lugares: La experiencia de Meridianiz-Magma Nüyün empleando la divulgación científica como herramienta para el turismo

Cristian Farias [1], Felipe Orellana[2], Elias Huilipang[2].
(1) Ciencias matemáticas y física, Ingeniería, Universidad Católica de Temuco , Temuco, Chile
(2) O-MAX, Meridianiz, Temuco, Chile

Meridianiz - el primer operador de Actividades Guiadas de Turismo Aventura y Outdoor de Chile - junto a la Universidad Católica de Temuco, está desarrollando una metodología que fomente los destinos turísticos de la cordillera Araucana, cercano a los principales edificios volcánicos de la región, poniendo en valor el conocimiento histórico/científico para el fortalecimiento del patrimonio natural y las rutas turísticas preexistentes. El objetivo es generar conciencia de los riesgos naturales presentes en la zona (principalmente volcánicos), convirtiendo los paisajes de la región en lugares con Historia, tanto humana como geológica. Las estadísticas de visitas a los volcanes de la Araucanía (Estadística Visitantes Unidad SNASPE, CONAF 2017) muestran que, si bien la cantidad de personas que pasean por estos lugares ha aumentado, el porcentaje de ellos ha disminuido. Lo que sugiere que los atractivos de la cordillera Araucana están siendo subvalorados y sobrexplotados. Si a esto se suma la conformación del primer Geoparque en Chile, denominado Geoparque Kütralkura (Schilling, 2009) es urgente y necesario potenciar las distintas estrategias nacionales de desarrollo de la industria turística en la región fomentando nuevas metodologías que brinden beneficios a la industria turística y que de paso pongan en valor el patrimonio natural que refleja la presencia del primer Geoparque del país. Actualmente, se está trabajando en la recopilación de información relevante de la cordillera de la Araucanía para la generación de material y herramientas de divulgación científica e histórica que puedan ser utilizadas por un público no experto y que despierte la curiosidad en los visitantes. A través de metodologías de interacción con las comunidades se desarrollará un compendio de material de divulgación científica, en buena calidad, de fácil acceso y con un lenguaje cercano, mostrando las ventajas de los datos georreferenciados en terreno y herramientas de realidad aumentada. Nuestro primer proyecto, GEOTUR, enfocado en la cordillera Araucana, busca aportar al desarrollo turístico del país, innovando en la entrega de información histórica y científica, facilitando el uso de datos que generalmente son accesibles únicamente con instrumentación más bien experta, agrupando así conocimientos de la ingeniería, las ciencias y la industria turística de forma multidisciplinaria.

GEOS-3: Geodiversidad, patrimonio geológico y geoconservación

Methodological proposal of work to the community for the creation of the project Geoparque Minero Litoral del Biobío (Chile)

Francesc Xavier Ferraro[1], Manuel Schilling[2], Artur Abreu[3], Oriol Oms[4].
(1) Ingeniería Civil, Ingeniería, Universidad Católica de La Santísima Concepción
(2) Ciencias de la Tierra, Geología, Universidad Austral de Chile, Valdivia, Chile
(3) Ciencias de la Tierra, Geología, Tras os montes e alto douro, Vilareal, Portugal
(4) Geología, Ciencias, Uniersidad Autónoma de Bellaterra, Bellaterra, España

The recent creation in 2015 of the International Geosciences and Geoparks Program, which includes the UNESCO World Geoparks, shows the importance of managing in a holistic way the sites of geological interest. For this reason, there is a need to define work methodologies, management methods, forms of governance and strategic alliances, among the different actors of the territory, to develop a project leading to the establishment of a geopark. The quantity, diversity and interests of each of these actors in the territory, as well as the geological features that characterize it, means that there is no universal formula for working with the community. As a strategy for community participation, in the territory of the Geopark Project, five work sessions are proposed in different themes and under different methodologies. The general objective is to educate the inhabitants of the territory about the geological heritage and jointly build the foundations on which to work in the short, medium and long-term in the territory, the themes leading to the future creation of a World Geopark. the UNESCO. The first working session consists of the training of the community on "basic geology" themes, through a methodology of plenary exposition, videos and didactic materials, with geological content. The second work session is developed under a "field experience" methodology, to recognize in the field some of the most emblematic Geosites of the territory. The third session, addresses spaces of cultural, historical and environmental patrimonial relevance, identified by the participants, under a methodology of focal groups. A SWOT analysis is carried out by them, based on their knowledge and perceptions of the territory. The fourth work session is carried out under the methodology of focal groups, preparing a portfolio of initiatives for the territory, based on the crossing of the SWOT carried out in the previous session. In the last session, the results are delivered, the Georuta of the commune, being formed the territorial management tables. The results obtained have been an internalization of the community in the field of geological heritage, a consensus among the participants about the development initiatives in the territory and management tables. This experience reveals a great potential for strong synergies between communities and academia. However, it is a job that requires the proactivity of both the administration and the community.

GEOS-3: Geodiversidad, patrimonio geológico y geoconservación

Geositios, geopatrimonio y geodiversidad en territorios indígenas: entre lo biótico y lo abiótico. Un estudio a partir del caso de San Pedro de Atacama

Valentina Figueroa Larre[1], Paula Ramos Leon[2], Jimena Cruz Mamani[2].
(1) Instituto de Arqueología y Antropología, Instituto de Arqueología y Antropología, Universidad Católica del Norte, San Pedro de Atacama, Chile
(2) Escuela Andina, Instituto de Arqueología y Antropología, Universidad Católica del Norte, San Pedro de Atacama, Chie

Hace ya algunos años, existe una real necesidad de integrar en la producción de contenidos tanto al conocimiento científico como al conocimiento tradicional. En este trabajo se exponen los resultados de la experiencia docente del curso de *geopatrimonio* en el marco de la Escuela Andina, en San Pedro de Atacama. Este curso se inserta en el marco de un programa de formación de guías atacameños, en el contexto del principal polo turístico de Chile, inserto por una parte en un territorio indígena y por otra, en la región de mayor extractivismo minero. En ese sentido, bajo la concepción de geopatrimonio y geodiverdidad, se han incorporado enfoques que sobrepasan las divisiones occidentales de biótico/abiótico o de orgánico/inorgánico, fundamentales para comprender el paisaje geológico en territorio indígena (Boivin 2004). En ese sentido, para entender la relación entre minerales, cerros y manantiales según el pensamiento indígena, cabe señalar desde tiempos inmemoriales el paisaje andino está vivo y personificado. En el tiempo mítico, las luchas entre distintos cerros fueron configurando el espacio geográfico que hoy podemos observar, dominado por los señores de las cumbres, llamados apus, wamanis o awkillus en Perú, y machulas, achachilas o mallkus en Bolivia y Chile (Martínez 1983, Nuñez Srytr 2015). Estas entidades tutelares controlan los fenómenos meteorológicos y son dueñas de los animales y plantas, salvajes y domesticados, y de las riquezas minerales. Los cerros y manantiales que moran en la gradiente altitudinal tienen una relación relevante con los minerales. En ese sentido, los cerros sagrados aparecen siempre vinculados con manantiales, nacimientos y lagunas, que en extensión son agujeros creacionales (Martínez, 1983:86). Se discutirá sobre la experiencia de Escuela Andina y sobre la incorporación de enfoques procedentes de las ciencias sociales y del pensamiento indígena al concepto de *Geopatrimonio.* Referencias Boivin, N. 2004. *From veneration to exploitation. Human engagement with the mineral world. In: Soils, stones and symbols: cultural perceptions of the mineral world, pp.165-186. UCL Press, London.* Núñez Srytr, M. 2015. *Sociedad, Naturaleza y Territorialidad en el Desierto y Puna de Atacama. Siglos XX-XXI.* Tesis Doctoral. Programa de Antropología Universidad Católica del Norte-Universidad de Tarapacá. Martínez, G. 1983. Los dioses de los cerros en los Andes. *Journal de la Société des Américanistes* 69: 85-116, Paris.

GEOS-3: Geodiversidad, patrimonio geológico y geoconservación

Valoración y caracterización del patrimonio geológico en la comuna de Iquique, Región de Tarapacá: nuevas estrategias de geoconservación

Rodrigo Flores[1], Gabriel González[1], Manuel Schilling[2], Reinaldo González[1].
(1) Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ingeniería y Ciencias Geológicas, Universidad Católica del Norte, Antofagasta, Chile
(2) Instituto de Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias, Universidad Austral de Chile, Valdivia, Chile

Resumen

El presente trabajo desarrolla un primer acercamiento al estudio y la valorización del patrimonio geológico en la comuna de Iquique, lugar donde se encuentran diversos sitios de alto valor geológico y arqueológico, y su nexo con la cultura local. Para esto se realizará una evaluación cualitativa y cuantitativa de potenciales geositios – sitios de valor geocientífico, tal como lo propone Brilha (2016) - bajo una metodología que consta de 3 etapas: una primera de revisión bibliográfica; la segunda correspondiente a una etapa de terreno; y finalmente una etapa de gabinete donde se caracterizará cada sito. El objetivo del presente trabajo es reconocer los lugares más relevantes de la geodiversidad, que representen mejor cada contexto geológico localizado en el área de estudio, además de generar conciencia sobre el valor de la geodiversidad y de esta manera, avanzar hacia la creación de políticas de conservación y la implementación responsable de nuevas formas de desarrollo económico sustentable, a través de los potenciales usos como geoturísmo y educación, para que se hagan con el fin de proteger nuestro entorno y así, exhibir el inventario como base de conocimiento geológico dirigido a toda la comunidad. Los sitios por estudiar serán determinados a partir de entrevistas a profesionales conocedores de la geología de la comuna, y una revisión de los estudios realizados en el lugar. Entre los sitios de interés geológico más característicos de la comuna se encuentran el Cerro Dragón, la Falla Salar Grande, el Cañón del Rio Loa, Epidota Los Verdes, y la Guanera de Huanillos. La caracterización de cada sitio tomará en cuenta el valor científico, el riesgo de degradación y los potenciales usos.

Introducción

Los geositios son lugares de la Tierra con alto valor científico que representan una importancia particular para la buena comprensión de la historia geológica. Son elementos de nuestro entorno que nos permiten entender la evolución del planeta y su relación con la biodiversidad. El estudio de la geodiversidad y la valoración del patrimonio geológico ha cobrado suma importancia en el área de las ciencias de la Tierra en los últimos años, pero sin duda alguna es una materia que aún falta por desarrollar. Si consideramos la componente viviente de nuestro ecosistema como "biodiversidad" encontraremos una vasta historia de investigación, al contrario, la noción de "geodiversidad" se mantiene aún como un concepto nuevo del cual pocos hablan. Es importante tomar en cuenta que el no considerar a la geodiversidad dentro del estudio de nuestro entorno natural, significa simplemente no considerar una parte esencial del ecosistema.

El patrimonio geológico conserva en rocas, minerales, fósiles, y paisajes, la historia de la evolución de nuestro planeta y es capaz de explicar el pasado climático, geográfico, ecológico y ambiental de nuestro territorio y los organismos que lo habitaban. Por esta razón, la necesidad de preservar esta herencia cobra vital importancia. La geoconservación deriva del estudio del patrimonio geológico, puesto que se ha reconocido el nexo entre el avance del desarrollo humano y los procesos geológicos de la Tierra, proveyendo las fuentes de desarrollo y un sentido de asentamiento con valores históricos, culturales, religiosos y estéticos. (Brocx & Semeniuk, 2007).

Área de Estudio

La comuna de Iquique (del aimara "Ike-Ike" que significa "lugar de descanso"), está localizada en la I Región de Tarapacá, en el borde costero del desierto de Atacama entre los 20°03' y 21°25', y las vías de acceso más importantes son la Ruta 5 y el aeropuerto Diego Aracena (Figura 1a). En el área se exhibe una amplia diversidad de los contextos geológicos chilenos propuesto por Mourgues et al. (2012), incluyendo los siguientes: Batolitos y complejos plutónicos del Mesozoico; Arco volcánico del Mesozoico; Ciclos marinos del Triásico – Jurásico; Mega estructuras y neotectónica de Chile; Borde costero; Desierto de Atacama, entre otros. Estos contextos están representados, por ejemplo, por rocas volcánicas de la Formación Oficina Viz, rocas volcanosedimentarias de la Formación Punta Barranco, rocas sedimentarias del Grupo Huantajaya y depósitos sedimentarios del Cenozoico. En esta comuna, y la región en general, se han realizado variados estudios científicos, pero muy pocos van dirigidos al estudio del patrimonio geológico, por lo cual hay que destacar que actualmente en Tarapacá existen solamente 3 sitios bajo el amparo de la legislación chilena, considerados como Santuarios de la Naturaleza: la Quebrada Chacarilla, el Salar de Huasco y el Cerro Dragón. Este último,

GEOS-3: Geodiversidad, patrimonio geológico y geoconservación

es también, el único geositio reconocido por la Sociedad Geológica de Chile en la región, por este motivo es urgente la necesidad de la identificación y caracterización a través de un inventario sistemático de los diversos sitios de interés geológico local.

Metodología de trabajo

El primer paso en el estudio, gestión y conservación del patrimonio geológico de un determinado lugar es la catalogación de los elementos de interés (Carcavilla et al. 2007), de manera que cada sitio de interés debe distinguirse en valor sobre algún aspecto en comparación al resto de la geodiversidad del entorno (Brilha, 2005), por lo cual es necesario definir los objetivos del inventario. Lima et al. (2010) propone considerar 4 temas esenciales previo al inicio: el tópico, que hace referencia a lo que será inventariado, puede ser el patrimonio geológico, paleontológico, mineralógico, etc.; el valor, sobre el enfoque de la investigación, sea científico, pedagógico, turístico o cultural; la escala, hace referencia al tamaño del área donde se realizará el inventario, y finalmente; el uso, el cual está relacionado al propósito de los geositios inventariados, que puede ser, por ejemplo, para apoyar una estrategia de conservación nacional, para desarrollar proyectos geoturísticos, para promover la geodiversidad local, etc. En este trabajo, los cuatro temas esenciales son: el estudio de la geodiversidad, de valor científico, en la comuna de Iquique, para la generación de una estrategia de conservación y promoción del patrimonio geológico local.

Para efectos de este trabajo, la metodología adoptada será la propuesta por Brilha (2016), la cual divide el trabajo en 3 etapas. La primera consta de una revisión bibliográfica de todos los estudios geológicos publicados sobre el área de estudio, además de entrevistas a geólogos que hayan trabajado en el lugar, tanto en organismos públicos como privados, con lo cual se confecciona una lista preliminar con sitios de interés científico. Luego se requiere una etapa de terreno, donde se hace un levantamiento geológico, toma de muestras y descripción petrográfica, además de una descripción cualitativa de todos los sitios de la lista preliminar. Esta lista no es absoluta y en la segunda etapa puede ser modificada ya sea, quitando algunos puntos o agregando otros, para así determinar la lista definitiva de potenciales geositios. Por último, la etapa de gabinete donde se recopila toda la información levantada en terreno y se caracteriza de manera cuantitativa cada potencial geositio, para efectos de conservación y promoción, además se evalúa la potencialidad de uso de cada sitio, sea turístico, educativo o netamente científico.

Cada potencial geositio será caracterizado utilizando una ficha metodológica modificada de la propuesta por Martínez et al. (2017), con lo cual se evaluará objetivamente el valor científico, el riesgo de degradación presente en cada sito y su potencial de uso.

Inventario de potenciales geositios

El inventario preliminar de potenciales geositios está en desarrollo y considera los mejores sitios que representan los distintos contextos geológicos del área de estudio. En la Figura 1b se presenta una selección preliminar que fue confeccionada bajo el consejo de expertos en el tema del SERNAGEOMIN y la Universidad Católica del Norte. Algunos de los sitios de interés son el Cerro Dragón (Figura 1c, d y e), que corresponde a una duna formada por depósitos eólicos del Pleistoceno-Holoceno y representa el contexto geológico "Desierto de Atacama" y la Falla Salar Grande (Figura 1f) que corresponde a una traza de la Falla de Atacama que afecta el depósito salino de Pleistoceno-Holoceno más grande de la región y representa el contexto geológico "Mega Estructuras y Neotectónica de Chile".

Proyecciones y perspectivas de impacto

El presente trabajo tendrá como fin ser una herramienta de difusión de la geología hacia la comunidad, por lo cual generará un impacto directo en los habitantes de la comuna de Iquique, de esta manera se contribuirá a concientizar sobre la importancia y la necesidad de la implementación de nuevas políticas de conservación en sitios de alto valor geocientífico y cultural. Como resultado del inventario y la evaluación cualitativa y cuantitativa de los sitios de interés, se resaltará el valor del patrimonio geológico local y serán propuestos como geositios a la Sociedad Geológica Chilena, aquellos lugares que cumplan con los aspectos más relevantes de la evaluación final, tanto científico, como el potencial riesgo de degradación, el potencial didáctico y geoturístico, tal como fue propuesto en la metodología de trabajo, además, con el análisis del potencial de uso, se espera contribuir a futuro para la creación de rutas geoturísticas y/o rutas educativas, como estrategias de desarrollo económico sustentable local, a través de una gestión consciente del territorio.

GEOS-3: Geodiversidad, patrimonio geológico y geoconservación

Referencias

Brilha, J. B. (2005). Património Geológico e Geoconservação: a conservação da natureza na sua vertente geológica.

Brilha, J. (2016). Inventory and quantitative assessment of geosites and geodiversity sites : a review. Geoheritage, 1-16.

Brocx, M. y Semeniuk, V. (2007). Geoheritage and geoconservation - History, definition, scope and scale. Journal of the Royal Society of Western Australia, 90 (2), 53-87.

Carcavilla, L., López-Martínez, J. y Duran, J.J. (2007). Patrimonio geológico y geodiversidad: investigación, conservación, gestión y relación con los espacios naturales protegidos. Instituto Geológico y Minero de España, Serie Cuadernos del Museo Geominero, nº 7, Madrid, 360 p.

Castro, C. (2004). Duna Cerro Dragón de Iquique (20º 15'S): un rasgo geomorfológico singular del desierto costero chileno. Rev. Geogr. Terra Australis. (en prensa).

Castro, C. (2004). Duna Cerro Dragón de Iquique (20º 15'S): Santuario de la naturaleza en el desierto litoral del norte de Chile. VIII Congreso Internacional Ciencias de la Tierra. (sitio web: bit.ly/2L8mNpg)

De Lima, F. F., Brilha, J. B. y Salamuni, E. (2010). Inventorying geological heritage in large territories: a methodological proposal applied to Brazil. Geoheritage, 2(3-4), 91-99.

Martínez, T., Schilling, M., Hervé, F., Orozco, G., Charrier, R., (2017). Valoración de la Geodiversidad en la comuna de Puerto Varas: Nuevas Perspectivas para el desarrollo local. Actas del III Simposio de Geoparques y Geoturismo en Chile, VIII Región del Biobío, Concepción, Chile.

Mourgues, F. A., Schilling, M., Castro, C. (2012). Propuesta de definición de los Contextos Geológicos Chilenos para la caracterización del patrimonio geológico nacional. Actas del XIII Congreso Geol. Chileno, Antofagasta, 890-892.

Warren, J.K. (2006). Evaporites: Sediments, Resources and Hydrocarbons. Springer, Berlin. 1036 p.

GEOS-3: Geodiversidad, patrimonio geológico y geoconservación

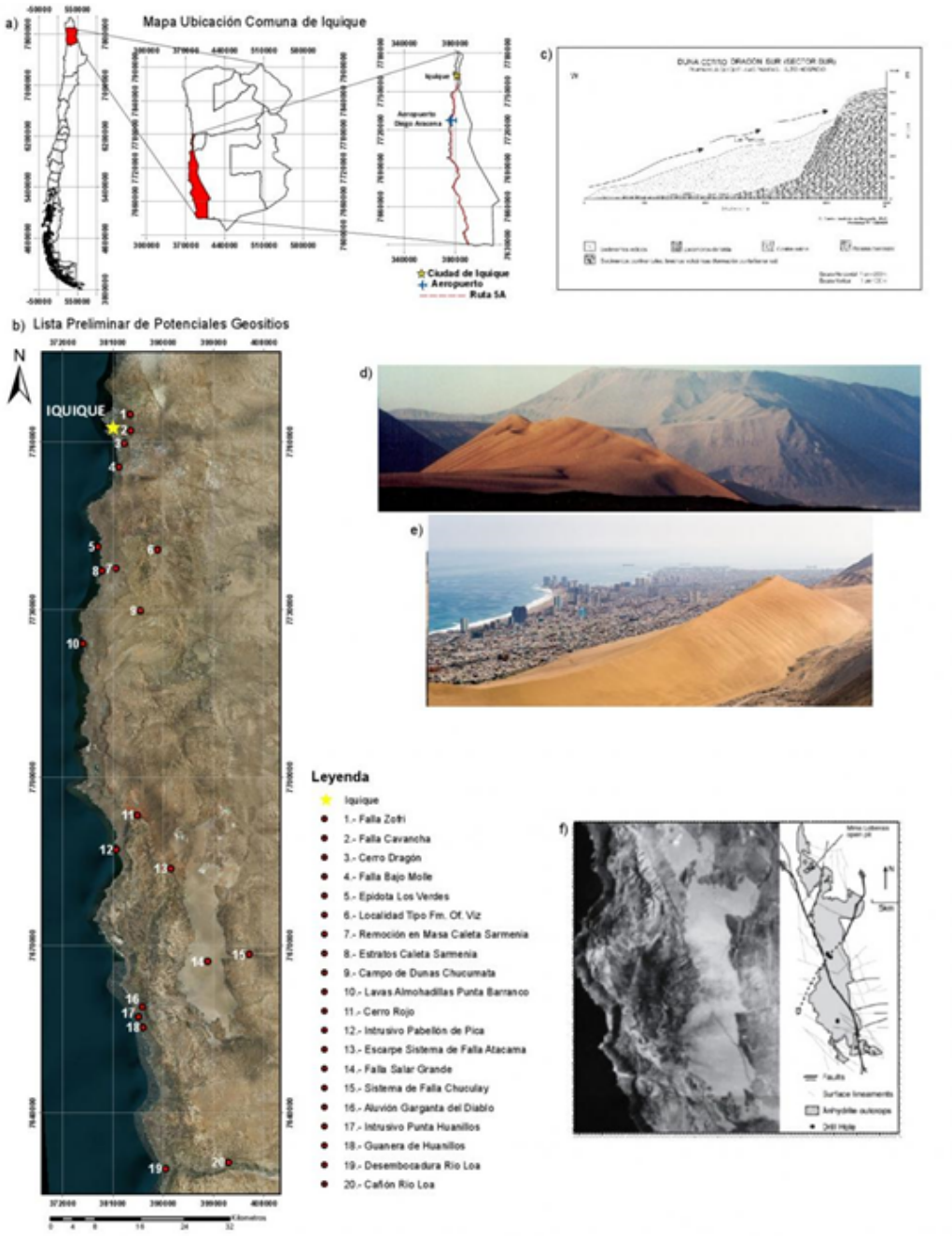


Figura 1. a) Mapa ubicación comuna de Iquique y principales accesos; b) Imagen satelital de la comuna de Iquique con la localización de la lista preliminar de potenciales geositios; c) Perfil fisiográfico de la Duna Cerro Dragón, tomado de (Castro, 2004); d) y e) Imágenes de la Duna Cerro Dragón y la ciudad de Iquique, tomadas de (Castro, 2004); f) A la izquierda, imagen satelital de la falla que cruza el Salar Grande, comuna de Iquique; A la derecha, representación geológica de la Falla Salar Grande, la cual es una porción SE-NW del Sistema de Falla Atacama, además de otros lineamientos y fallas asociadas. (Warren, 2006).

GEOS-3: Geodiversidad, patrimonio geológico y geoconservación

Perspectiva de desarrollo del geoturismo a través del patrimonio volcánico en la comuna de Colchane, Región de Tarapacá: nuevas vías de crecimiento local

Rodrigo Flores[1].
(1) Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ingeniería y Ciencias Geológicas, Universidad Católica del Norte, Antofagasta, Chile

Resumen

La comuna de Colchane está ubicada al interior de la región de Tarapacá y es una zona que cuenta con una importante tradición turística, por lo cual la implementación de la geología como agente potenciador del turismo local podría favorecer directamente a la creación de nuevas estrategias para el desarrollo económico sustentable. Alrededor del mundo, el volcanismo ha generado un interés particular para el público, como evidencia existen varios geoparques de la red UNESCO que cuentan con volcanes activos (Németh et al., 2017). El presente trabajo desarrollará una presentación de algunos sitios correspondientes al contexto geológico "volcanismo neógeno superior-cuaternario y campos geotermales" propuesto por Mourgues et al. (2012), con potencial interés científico, educativo y turístico y se propone a futuro, una segunda etapa para el desarrollo de un inventario de la geodiversidad y una posterior evaluación cualitativa y cuantitativa, con el fin de generar una base de datos para un posterior desarrollo de rutas geoturísticas en la zona. En el lugar se encuentra el Parque Nacional Volcán Isluga, creado en 1967, el cual es un área donde se reúne la cosmovisión aymara, el patrimonio cultural, histórico, la flora y fauna. Algunos de los sitios son el volcán Isluga, baños de Puchuldiza, penitentes de Cariquima, baños de Enquelga, volcán Cariquima, etc., lugares que cuentan con diversos estudios geológicos y/o tradición cultural, pero carecen de un plan de gestión y geoconservación, por lo cual la puesta en valor del patrimonio es necesario para el buen uso del entorno. Los beneficiarios directos de esta propuesta serán los habitantes de la comuna, ya que esta investigación servirá como precursor de futuros estudios dirigidos a la divulgación de la geología y promotor de nuevas vías de desarrollo local. Referencias

Mourgues, F. A., Schilling, M., Castro, C. (2012). Propuesta de definición de los Contextos Geológicos Chilenos para la caracterización del patrimonio geológico nacional. Actas del XIII Congreso Geol. Chileno, Antofagasta, 890-892.

Németh, K., Casadevall, T., Rashad Moufti, M., Marti, J. (2017). Volcanic Geoheritage. Geoheritage 9:251–254.

GEOS-3: Geodiversidad, patrimonio geológico y geoconservación

Revaloración del patrimonio geológico preliminar del volcán Villarrica y el uso de maquetas 3D y realidad aumentada para la enseñanza de las geociencias

Felipe Fuentes[1], Nicolas Mendoza[2], Manuel Arenas[3], Javier Fernandez[4], Hugo Neira[5].
(1) Geología Aplicada, Unidad de Hidrogeología, Sernageomin
(2) Departamento de Geología, Grupo de Geociencias para Políticas Públicas (GPP), Ciencias Fisicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(3) Geología Aplicada, Unidad de Geopatrimonio, Sernageomin, Santiago, Chile
(4) Geología Aplicada, Unidad de Peligros Geológicos y Ordenamiento Territorial, Sernageomin, Santiago, Chile
(5) Geología Aplicada, Unidad de Cartografía, Sernageomin, Santiago, Chile

Mediante la nueva metodología de valorización del patrimonio geológico de interés científico, propuesta inicialmente por el Grupo de Geopatrimonio del Servicio Nacional de Geología y Minería, actual Unidad de Geopatrimonio, se han reevaluado 10 sitios de interés científico del volcán Villarrica. La metodología de AHP o de matrices de construcción jerárquica, cuenta con fundamentos esenciales las que son: la construcción de jerarquías, establecimiento de prioridades y la consistencia lógica. Se imprimió, en el Fablab, de la U. de Chile, una maqueta en 3D del volcán Villarrica, en poliestileno (plumavit de alta densidad de 20 kg/m^3) a través de un Router (CNC2D), con el input de un modelo de elevación digital (DEM) de alta resolución (flanco norte de 3 m y flanco sur de 10 m), el que fue construido mediante ArcGIS y Leapfrog. Luego, con un proyector es posible sobre poner distintas coberturas como imágenes satelitales, mapas geológicos y de peligros volcánicos, así como también fotos con la interpretación geológica sobreimpuesta de los geositios, que permiten un mejor entendimiento de los contextos y procesos geológicos que dan vida y forma al volcán Villarrica. Además utilizando el software y el equipo de la caja de arena de realidad aumentada, es posible simular flujos que descienden por los flancos del volcán, siguiendo la topografía, permitiendo a la comunidad visualizar el riesgo al que están expuestos ante un flujo de piroclastos y/o a remociones en masa del tipo lahar o flujos de detritos. Se busca con lo anterior acercar a la comunidad para el entendimiento y la apropiación de su entorno, así como el aprendizaje a convivir con los peligros geológicos asociados a éste, a través de actividades y maquetas 3D que permitan una mejor recepción y una mayor comprensión del territorio, a la vez de conocer y valorizar la riqueza geológica y vulcanológica del medio en que cohabitan el volcán Villarrica y la gente de la región de la Araucanía.

GEOS-3: Geodiversidad, patrimonio geológico y geoconservación

Volcanic geo-heritage at El Loa Superior, Antofagasta Region: towards a sustainable development of geotourism at northern Chile

Benigno Godoy[1], Inés María Rodríguez[2], Osvaldo Gonzalez-Maurel[3,4], Francisca Santana[5].
(1) Centro de Excelencia en Geotermia de los Andes y Departamento de Geologia, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(2) Red Nacional de Vigilancia Volcánica , Servicio nacional de Geología y Minería, Antofagasta, Chile
(3) Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ingeniería y Ciencias Geológicas, Universidad Católica del Norte, Antofagasta, Chile
(4) University of Cape Town, South Africa
(5) Instituto de Ciencias Naturales Alexander von Humboldt, Universidad de Antofagasta, Antofagasta, Chile

Volcanic Geo-heritage is related to the study of volcanic processes aiming to comprehend the Earth's surface evolution, as well as linking volcanic activity with the development of human history. Also, this involves investigating and teaching of volcanic hazards associated with human settling. El Loa Superior is a cultural region related to El Loa River and its tributaries (e.g. Salado, Toconce, and San Pedro rivers), and located at the Andean Pre- and Cordillera areas in the Antofagasta Region, northern Chile. El Loa Superior region is surrounded by majestic volcanic landscapes on which diverse villages were settled down (e.g. Ollagüe, Cupo, Turi, Toconce and Caspana). El Loa Superior region shows a wide variety of volcanic structures scattered through it. These mainly correspond to well-preserved basaltic-andesitic monogenetic scoria cones (e.g. La Poruñita) and highly dissected hydrothermally altered andesitic-to-dacitic stratovolcanoes (e.g. Ascotan and Toconce volcanoes), as well as thick cathedral-like ignimbrites (e.g. Toconce Ignimbrite), and well-preserved pyroclastic fall and density current deposits. Such structures may be used to understand the diversity of volcanic evolution of the Altiplano-Puna Region, and become a zone with significant touristic potential. Additionally, the presence of volcanoes with active fumaroles (Ollagüe, Apacheta and San Pedro), and the start up of Cerro Pabellon geothermal power plant, suggest an important active volcanic potential of El Loa Superior region. All these characteristics give a relevant scientific, cultural, educational, and social value to this area. The increase of volcanic areas as touristic sites enhances the opportunity to develop a Geoheritage assessment at El Loa Superior region. For this, it is important to work with local communities to preserve, and to expand the educational/touristic potential of a little-known cultural/geological area of the northern Chile.

GEOS-3: Geodiversidad, patrimonio geológico y geoconservación

Identificación, caracterización y valoración de la geodiversidad en la comuna de Chaitén para el desarrollo del geoturismo, Patagonia Verde, Chile

Alejandra González[1], Tomás Martínez[2], Manuel Schilling[2].
(1) Escuela de Geología, Facultad de Ciencias, Universidad Austral De Chile
(2) Instituto Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias, Universidad Austral de Chile

La comuna de Chaitén, ubicada en la Región de Los Lagos, sur de Chile, cuenta con una gran diversidad geológica producto de la interacción de diversos procesos que ocurren a lo largo de los Andes Norpatagónicos, como son el volcanismo activo, procesos glaciales, de remoción en masa y tectónicos, relacionados principalmente al movimiento de la zona de falla Liquiñe-Ofqui. Esta comuna tiene una superficie de 8.471 km^2, una población de 5.071 habitantes e incluye gran parte del Parque Pumalín y del Parque Nacional Corcovado. Considerando la importancia del patrimonio geológico como parte del patrimonio natural y la relevancia de los rasgos geológicos reconocidos en el territorio, se presenta una caracterización y valoración de la geodiversidad en la comuna de Chaitén, zona de gran interés turístico nacional e internacional, tanto por la belleza propia de la Patagonia chilena como por sus principales atractivos, que son el Parque Pumalín y el volcán Chaitén.

En el contexto de una iniciativa que busca desarrollar nuevos productos geoturísticos en el destino turístico Patagonia Verde comprendido por las comunas de Cochamó, Hualaihue, Chaitén, Futaleufú y Palena, y en conjunto con la participación de la comunidad local y científica, se ha elaborado un primer inventario de sitios relevantes de la geodiversidad de la comuna de Chaitén. Los sitios que posean el mayor potencial para el desarrollo de actividades científicas, educativas y/o turísticas, serán utilizados para el diseño de rutas geoturísticas que permitan conocer la historia geológica de la comuna y contribuir a su desarrollo turístico, económico y de la identidad local.

Este trabajo es parte del proyecto "Desarrollo de productos geoturísticos en el destino turístico Patagonia Verde, Región de los Lagos (17BPCR-73220)" que es ejecutado por la Universidad Austral de Chile, apoyado por SERNAGEOMIN, SERNATUR, CONAF, las cinco comunas que integran Patagonia Verde, y es financiado por CORFO.

GEOS-3: Geodiversidad, patrimonio geológico y geoconservación

Geomorfología y patrimonio histórico del Valle del Huasco: Alto del Carmen, San Félix y Quebrada Pinte

Daniela Andrea Gonzalez[1], Nicoll Castillo[1].
(1) Geología, Facultad de Ingenieria, Universidad de Atacama

Resumen El siguiente trabajo se enmarca en el proyecto FIC "Geoturismo en el Valle del Huasco: Un aporte de las geociencias al desarrollo y crecimiento del turismo tradicional" en el cual se busca reconocer y difundir las cualidades de la comuna, basado en un sustento científico y a través de estas mismas bases generar como resultado nuevas vías económicas y sustentables para los habitantes, como lo es el turismo enfocado a las características geológicas que posee la comuna de Alto del Carmen enriquecido con el patrimonio histórico, cultural y natural de la zona. Palabras claves: Patrimonio, geoturismo, abanico aluvial, túmulos 1 Introducción Con el objetivo de dar a conocer nuestra región nace la iniciativa de generar un estudio geomorfológico del área comprendida entre las localidades de Alto del Carmen, San Félix y Quebrada Pinte. Esta investigación busca como objetivo principal identificar las diversas geoformas en el área, el reconocimiento y valoración del patrimonio existente en la zona, las cuales sustenten propuestas de geositios despertando el interés en el geoturismo, logrando que la comunidad se apropie de la riqueza geológica y patrimonial con la que disponen. 2 Contexto geológico En el valle de San Félix, cercana al río del Carmen aflora principalmente la Formación San Félix definida por Salazar y otros (2013) como un conjunto de rocas sedimentarias marinas que presenta intercalaciones de tobas hacia techo, dicha formación también es expuesta en la ladera sur del río Tránsito. Los Granitoides La Mesilla definidos por el mismo autor como dos intrusivos sienograníticos a monzograníticos, y la Formación Algarrobal definida por Dediós (1967) como una secuencia continental de lavas andesíticas. En el valle del Tránsito las unidades más antiguas que afloran cercanas al río del mismo nombre identificadas por Ribba y otros (1988) son los Neises de La Pampa descritas como ortoneises de granodiorita y el Complejo Metamórfico el Tránsito; compuesto principalmente por extensos afloramientos de esquistos cuarzo-micáceos, metabasitas, cuarcitas y mármoles, además de los granitoides expuestos de la Superunidad Elqui y la Superunidad Ingaguás; compuesta principalmente por granodioritas y granitos leucocráticos respectivamente. 3 Geomorfología En la zona de estudio se identificaron principalmente abanicos aluviales los cuales se distribuyen a lo largo de los ríos Tránsito y Del Carmen. Actualmente las geoformas en su mayoría se encuentran utilizadas por la agricultura, principalmente por el cultivo de parronales que refleja uno de los mayores sustentos económicos de la comuna de Alto del Carmen. En la zona adyacente al rio del Carmen se identificaron alrededor de 12 abanicos aluviales, los que presentan depósitos no consolidados de gravas de color gris, mal seleccionadas, clastos angulosos, elevada presencia de matriz, que de acuerdo con la composición de sus clastos tienen la misma área fuente, siendo predominantemente granítica (figura a). La disposición estratigráfica de los abanicos hace referencia a que estas geoformas tuvieron su origen en una misma temporalidad producto de un solo evento desencadenante. En esta zona no se registraron de manera exhaustiva las terrazas fluviales, debido a la fuerte remoción antrópica desarrollada en el sector. En esta zona del área de estudio se logró identificar 27 abanicos aluviales (figura b), los que presentan depósitos no consolidados de gravas mal seleccionadas, con clastos angulosos que a diferencia de los depósitos reconocidos en el tramo San Félix - Alto del Carmen, la composición posee mayoritariamente clastos metamórficos. De los abanicos reconocidos se desprenden abanicos inactivos y activos; estos se clasificaron según la presencia de desarrollo de suelo y el grado de consolidación como el porcentaje de matriz en sus depósitos respectivamente. Además, en algunos de ellos se exponen superficies aterrazadas (Figura c) en zonas cercanas a la llanura de inundación del río Tránsito. 4 Patrimonio Histórico El área de estudio se identifica la denominada Ruta de los Españoles, aquella realizada hace cientos de años por los españoles en su llegada a Chile; esta inicia en Punta Blanca a 1 kilómetro desde Alto del Carmen, continuando por la orilla del río del Carmen uniendo varias comunidades hasta llegar al poblado de San Félix a 25 kilómetros al suroeste. Este último aún conserva fuertemente arraigadas las costumbres adquiridas en la época por los habitantes de la zona. El recorrido invita a interiorizarse con las historias e influencias heredadas por los colonizadores especialmente en la gastronomía y agricultura. Más al sureste, en la localidad de Pinte, se encuentra el Sendero de Chile (figura d) el cual conecta los valles del río Tránsito y del Carmen, mediante la rehabilitación de una antigua ruta de crianceros en el año 2002. Es el primer tramo del sendero en la región, cuyo trayecto consta de 41 kilómetros desde San Félix a Quebrada de Pinte (Diario Atacama, 2004), Recorrido que se realiza entre montañas teniendo un encuentro cercano con la flora y fauna del lugar. En el sector de Quebrada Pinte, a unos metros de iniciado el Sendero de Chile, se encuentran túmulos funerarios descubiertos por Hans Niemeyer en 1955 (Cornely, 1956) y reconocidos por Francisco Cornely en 1956, perteneciente a la cultura Los Molles que habitaron entre la Región de Atacama y la Región de Coquimbo. Se distinguen alrededor de 4 túmulos fabricados principalmente de las rocas del aporte fluvial dispuestos de forma ordenada y específica para generar la forma elevada (figura e). Estos actualmente se encuentran ubicados en la llanura de inundación, por lo tanto, han sufrido deterioro en los momentos de crecida del río Tránsito. 5 Discusión La zona de estudio posee bastas cualidades para el desarrollo del turismo en la región, como así mismo han sido reconocidas por la Municipalidad de Alto del Carmen, destacando las distintas rutas, senderos, gastronomía y agricultura en la comuna, sin embargo, posee un valor agregado a lo mencionado anteriormente, y que aún no ha sido reconocido abiertamente para la comunidad como lo es la geología del sector. Actualmente en Chile el campo

del geoturismo se esta abriendo paso como sustento para las comunidades cercanas a sitios con interés geológico, objetivo que se busca con la realización de esta investigación, ya que se entregaran bases sostenibles para la propuesta de Quebrada Pinte como un posible sitio, aprovechando de la misma manera el interés presentado por la comunidad en entender y relacionar su entorno a los distintos procesos geológicos con la posibilidad de transmitir el conocimiento recopilado en un lenguaje de fácil entendimiento. Se espera de esta forma generar un aporte a las comunidades aledañas y una ayuda a las personas que luchan por la conservación de su patrimonio. 6 Conclusión A través de los años los distintos procesos geológicos han incidido en la forma en como los habitantes de la zona han escogido su forma de vivir, desde las culturas prehispánicas hasta los actuales pobladores. Se hacen necesarios estudios que identifiquen y avalen estos procesos, dando un realce a las inmensas cualidades que posee la zona, generando un apego y mayor vínculo en los habitantes hacia su patrimonio que se traspase hacia los visitantes, esto mediante la identificación de sitios con un potencial atractivo para generar geoturismo en el valle y la posibilidad de proponerlos como un geositio, el cual establecería un precedente y con ello la protección de zonas que merecen ser preservadas para las futuras generaciones. Agradecimientos Agradecimientos al proyecto financiado por el Fondo para la Innovación y Competitividad FIC 1605 del Gobierno Regional de Atacama, titulado "Geoturismo en el Valle del Huasco: Un aporte de las geociencias al desarrollo y crecimiento del turismo tradicional" en el cual se enmarca este trabajo investigativo, por permitirme ser parte de este equipo de trabajo y conocer el valor incalculable de las personas que habitan las localidades visitadas. Referencias Cornely, F. L. (1956). Capitulo IV La cultura de El Molle en el Valle del Huasco y el Chalinga en Cultura diaguita chilena y cultura de El Molle, Editorial del Pacífico, Santiago de Chile. Dediós, P. (1967). Cuadrángulo Vicuña, Provincia de Coquimbo. Instituto de investigaciones Geológicas, Carta Geológica de Chile 16: 55p. Santiago Diario Atacama (2004). Sendero de Chile: Una gran sal de clases en Atacama. Copiapó. www.diarioatacama.cl Ribba, L., Mpodozis, C., Hervé, F., Nasi, C., Moscoso, R. (1988). El basamento del Valle del Tránsito, Cordillera de Vallenar: eventos magmáticos y metamórficos y su relación con la evolución de los andes chileno-argentinos. Revista Geológica de Chile 15, 126-149. Salazar, E., Coloma, F., Creixell, C. (2013). Geología del área de El Tránsito- Lagunillas, Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 149: 106p., 1 mapa escala 1:100.000.

GEOS-3: Geodiversidad, patrimonio geológico y geoconservación

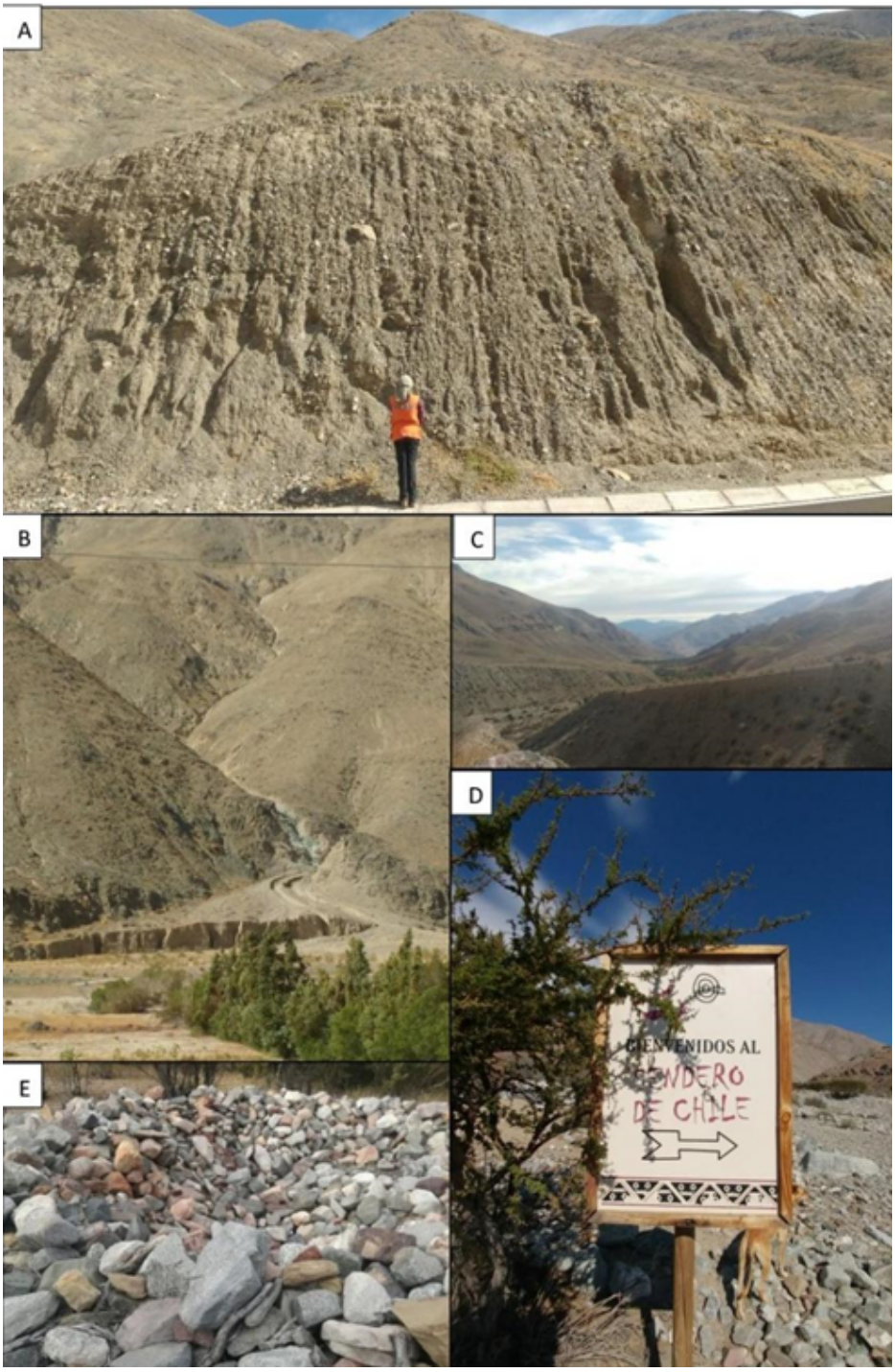


Figura: A. Depósitos correspondientes a un abanico aluvial. B. Abanico aluvial el cual presenta incisión por la nueva red de drenaje formada. C. Abanicos aluviales que presentan su superficie aterrazada. D. Letrero que indica el inicio del Sendero de Chile. E. Túmulos funerarios pertenecientes a la cultura Los Molles en la localidad de Pinte. (Fotografías elaboración propia).

GEOS-3: Geodiversidad, patrimonio geológico y geoconservación

Identificación, caracterización y valoración de la geodiversidad en las comunas de Cochamó y Hualaihué para el desarrollo del geoturismo, Patagonia Verde, Chile

Melissa Viviana Gonzalez[1], Schilling Manuel [1], Tomas Martinez[1], Mauricio Mella[2].
(1) ciencias de la tierra, ciencias, Universidad Austral de Chile
(2) Oficina técnica Puerto Varas, Servicio Nacional de Geología y Minería, Puerto Varas, Chile

Las comunas de Cochamó y Hualaihué se ubican en la X Región de los Lagos, sur de Chile, en el territorio que busca ser conocido como Patagonia Verde, el cual adicionalmente incluye a las comunas de Chaitén, Futaleufú y Palena. En esta región, la zona de falla Liquiñe-Ofqui tiene control sobre procesos volcánicos, tectónicos y de remoción en masa, que, en conjunto con procesos glaciales, permiten el desarrollo de una gran geodiversidad. A lo largo de los Andes Norpatagónicos el territorio presenta elementos del patrimonio geológico que permiten además de la mera valoración estética, la comprensión de la geología. Considerando que el patrimonio geológico es una parte importante del patrimonio natural, se presenta la caracterización y valoración de los potenciales geositios reconocidos en las comunas de Cochamó y Hualaihué, territorio de gran interés turístico a nivel internacional por las murallas de granito de La Junta, en la comuna de Cochamó y los volcanes de la Cordillera Principal, en la comuna de Hualaihué. En el contexto de una iniciativa que busca el desarrollo de nuevos productos geoturísticos en el destino turístico Patagonia Verde, se ha realizado un inventario de sitios de interés geológico en las comunas de Cochamó y Hualaihué. Como una herramienta para el desarrollo del turismo en la zona, se diseñarán rutas geoturísticas, que incluirá los lugares cuyos rasgos geológicos permitan comprender e ilustrar la evolución geológica del territorio, brindando, de esta manera una alternativa que permita la preservación del territorio y la identidad local. Este trabajo es parte del proyecto "Desarrollo de productos geoturísticos en el destino turístico Patagonia Verde, Región de los Lagos (17BPCR-73220)" que es ejecutado por la Universidad Austral de Chile, apoyado por SERNAGEOMIN, SERNATUR, CONAF, las cinco comunas que integran Patagonia Verde, y es financiado por CORFO.

GEOS-3: Geodiversidad, patrimonio geológico y geoconservación

Valoración de la geodiversidad en el área de Antofagasta, Región de Antofagasta, Chile: una herramienta para el desarrollo local

Reinaldo González[1], Gabriel González[1], Manuel Schilling[2], Rodrigo Flores[1], Dusan Todorovic[3].
(1) Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de ingeniería y Ciencias Geológicas, Universidad Católica del Norte, Antofagasta, Chile
(2) Instituto de ciencias de la tierra, Facultad de ciencias, Universidad Austral de Chile, Valdivia, Chile
(3) Antilhue Tours, Antilhue 01460, Chile

Intruducción: La necesidad de confeccionar un inventario de geositios y sitios de geodiversidad según Brilha (2016) en el área de Antofagasta es de gran importancia para la conservación de su patrimonio geológico. El siguiente trabajo de investigación consiste en una caracterización, evaluación cualitativa y cuantitativa y un análisis del riesgo de degradación de los sitios inventariados. El objetivo es poner en valor la geodiversidad presente en las cercanías del centro urbano de Antofagasta, para facilitar el diseño y desarrollo de políticas públicas, que apoyen a la realización de programas de educación en geología, geoturismo y conservación de su patrimonio geológico. El área de estudio se encuentra en la comuna de Antofagasta y se extiende desde el extremo meridional de la Península de Mejillones hasta la Quebrada El Way. Abarca desde el borde costero hasta el Salar del Carmen. Incluye la ciudad de Antofagasta, el Parque Nacional Morro Moreno, Reserva Nacional La Chimba y el Monumento Natural La Portada. La geodiversidad excepcional es evidenciada por la presencia de al menos diez diferentes contextos geológicos propuestos para el territorio nacional Mourgues et al. (2012). En donde es posible encontrar diversas litologías pertenecientes por ejemplo al magmatismo mesozoico, arco volcánico del Mesozoico y terrenos exóticos. Metodología: el inventario se realiza considerando tres diferentes tipos de interés: científico, educativo y turístico, considerando cuatro diferentes criterios para evaluar cada uno. Interés científico: representatividad, singularidad, integridad y conocimiento científico. Interés educativo: diversidad de procesos, potencial didáctico, accesibilidad y seguridad. Interés turístico: escénico, potencial interpretativo, accesibilidad y seguridad. La metodología de trabajo consta de revisión bibliográfica y entrevistas con expertos, campañas de terreno, utilización de fichas técnicas con los criterios de evaluación expuestos anteriormente, quedando registrados posteriormente en un inventario de sitios y puestos en valor con metodologías cuantitativas y cualitativas. Proyecciones: la creación de un inventario de sitios pretende ser una herramienta que ayude a promover actividades de Geoconservación, Geoturismo y educación geológica en la ciudad, siendo el resultado final de este trabajo la generación de una propuesta de itinerario geoturistico-educativo y valorización del riesgo de degradación de los puntos inventariados.

GEOS-3: Geodiversidad, patrimonio geológico y geoconservación

La Península de Mejillones: historia, biodiversidad y su potencial como Geoparque

José Alejandro González-Alfaro[1], Cristian Martin[2].
(1) Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile
(2) Departamento de Proyectos, Asociación de Municipalidades de la Región de Antofagasta, Antofagasta, Chile

La Península de Mejillones, ubicada en la Región de Antofagasta, es un rasgo geomorfológico en donde desierto y mar se encuentran. Desde sus primeros habitantes, los changos, hasta curiosos geólogos que han tratado de dilucidar las incógnitas geológicas que la península oculta, ninguno ha quedado indiferente ante su imponente presencia que interrumpe la monótona y poco cambiante orientación N-S que sigue la línea de costa. Con aproximadamente 841 km^2 de superficie y administrada por las comunas de Mejillones y Antofagasta, por el norte y sur, respectivamente, la Península de Mejillones se ha ido posicionado como un lugar de preservación ambiental en la Región de Antofagasta. Durante el año 2010 se decretó la creación del Parque Nacional Morro Moreno (ubicado en la parte sur de la península), con 90 especies de flora nativa, algunas endémicas; además de 195 especies de fauna nativa, entre los que destacan el zorro chilla, gaviotín chico, pingüino de Humboldt, lobo fino austral, etc. (Fuente: www.conaf.cl). Adicionalmente, el norte de la Península de Mejillones e Isla Santa María fueron declarados Bienes Nacionales Protegidos por el Estado de Chile, con el objetivo de conservar el hábitat de la fauna en peligro de extinción (www.bienesnacionales.cl). La gran cantidad de nutrientes de sus aguas son los que atraen una diversa fauna marina como delfines, ballenas y gran variedad de peces, los que cada año cautivan a una mayor cantidad de turistas, quienes complementan su visita concurriendo a las playas locales, como: Balneario Juan López, Punta Rieles, La Rinconada; además de practicar deportes náuticos en las tranquilas aguas de sus bahías. La Península de Mejillones cuenta con dos geositios que son parte del Programa de Detección y Establecimiento de Geositios en Chile: Anticlinal Caleta Herradura y Cuenca Tectónica Cerro Bandurrias. No obstante, el patrimonio geológico de la península podría ser aún más abundante, destacando: Cuenca del Tiburón, terrazas de abrasión marina, paleo-líneas de costa, escarpes de falla normales, acantilados costeros, afloramientos de rocas metamórficas, entre otros. La conservación de estos objetos geológicos depende principalmente de los habitantes de la zona. Es de esta forma necesario llegar a las comunidades y autoridades mediante un proyecto unificado de Geoparque, en beneficio de sus habitantes y de la propia península, preservando su patrimonio y desarrollando el alto potencial geoturístico que ésta tiene.

GEOS-3: Geodiversidad, patrimonio geológico y geoconservación

Caracterización y cuantificación de lugares de interés geológico en la II Región de Antofagasta, incluyendo Monumento Natural La Portada y Parque Nacional Morro Moreno

Clared Huamán[1].
(1) Ingeniería y Ciencias Geológicas, Geología, Universidad Católica del Norte

Chile es un país tectónicamente activo que posee una longitud de aproximadamente 4.300 kilómetros de norte a sur, la que se incrementa a 8.000 kilómetros, si se considera el Territorio Antártico Chileno. Su ancho promedio, en cambio, es de 180 kilómetros, caracterizado por dos unidades geomorfológicas como son la Cordillera de la Costa y la Cordillera de los Andes, lo cual ofrece una configuración geográfica y climática única y diversa, en la zona: Norte, Central y Sur del país. Tales características hacen de Chile, un lugar con un inmenso patrimonio natural, que según la definición de UNESCO, en París, en 1972 se refiere a: "*las formaciones físicas, biológicas, geológicas y fisiográficas, así como las zonas que constituyen el hábitat de especies animales o vegetales amenazadas y los lugares o áreas naturales estrictamente delimitadas, que tengan valor universal excepcional desde el punto de vista de la ciencia, de la conservación o de la belleza natural*" La situación del Patrimonio Natural en Chile y Latinoamérica en general, está focalizada principalmente en el cuidado de la flora y la fauna; es decir, la Biodiversidad. El 19% del territorio nacional está protegido por su biodiversidad por el Estado, y su administración está a cargo de la Corporación Nacional Forestal (CONAF), compuesto por tres tipos de territorios: Parques Nacionales, Reservas Nacionales y Monumentos Naturales; sin embargo, igual de importante es el Patrimonio Geológico y la Geodiversidad, el cual no ha sido valorado con la misma atención por nuestra sociedad, este patrimonio no cuenta con alguna identificación ni protección. En el presente trabajo en colaboración con CONAF, se realiza un inventario de lugares de interés geólogico (LIG) en la II Región de Antofagasta, entre los sectores del Monumento Natural La Portada y Parque Nacional Morro Moreno (al sur de la Península de Mejillones), resaltando la potencialidad de sus miradores para describir la geología, de manera de educar a los visitantes y crear identidad local. La destrucción del patrimonio geológico es irreversible y conlleva la pérdida de una parte de la memoria de la Tierra, dejando a las futuras generaciones sin la posibilidad de conocimiento de su evolución y de su historia. Para finalizar, se proponen estrategias de conservación, monitoreo y divulgación acordes a las necesidades de los sitios escogidos.

GEOS-3: Geodiversidad, patrimonio geológico y geoconservación

Propuesta metodológica para la evaluación de lugares de interés geológico en el norte de Chile

Nicole Maldonado[1], **Manuel Abad**[1], Tatiana Izquierdo[1].
(1) Universidad de Atacama

La geología del Norte de Chile presenta un evidente interés científico, educativo y turístico debido a su gran valor geopatrimonial y geodiversidad. En este trabajo se toma como base la metodología propuesta por De Lima et al. (2010) para seleccionar los lugares de interés geológico (LIGs) más representativos de la costa de Caldera (Atacama). Esta metodología aplica criterios adecuados a zonas con alta concentración de habitantes e índices de desarrollo relativamente altos. Es decir, en la valorización de los geositios se consideran y evalúan positivamente variables tales como proximidad de áreas de ocio, entorno social o presencia de grandes ciudades en un radio de 25 km. Es por este motivo que todos los LIGs analizados se han visto penalizados en su puntaje y han obtenido de forma sistemática una puntuación baja, a pesar de su innegable valor geopatrimonial (Maldonado, 2017). Considerando la realidad social de la Comuna de Caldera, con índices de renta *per capita* relativamente bajos en relación al país, así como su baja densidad de ocupación, se propone una nueva metodología para las regiones del Norte de Chile que no otorgue tanta importancia a la cercanía de los LIGs a los núcleos urbanos, y que tenga en consideración una mayor extensión territorial, una menor densidad de ocupación urbanística u otras características inherentes a la geodiversidad y calidad de los LIGs existentes en la zona. En la propuesta se evalúa y se suma el valor educativo y turístico de cada LIG y se resta su potencial degradación, obteniendo así una valorización final. Los parámetros a evaluar, en términos turísticos y educativos, incluyen: representatividad, condiciones de observación, diversidad geológica, relación con valores del medio ecológico y cultural, proximidad con otros LIGs, accesibilidad, alojamientos y restaurantes, reconocimiento por la comunidad del LIG, ilustración para el público o utilidad en el sistema educacional. Por otro lado, se tiene en cuenta la vulnerabilidad causada tanto por factores naturales como antrópicos, la figura de protección que ostentan y su proximidad a áreas potencialmente dañinas. Se aplican ambas metodologías y se analizan los resultados, sopesando los pros y contras de las mismas teniendo en cuenta, de forma general, las particularidades climáticas y geológicas del Desierto de Atacama.

GEOS-3: Geodiversidad, patrimonio geológico y geoconservación

Hacia la construcción de inventarios de sitios relevantes de la geodiversidad

Tomas Martinez[1], Diego Partarrieu[2,3,4].
(1) Instituto de Ciencias de la Tierra, Geología, Ciencias, Universidad Austral de Chile
(2) Sociedad Geológica de Chile, Chile
(3) Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(4) Terra Ignota - Consultoría en Patrimonio y Geociencias, Chile

Para entender el valor que tiene la geodiversidad de una zona determinada y establecer prioridades en su gestión, es necesario realizar como primer paso, un inventario de ésta. Se vuelve evidente que los inventarios sean el primer impulso, pues para realizar cualquier acción en materias de geoconservación es necesario saber qué es lo que existe, cómo es, dónde está y qué valor tiene. La puesta en valor de la geodiversidad es una temática reciente y cada vez más recurrente con distintas experiencias alrededor del globo en donde se ha identificado, valorado y cuantificado dicho valor. No obstante lo anterior, si bien existen diversas propuestas de cómo poner en valor la geodiversidad en términos paramétricos, escasa información puede ser encontrada en relación a la selección de los lugares a caracterizar y evaluar. El presente trabajo busca aportar una herramienta para el levantamiento de información y la confección de inventarios de sitios relevantes de la geodiversidad por su interés científico, turístico y/o educativo. Se propone que en primera instancia, se genere un listado participativo de sitios según el tipo de interés de cada inventario. Esto, con el fin de localizar y conocer aquellos lugares que una comunidad en específico, científica, indígena, de operadores turísticos u otra, considere que tienen valor. De esta listado, es posible establecer sitios de interés para la investigación, que entregan información clave para entender la historia de la Tierra en una determinada área (Lista preliminar de geositios) y/o aquellos ilustrativos de procesos geológicos con potenciales didácticos y/o interpretativos que pretendan ser usados en algún tipo de programa a fin (Listado preliminar de sitios relevantes de la geodiversidad para fines educativos, culturales, geoturísticos u otro). En segundo lugar, se propone una definición de áreas temáticas para que la búsqueda de sitios sea una muestra representativa del territorio. Posteriormente es necesario un trabajo de campo en tres etapas: exploración del listado preliminar de sitios en base a criterios de selección; análisis comparativo de los diferentes sitios identificados; caracterización de los sitios relevantes. A partir de esta propuesta, se espera entregar una herramienta de trabajo a las iniciativas cada vez más recurrentes relacionadas a la puesta en valor de la geodiversidad en Chile.

GEOS-3: Geodiversidad, patrimonio geológico y geoconservación

Petrografía y valoración patrimonial de mármoles del sector occidental del Lago General Carrera

Valentina Mura[2], Francisco Herve[2,3], Mauricio Calderon[2], Poldie Oyarzun[1].
(1) Laboratorio Análisis de Sólidos, Ciencias Exactas, Universidad Andrés Bello, Santiago, Chile
(2) Geología, Ingeniería, Universidad Andrés Bello, Santiago, Chile
(3) Geología, Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile

El Santuario de la Naturaleza denominado "Capilla de Mármol" se encuentra en la Puntilla el Mármol (46°3930" S y 76°37´30" W) a una altitud de 350 metros sobre el nivel del mar, en la ribera del Lago General Carrera. Sus características principales son los afloramientos de mármol y una serie de cavidades formadas en dichas rocas, que se distribuyen al suroeste del Lago General Carrera. Las rocas pertenecientes al Santuario de la Naturaleza corresponden al Complejo Metamórfico Andino Oriental (CMAO), que está compuesto principalmente por sucesiones turbiditicas polideformadas y, en menor proporción mármoles y metabasitas (Hervé et al., 2008).

Los mármoles del CMAO presentan llamativos bandeamientos a diversas escalas y colores, los cuales se han asociado a impurezas dentro de la roca. Sin embargo, existe un limitado conocimiento sobre la relación entre la coloración de los bandeamientos en los mármoles y su composición mineralógica. También se desconoce si estos bandeamientos son producto del metamorfismo o son previos a los procesos metamórficos de formación de los mármoles. Por consiguiente, se presentan resultados petrográficos y mineralógicos del mármol que aflora en las cercanías de la localidad de Puerto Río Tranquilo, estudiados a través de microscopio óptico, análisis de microscopio electrónico de barrido (SEM) y de microsonda electrónica (EPMA).

La mineralogía presente en las diferentes muestras de mármol está compuesta principalmente por calcita en mármoles puros y por calcita, cuarzo, muscovita y albita en mármoles impuros. Las bandas están compuestas de cristales de calcita con diferentes tamaños. En las bandas de coloraciones claras el tamaño de los cristales es menor (0,02-0,05 mm) que los cristales asociados a las bandas de coloración grisáceas (0,3-0,7 mm).

La caracterización petrográfica y mineralógica de los mármoles y sus bandas, aporta nueva información que contribuirá con un mayor conocimiento geológico en la comunidad científica y no-científica, además de dar un valor agregado al turismo en la zona. Asimismo, incentivará la generación de nuevas interrogantes para estudios futuros cuyos fines sean la determinación de nuevos parámetros relacionados a la formación de mármol, ya que estas rocas poseen un gran valor patrimonial.

Agradecimientos Proyecto Fondecyt 1180457 Referencias Hervé, F., Calderón, M., Faúndez, V. 2008. The metamorphic complexes of the Patagonian and Fuegian Andes. Geologica Acta, Vol. 6, Nº1, p., 43-53.

GEOS-3: Geodiversidad, patrimonio geológico y geoconservación

Geología urbana en Concepción, Región del Biobío, Chile

Belen Ignacia Oyarce[1], Delia Rodriguez Oroz[2].
(1) Universidad Andres Bello
(2) Universidad del Desarrollo, Chile

La ciudad de Concepción se ubica a los 36°49'S y 73°02'O. Pertenece a la VIII Región del Biobío y es la segunda ciudad de mayor importancia a nivel nacional, con 223.574 habitantes y 727.500 visitas de turistas en la Región (INE, 2017).

Concepción está localizada sobre la antigua llanura de inundación del rio Biobío. Delimitada al sur por este río y al norte por el río Andalién. Dentro del área metropolitana destacan la presencia de cerros, como por ejemplo el "Cerro Caracol", que tiene un control estructural relacionado a la Falla del mismo nombre y lagunas como "Lo Galindo", originadas del río Andalién como acuíferos libres. Además, en la ciudad es posible distinguir dos formaciones geológicas que poseen relevancia a nivel nacional, la Formación Quiriquina y la Formación Curanilahue. De igual manera en distintos sectores afloran rocas ígneas intrusivas, correspondientes a tonalitas, granodioritas y granitos que se agrupan bajo los denominados "Granitoides de Concepción".

Según Geremia et al. 2003, el geoturismo, se define como *"Una actividad recreativa con fines culturales y educativos en donde los principales sujetos o atracciones, son la geología y la geomorfología de los paisajes, estos lugares son sujetos de visitas y recorridos, como por ejemplo, excursiones a cavernas, montañismo, alpinismo, observación de la dinámica de playas y todas las actividades relacionadas y que motiven la educación geo-científica, estimulando al mismo tiempo la economía de dichos sitios."*

Es por ello que surge la oportunidad de darle mayor énfasis a la geología en la ciudad, promoviendo el turismo y la preservación del patrimonio geológico ya que hay muchos lugares que han sufrido un gran deterioro por la falta de información.

En este trabajo se plantea una solución a través de la generación de itinerarios de "Geología Urbana". A través de ellos se distinguen 12 puntos de interés geológico que se enmarcan dentro de los limites citadinos, se realiza una descripción general, gráfica y geológica de cada uno, para luego proponer itinerarios geoturísticos que permitan fomentar un turismo alternativo y así educar a la población en geociencias.

Referencias

Instituto Nacional de Estadística, (2017). Resultados definitivos CENSO 2017.

Geremia et al. (2003) citado en Instituto Nacional de Estadística, 2004:12.

GEOS-3: Geodiversidad, patrimonio geológico y geoconservación

Hacia la generación de un Inventario Nacional de Geositios en Chile: Propuesta metodológica para su sistematización

Diego Partarrieu[1,2,3], Manuel Schilling[1,4], F. Amaro Mourgues[1,3], José Benado[1,5], Francisco Hervé[1,2,6], Tomás Martínez[1,4], Reynaldo Charrier[1,2,6].
(1) Sociedad Geológica de Chile, Chile
(2) Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(3) Terra Ignota - Consultoría en Patrimonio y Geociencias, Chile
(4) Instituto de Ciencias de la Tierra, Universidad Austral de Chile, Valdivia, Chile
(5) Programa de Geoconservación, Seremi de Minería de Aysén, Coyhaique, Chile
(6) Carrera de Geología, Universidad Andrés Bello, Santiago, Chile

La actual condición de vulnerabilidad del patrimonio geológico de Chile se debe, en gran medida, a su desconocimiento por parte de las autoridades y la población, así como a la ausencia de una protección legal y un plan de gestión adecuados para su conservación. El desarrollo de un inventario nacional de geositios constituye la piedra angular de cualquier estrategia de geoconservación para este patrimonio: si queremos conservar los sitios más relevantes para las geociencias en Chile, primero debemos saber cuáles son dichos sitios y dónde se encuentran. En su Programa de Detección y Establecimiento de Geositios, iniciado en 2006, la Sociedad Geológica de Chile (SGCh) ha registrado a la fecha 91 geositios, cuya identificación ha surgido de la comunidad geocientífica, su evaluación realizada por el Grupo de Especialistas en Geopatrimonio y su inclusión en el listado por el Directorio de la Sociedad. No existe certeza sobre si en su estado actual este catastro incluye a los sitios más relevantes para las geociencias en Chile, ni si el conjunto es representativo de los procesos que dan origen a la geodiversidad del territorio. Atendiendo a la necesidad de homogenizar, acelerar y dar más difusión a los procedimientos y avances del inventario, recientemente se creó la Comisión Mixta de Patrimonio Geológico, entre miembros de la SGCh y del Servicio Nacional de Geología y Minería. En este trabajo, proponemos una metodología para el desarrollo sistemático de un inventario nacional, diseñada con base en las recomendaciones de la iniciativa *Global Geosites*, de la Unión Internacional de Ciencias Geológicas, y del análisis de experiencias internacionales en la materia. La propuesta contempla la participación activa de la comunidad geocientífica; primero, revisando y consensuando los contextos geológicos de Chile, y luego, mediante la conformación de grupos de trabajo en torno a éstos. Mediante un método estandarizado, cada grupo buscaría evaluar y catalogar los distintos sitios de interés en su contexto geológico. El inventario final sería conformado atendiendo a criterios de relevancia científica, representatividad y singularidad, a través de la acción de un equipo coordinador, que integre los resultados de los distintos grupos. Esta metodología es una propuesta flexible, que será presentada a la comunidad para su discusión en las mesas abiertas que se desarrollarán durante este congreso. Invitamos a participar a todos los geocientistas interesados en esta iniciativa.

GEOS-3: Geodiversidad, patrimonio geológico y geoconservación

Patrimonio geológico de la comuna de Petorca (32°S – 32°24´S): Análisis de geositios y su contextualización en un modelo de evolución paleogeográfico

Rodrigo Pérez[1,2,3], Luisa Pinto[1], Vladimir Vicencio[3], Sergio Vivanco[3,4], José Benado[5], Denisse De La Fuente[3].
(1) Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(2) Agrupación Geociencias para Políticas Públicas, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(3) ONG Covalente, Chile
(4) Antropología, Facultad de Ciencias Sociales, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(5) Fundación Centro de Estudios de Montaña, Chile

El proyecto de Geoparque Valle de Petorca, en la región de Valparaíso (~32ºS), surge como una solución atractiva a los conflictos socioambientales de la comuna, mediante un producto turístico-educativo en ciencias de la Tierra que impulse la economía local de manera sustentable. A diferencia de algunos geoparques, el producto turístico desarrollado en el Valle de Petorca busca representar la evolución geológica del territorio mediante un recorrido de oeste a este por los distintos geositios.

La conexión entre los geositios requiere la definición de contextos geológicos locales que permitan interpretar los estadios evolutivos del territorio. En la comuna de Petorca, la definición de estos contextos se ha dificultado por la escasa comprensión de la estratigrafía y las fuertes variaciones de facies volcano-sedimentarias de las formaciones cretácicas que afloran en la zona. En este contexto, la caracterización de la estratigrafía y estructuras de la comuna de Petorca, permitiría definir los contextos geológicos locales para la identificación y análisis de geositios más representativos de los distintos eventos que han modelado el relieve desde el Cretácico hasta la actualidad.

Con este objetivo, se confeccionaron 12 columnas estratigráficas y un mapa geológico a escala 1:100.000 en el Valle de Petorca; se definieron unidades estratificadas informales, correlacionadas preliminarmente con las formaciones cretácicas Cerro Morado y Las Chilcas; y se definieron 4 unidades intrusivas informales interpretadas de edad mesozoica y cenozoica. Con estos datos se definieron 4 contextos geológicos locales relacionados a la evolución del arco volcánico en el Valle de Petorca: a) arco volcánico y magmatismo del Cretácico Inferior, representado por los geositios de las Venas del Diablo, la Escalera del Diablo y la Caldera Morro Hediondo, b) series sedimentarias continentales del Cretácico Inferior, representado por los conglomerados rojos de Pedernal, c) arco volcánico del Cretácico Superior, representado por la discordancia angular del Valle del Sobrante, y d) arco volcánico y magmatismo Cenozoico, representado por las rocas intrusivas del geositio Cerro Parado. Adicionalmente, un análisis preliminar de las geoformas del valle permitió definir contextos geomorfológicos recientes que han modelado el relieve, y que se representan en geositios tales como la Quebrada de Castro, el salto de Pedernal y la avalancha de rocas de la Laguna del Sobrante.

GEOS-3: Geodiversidad, patrimonio geológico y geoconservación

Análisis cuantitativo del patrimonio geológico de la comuna de Petorca para el desarrollo de estrategias de gestión y conservación

Rodrigo Pérez[1,2,3], Tomás Martínez[4], Vladimir Vicencio[3], Denisse De La Fuente[3], Luisa Pinto[2], José Benado[5].
(1) Agrupación Geociencias para Políticas Públicas, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(2) Geología, Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(3) ONG Covalente, Chile
(4) Instituto de Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias, Universidad Austral de Chile, Valdivia, Chile
(5) Fundación Centro de Estudios de Montaña, Chile

El Valle de Petorca cuenta con un patrimonio geológico reconocido, cuya estrategia de gestión y conservación se desarrolla gracias a la elaboración de un inventario sistemático del patrimonio a nivel comunal que incluye, entre otras cosas, la definición de su área de conservación. El presente trabajo muestra las metodologías utilizadas en el desarrollo de dicho inventario, que espera ser una línea base para la conservación de la naturaleza, la memoria de la tierra y la identidad de sus habitantes, estableciendo una nueva oportunidad de desarrollo en torno al goce e interpretación de los atractivos naturales y culturales de un territorio que aspira a convertirse en Geoparque.

Basado en la definición de contextos geológicos locales, se han identificado en la zona de estudio 12 sitios relevantes de la geodiversidad con interés científico, didáctico y/o educativo. Utilizando una modificación de la ficha de caracterización propuesta por Martínez (2017), se registraron los principales criterios de uso de estos sitios. Este registro sirvió de insumo para evaluar cuantitativamente cada uno de los sitios de interés mediante una metodología paramétrica (Brilha, 2016) seleccionada por adaptarse más adecuadamente al territorio. En base a los resultados obtenidos, se han evaluado los mejores lugares según el tipo de uso, teniendo siempre en consideración el riesgo de degradación (RD) de estos.

Los resultados evidencian que el Valle de Petorca posee una geodiversidad representativa de la evolución del arco volcánico desde el cretácico inferior y procesos geomorfológicos recientes que han modelado el territorio, lo que se refleja en sus exponentes de relevancia comunal como la Escalera del Diablo. El análisis cuantitativo del potencial de uso muestra que algunos sitios carecen de un valor escénico destacado, pero dado que su valor educativo es de relevancia para comprender cómo se formó el paisaje de la comuna, es posible gestionar su uso para el desarrollo de un producto turístico-interpretativo. Por otra parte, el análisis del RD de los sitios refleja que la mayoría se ubica en zonas remotas sin mayor tránsito ni actividades industriales, por lo que su vulnerabilidad es baja. No obstante, algunos de los sitios de mayor relevancia se encuentran amenazados por proyectos agrícolas, mineros o hídricos. Una figura legal que reconozca el patrimonio geológico como un elemento más dentro del ordenamiento territorial, ayudaría sustancialmente a disminuir dichas amenazas.

GEOS-3: Geodiversidad, patrimonio geológico y geoconservación

Caracterización geológica y patrimonial de los distritos mineros auríferos históricos del Valle del Huasco, Vallenar, Región de Atacama, Chile

Sebastian Pérez[1], Miguel Tapia[1], Nicoll Castillo[1].
(1) Departamento de Geología, Facultad de Ingeniería, Universidad de Atacama, Copiapó, Chile

1. Introducción El Valle del Huasco se ubica al sur de la región de Atacama. Presenta una larga historia la cual se encuentra ligada principalmente a la minería. La región y en general todo el Valle del Huasco presentaron el mayor auge minero desde la mitad del siglo XVIII hasta finales del siglo XX, donde se trabajaron distintos yacimientos mineralizados de cobre, oro y plata (Méndez, 2004). Este auge en el crecimiento económico de este sector de la región, estaba estrechamente relacionado por la conexión privilegiada con el océano Pacífico, el cual fue el principal nexo para la exportación de metales hacia el extranjero (Méndez, 2004). Según Egaña & Montero (2000), en esa época existían 9 minas de oro, 3 de plata y 30 de cobre, las cuales contaban con 11 trapiches de molienda de oro-plata y 9 fundiciones de cobre. Hoy en día la totalidad de estos distritos mineros se encuentran despoblados y sólo quedan restos de lo que fue en su momento, parte de la gran industria minera del país. Ante la falta de información sobre aspectos geológicos de estos sectores se ha decidido desarrollar un estudio de detalle de todos los aspectos técnicos que pudiesen influir en la caracterización de los distintos yacimientos, considerando no sólo la geología básica del sector, sino también los restos antropológicos y patrimoniales. 2. Ubicación y accesos El área de estudio de Capote se encuentra a unos 25 kilómetros al NE de Freirina. El área de estudio de Santa María y Santa Ana se encuentra a unos 43 kilómetros al NE de Vallenar; y el área de estudio de Pastos Largos se encuentra a unos 8 kilómetros al NW de Domeyko (Fig. 1A). 3. Geología 3.1. Capote En el sector Capote se observa una cuarzodiorita melanocrática de color gris con textura fanerítica. La biotita es su mineral máfico predominante. Esta unidad se ve afectada por alteración clorítica, que afecta exclusivamente a los minerales máficos de la roca; y alteración supérgena con jarosita, hematita y goethita. Respecto a la mineralización, se reconoce seis vetas de cuarzo verticales a subverticales, de espesor variable que van desde escasos milímetros a metros en algunos sectores. Cuatro de ellas mantean en dirección NW y las dos restantes con rumbo NE. En las inmediaciones de la planta de chancado, se pueden reconocer la mena de cuarzo aurífero, con calcopirita y pirita. En superficie se reconoce presencia de crisocola relacionada genéticamente a las vetas de cuarzo. 3.2. Santa María y Santa Ana En el sector se observa una granodiorita mesocrática con textura fanerítica, holocristalina, equigranular con cristales subhedrales a anhedrales e hipidiomórficos. Esta unidad presenta alteración supérgena con jarosita, hematita y goethita, intensa a moderada, localizada principalmente en las inmediaciones de las zonas mineralizadas. En la zona de estudio se observa una serie de vetas de cuarzo, que albergan la mineralización aurífera, con rumbo NW y manteos subverticales, de espesor centimétrico. Se reconoce, además, mineralización de cobre principalmente crisocola, y sulfuros diseminados, principalmente calcopirita. Se distingue que las vetas de cuarzo han sido de interés primordial para la explotación de manera artesanal. 3.3. Pastos Largos En el área de estudio se encuentran tres unidades: una cuarzodiorita mesocrática, un hornfels de biotita y una brecha hidrotermal con cuarzo-sericita. La primera corresponde a una roca intrusiva de textura fanerítica, holocristalina, equigranular con cristales subhedrales a anhedrales e hipidiomórficos. La segunda, corresponde a una roca andesita metamorfoseada de color negro, con alteración actinolita ± granate y alteración cuarzo-sericita. En la zona de estudio se observan cinco vetas de cuarzo-calcita que albergan la mineralización aurífera, con rumbo NW y manteos subverticales, de espesor centimétrico. Estas vetas están relacionadas espacial y genéticamente a la brecha hidrotermal. Se reconoce mineralización de cobre principalmente crisocola y sulfuros diseminados, principalmente calcopirita. Al oeste de las vetas se observan vetillas y cúmulos de magnetita masiva cortando la cuarzodiorita y el hornfels. 4. Patrimonio 4.1. Capote Según Álvarez et al. (2016), la historia de este distrito se remonta al año 1700, donde un minero copiapino de apellido Robles descubrió estas riquezas, iniciándose desde ese momento, una gran explotación que permitió la llegada de personas que buscaban un mejor desarrollo en nuevos horizontes. Este distrito minero estaba compuesto de varias minas y con el correr de los años la "Ofir" fue la principal, llegando a tener 150 m de profundidad. Los trabajos se realizaban con "apires", los que extraían el mineral sobre sus espaldas con capachos fabricados de cuero, lo que hacía la explotación relativamente lenta y sacrificada. Sin embargo, la producción de Capote llegó a tal grado que el metal era suficiente para acuñar la mayor parte de las monedas de oro que circulaban en Chile. No fue hasta el año 1932 donde don Roberto Callejas y Homero Callejas los "viejos capotinos" impulsaron el crecimiento de este distrito dotándolo de modernas instalaciones y fue aquí donde se alcanzó el mayor auge de personal, 800 obreros y 60 empleados, que al considerar a las familias estamos hablando de más de 1.500 personas habitando el distrito. Hoy en día sólo quedan rastros de lo que en su momento fue la industria en Capote, al explorar el área no se logran observar las casas donde habitaban las más de 1.500 personas. Actualmente se logran divisar edificaciones donde realizaban la cianuración, como: una base para un chancador de un diámetro aproximado de 3 m y varios espezadores de concentrado. También se logra apreciar una serie de estructuras destinadas al personal, tales como, una oficina de gerencia (inferido por la envergadura y ubicación de esta) y 6 oficinas secundarias. Además, en el distrito se ha encontrado una animita que correspondería al último pirquinero que trabajó Capote y murió por desprendimiento de planchones al interior de un laboreo. Todas éstas han sido afectadas por el tiempo, ya que la mayoría no cuenta con el techo

debido al material de construcción utilizado para ello y por el ser humano que ha rayado completamente las edificaciones causando un daño irreparable al patrimonio (Fig. 1B). 4.2. Pastos Largos Según Álvarez et al. (2016), la historia del mineral de Pastos Largos se remonta a 1802, donde se encontraban indicios que ya se habían trabajado en el siglo anterior. Las vetas eran muy gruesas y ricas en metal con un promedio de 20 gramos por tonelada. Pastos Largos tenía una población de 1.000 habitantes y contaba con una planta, laboratorio químico, campos deportivos. En otro sector de este distrito se encontraban majadas las cuales abastecieron de alimento y leche a todos los pobladores de la época. Hacia 1937 cuando se construyó un estanque de cemento para el almacenamiento de agua y distribución a los pobladores, ya se notaba el descenso de pobladores debido a la búsqueda de nuevos horizontes con mayor estabilidad económica. Hoy en día no queda registro de las instalaciones operacionales del distrito y menos de las edificaciones de los habitantes, lo que sí se logra observar son 2 tipos de edificaciones, las primeras son de 2 m de largo x 1.5 m de ancho y 0.5 m de alto construidas a base de las rocas aledañas al sector, que supone fueron casas de los pirquineros que resistieron hasta el último momento, las segundas de mayor largo, construidas con el mismo tipo de roca y presentan la particularidad de tener divisiones al interior de esta, lo que supone que hasta el último vivieron familias completas resistiendo a las bajas leyes y al precio del metal. También se encontró en el lugar una loza cementada que estaba inmersa bajo la superficie con dimensiones aproximadas 6 m x 3 m x 2.5 m, la cual podría coincidir con el estanque de cemento que utilizaron para el abastecimiento de agua a la población. Por otra parte, existe un equipo de izaje de mineral, el cual está construido a base de soportes de madera y revestimiento de cemento en las paredes del perímetro para evitar la caída de rocas hacia el interior provocando daño y/o la muerte de los trabajadores (Fig. 1C). 4.3. Santa María y Santa Ana Según Álvarez et al. (2016), estas dos minas corresponden al Mineral el Jote. Su historia se remonta hacia 1937 donde todas las minas de este mineral se encontraban en producción. Una característica importante es que tenían un acceso privilegiado al agua, ya que, esta se encontraba en la quebrada Las Cañas a unos 10-20 m de profundidad. Por otra parte, fue un distrito muy importante donde las leyes promediaban los 100 gr/ton de oro cianurable. Hoy en día no quedan rastros de las instalaciones mencionadas anteriormente, sólo se logran observar 4 hitos patrimoniales. El primero corresponde a edificaciones de medidas aproximadas 2 m de largo x 1.5 m de ancho y 0.5 m de alto construidas a base de las rocas aledañas, las cuales servían para pernoctar. El segundo corresponde a un camino pirquineado, estabilizado con rocas en su base y evidentemente servía para que la carreta donde transportaban el mineral llegara al lugar de carga. El tercero los soportes de madera con el cual estabilizaban las paredes del laboreo que albergaba la mineralización aurífera y por último un horno de dimensiones 1 m x 1 m x 0.4 m, donde quedan rastros de fundición directa de óxidos de cobre debido a la alta concentración de éstos (Fig. 1D). 5. Discusión Geológicamente el escenario litológico es similar en todos los distritos, donde se logra apreciar una secuencia de andesitas las cuales son metamorfizadas por la intrusión de dioritas y granodioritas. Esto en conjunto con una serie de estructuras y fluidos mineralizadores, han permitido el emplazamiento de la mineralización aurífera en todos los distritos de forma vetiforme, con espesores que van desde milímetros a metros, y con un buzamiento subvertical a vertical. Patrimonialmente el Distrito Capote es el más rico en información y estructuras. Se logran observar los restos de las edificaciones construidas durante el proceso de industrialización, donde se destacan el soporte de un chancador principal, espezadores, oficinas, etc. Por su parte, Pastos Largos destaca con edificaciones de rocas construidas por los pirquineros para pernoctar, una loza construida de cemento y un equipo de izaje de carga desde las profundidades de los laboreos. Por último, Santa María y Santa Ana, destacan con edificaciones similares a las del distrito Pastos Largos y además un camino pircado, construido para la carga y transporte de mineral mediante carretas. El tiempo y el ser humano han sido un enemigo para el patrimonio; el primero afectó principalmente a las edificaciones donde habitaba la población, ya que en ningún distrito se lograron encontrar, siendo que en la mayoría de los depósitos habitaron más de 1.000 personas; y el segundo que por desconocimiento, arranca, destruye y raya, provocando un daño irreparable al patrimonio Esto es particularmente notorio en el distrito Capote donde la gente que visita año a año el sector, deja una especie de "recuerdo" de su estadía sin considerar que lo que está provocando no tendrá remedio alguno. Referencias Álvarez, P.; Tapia, A.; Álvarez, O. 2016. Rastros de la Minería en el Huasco, 1° edición, Ediciones Mediodía en Punto, 160 p., Chile. Egaña, J., & Montero, G. F. 2000. Minería y metalurgia colonial en el Reyno de Chile: una visión a través del informe de don Juan Egaña al Real Tribunal de Minería en 1803. AGD Impr. Méndez, L., 2004, La exportación minera en Chile 1800-1840: Un estudio de historia económica y social en la transición de la Colonia a la República, 1° edición, Editorial Universitaria, p. 113-119.

GEOS-3: Geodiversidad, patrimonio geológico y geoconservación

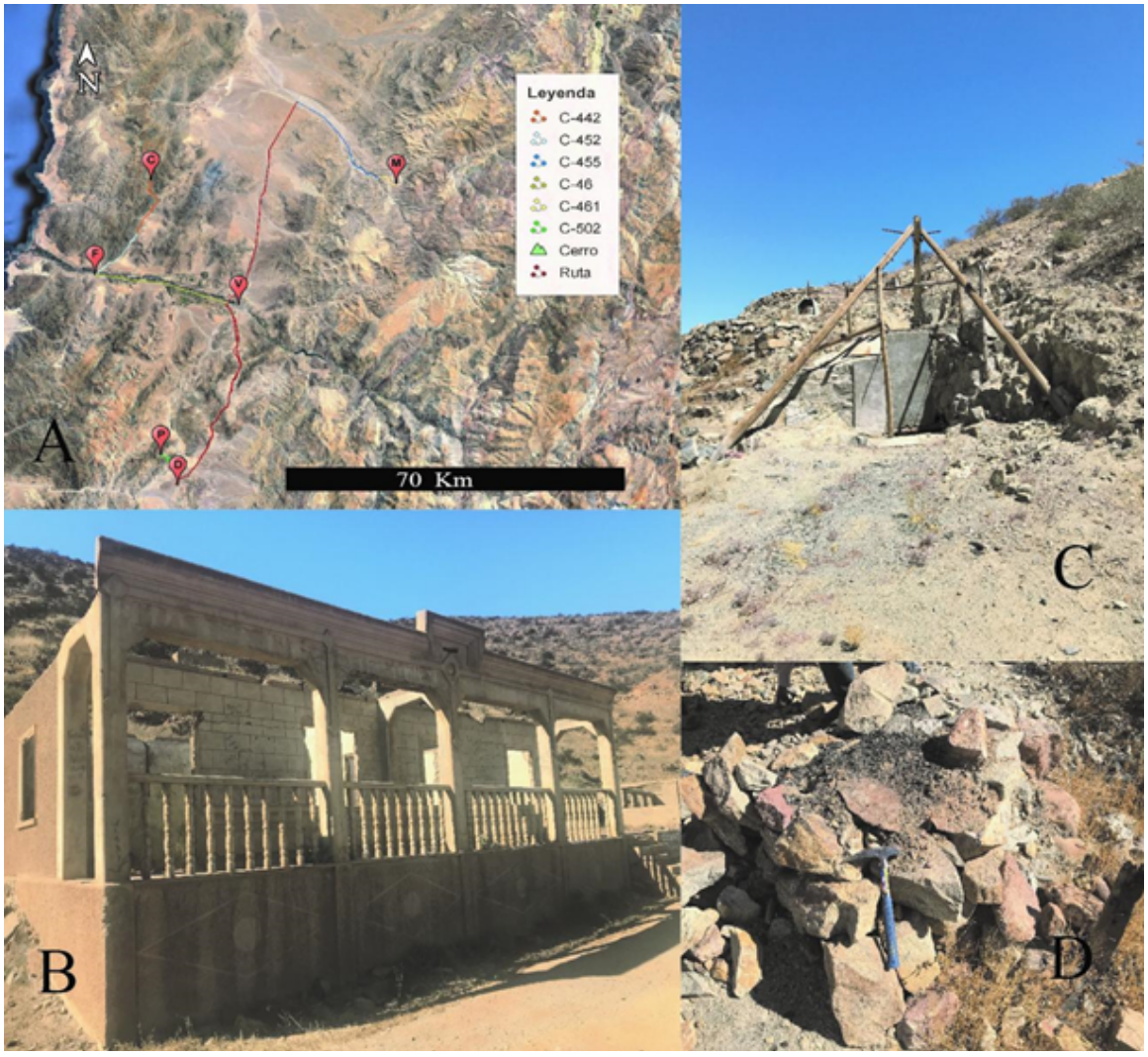


Figura 1: A) Accesos a las áreas descritas anteriormente con sus respectivas rutas. Simbología: D: Domeyko; P: Pastos Largos; V: Vallenar; F: Freirina; C: Capote; M: Santa María y Santa Ana. [Obtenida del software Google Earth]. B) Instalación correspondiente a Capote, donde se puede apreciar su envergadura y diseño, además de los rayados por personas que visitan el sector. C) Base de izaje encontrada en Pastos Largos por donde subían el mineral extraído en las profundidades. D) Horno de fundición en Santa María y Santa Ana donde se pueden apreciar restos de la quema de minerales oxidados de cobre.

GEOS-3: Geodiversidad, patrimonio geológico y geoconservación

Geopatrimonio y Minería del Hierro en el Valle del Huasco, Región de Atacama, Chile

Felipe Andres Pizarro[1], Miguel Tapia[1], Nicoll Castillo[1].
(1) Departamento de Geología, Facultad de Ingeniería , Universidad de Atacama, Copiapó, Chile

1 Introducción Hasta fines del siglo XIX, en Chile solamente se explotaban pequeñas vetas de mineral de hierro, principalmente en regiones donde existían fundiciones de plata (Millán, 1999). Es en el siglo XX donde comienza a tomar mayor importancia los fenómenos productivos, integrando además la economía del país, dando lugar a querer desarrollar la industria siderúrgica, para lo cual era esencial iniciar la explotación de los yacimientos de hierro. En 1887 se realizó la primera inversión en minería del hierro en Chile, impulsadas por el presidente de la Sociedad de Fomento Fabril Ramón Barros Luco y el Ministro de Industria y Obras Públicas, Pedro Montt (Millán, 1999) En la Región de Atacama, se concentran gran parte de los yacimientos de hierro (Figura 1a) que han sido importantes en el desarrollo económico y social de esta zona, y que mantienen una historia local y nacional que con el tiempo se ha perdido y que se busca recuperar y mantener dentro de nuestra cultura. Como parte de los yacimientos de Hierro más grandes en el valle del Huasco se encuentran El Algarrobo, Sositas y Huantemé, que mantienen un potencial histórico y patrimonial para la cultura de nuestro país. Actualmente, existe una desvalorización de estos yacimientos, ya que solamente se miran como "una mina antigua", pero no como un potencial turístico o cultural. En este contexto este trabajo busca recopilar la información e historia de estos sectores, los testimonios vivos de personas que vivieron o trabajaron en los yacimientos, y lograr mantener estos patrimonios que aun marcan un antes y un después en el Valle del Huasco. Desde ese punto de vista este proyecto busca también potenciar el rol pedagógico de los estudiantes de geología, entregando a la comunidad las herramientas y conocimientos para entender el por qué y el cómo se dieron estos yacimientos y la importancia de los trabajos realizados. 2 Marco geológico Una de las regiones más estudiadas y con énfasis en mineralización de hierro en Chile, es la Región de Atacama y su provincia metalogénica ubicada en la Cordillera de la Costa. Las rocas mesozoicas han sido interpretadas como parte de un sistema de arco magmático-cuenca de trasarco, de orientación norte-sur, desarrollado durante el Jurásico-Cretácico inferior; y hospedan la mayor parte de los yacimientos metalíferos de la Región (Vivallo et al., 2009). Durante el Cretácico inferior (130-98 Ma) ocurrió el evento metalogénico más importante, en donde se formaron la mayor parte de los yacimientos de Hierro como Cerro Negro Norte, Cerro Imán, Los Colorados, Boquerón Chañar y El Algarrobo (Vivallo et al., 2009). 3 Historia de la minería del Hierro El conocimiento de los yacimientos de hierro en nuestro país, data del periodo prehispánico. Corresponden a afloramientos de magnetita que fueron explotados por los habitantes de las regiones de Atacama y Coquimbo. El primer hito en el desarrollo de la industria nacional del hierro tiene lugar en 1886; Jorge Porter pide a la Sociedad de Fomento Fabril su patrocinio realizando una solicitud al gobierno de la época, la cual fue analizada por uno de los consejeros de la Sociedad de Fomento Fabril, el señor Aurelio Lastarria (Millán, 1999). En 1913, Juan Brüggen publicó una descripción de los yacimientos de Hierro comprendidos entre el río Huasco y Elqui, identificando formaciones triásicas, jurásicas, cretácicas y terciarias, concluyendo que la existencia de un cuerpo intrusivo diorítico sería posterior a las formaciones volcánicas y sedimentarias cretácicas, alejando la tesis del origen sedimentario marino para el hierro chileno. Entre 1918 y 1919, el ingeniero en minas alemán C. Liinnemamm, realizó un estudio acerca de los yacimientos de hierro situados entre Huasco y el límite sur de la Región de Atacama, cuyo resultado fue publicado en 1921 (Sagredo, 2012). En 1952 nació la Compañía Minera Santa Bárbara, recibiendo la producción de 15 yacimientos, entre ellos estaba Sositas (cuya producción se procesaba en la Planta de Huantemé), Chañar Quemado, Cañuelas, San Carlos, Divisoria, Cristales y otros que explotaban la Cía. Minera Confar, Federico Ungar, Cía. Minera Aconcagua, Cominex (En la Botón de Oro), Daniel Farkas, Ladislao Darvasi y Jorge Kemeny Letay (Millán, 1999). 4 Patrimonio Geológico En el Valle del Huasco, en las cercanías de la ciudad de Vallenar, se encuentran tres yacimientos de Hierro con aspectos geológicos de interés, de tipo mineralógico, estructural, entre algunos. Además, algunos sectores presentan aún la viva imagen de los asentamientos de aquellos que trabajaron este mineral en la zona, como lo es en el sector de Huantemé. Estos lugares mantienen un valor histórico patrimonial de mucha importancia para la comunidad del Valle, además de la importancia económica-social que tuvieron los yacimientos de Sosita, Huantemé y El Algarrobo. 4.1 Mineral de Hierro de "El Algarrobo" Las minas de "El Algarrobo" fueron manifestadas en el año 1904 por Armand y Carbonel (Peña i Lillo, 1928). En 1955, J. Muñoz Cristi y H. Danus hicieron para la CAP un informe, en donde estimaron una reserva de 45 M Tons con ley media de 60% Fe. La evaluación se basó en reconocimientos que sumaban 6.648 m de sondajes, 2.237 m de galerías y 7.737 m de zanjas hechas entre los años 1928 y 1933 (Millán, 1999). Entre los años 1961 y 1998, tuvo lugar la explotación intensiva de El Algarrobo llegando a un total de 166 M tons de mineral explotado (Millán, 1999). Esta gran producción por parte de CAP, permitió la formación de un "Fondo de Desarrollo Siderúrgico" ayudando con las ampliaciones de Huachipato, manteniendo una economía autónoma, colaborando también en el Museo de Arte Contemporáneo y el Museo de Bellas Artes (Echenique c. & Rodriguez G., 1990). Además, en el Valle del Huasco, se diseñó y construyó una vía de ferrocarril de 48 km entre El Algarrobo y Maitencillo, 8 km de vía ferroviaria entre Huasco Bajo y Guacolda, también se hicieron las primeras 300 casas en Quinta Valle y Quinta Bernabé en Vallenar, junto con una población de 40 casas en Huasco. En el sector actualmente, se pueden observar dos rajos importantes que fueron explotados correspondientes al Distrito "El Algarrobo", en donde la mineralización principal es la



GEOS-3: Geodiversidad, patrimonio geológico y geoconservación

magnetita, presentando en ciertas áreas algún grado de oxidación supérgena, quedando expuesta la hematita y martita. Además, "El Algarrobo" se encuentra emplazado en el sistema estructural de la Falla de Atacama, teniendo una estructura principal N-S y otras oblicuas características de un sistema de Riedel. 4.2 Mineral de Hierro de "Huantemé" La minera Santa Bárbara inició la explotación del yacimiento Huentemé en 1953, este yacimiento se sitúa al norte del Valle del Huasco a 12 Kilómetros de la estación Maitencillo, dentro del tramo Ferroviario Vallenar – Huasco, a sólo 38 Kilómetros del puerto de Huasco. Huantemé era un yacimiento con leyes de un 66% de Fe y se estimaban reservas del orden de 5 M tons, convirtiéndose en una de las minas más importantes (Millán, 1999). Hacia 1953, la explotación se realizaba con una dotación de 500 personas que chancaban el hierro manualmente y producían 25.000 toneladas mensuales. Luego del proceso de harneo, las colpas eran trasportadas en camiones a Huasco, donde, usando el muelle de madera existente, se hicieron embarques en lanchones remolcados desde 1953 a 1955. En cuanto a la geología de campo, se observa una gran zona de falla NS que pone en contacto rocas volcánicas al E y tonalita al W. Se reconoce, además alteración supérgena con jarosita y hematita. Esta zona de falla presenta cuerpos masivos de magnetita, los cuales se observan en varios sectores del rajo, y tiene estructuralmente una orientación N-S. En el contexto patrimonial, se mantienen *in situ* lo que fue el campamento de "Huantemé" (Figura 1c), donde vivieron los trabajadores de este yacimiento, manteniendo parte de la historia, las construcciones, ubicaciones de éstas, ayudando a reconstruir lo que fue la realidad social de la época. 4.3 Mineral de Hierro de "Sositas" El yacimiento de hierro de Sositas, se encuentra ubicado en la ladera poniente del Cerro Sositas, a 38 kilómetros al NE de la ciudad de Vallenar, Provincia del Huasco. En el sector existe un potencial geológico para el estudio y aprendizaje científico, además de incorporar la historia que pueda existir de este yacimiento, el cual se encuentra vinculado con el yacimiento de Huantemé, ya que todo mineral extraido de este sector, era llevado a la planta en Huantemé. En el rajo que actualmente se mantiene estable, se puede diferenciar una brecha con clastos andesiticos y bioclastos con cemento calcáreo, en contacto con la zona de falla N-S y otras menores N-W y a su vez, la brecha es cortada por una microdiorita. La mineralización es magnetita masiva (Figura 1d) que se observan en varias zonas del rajo. Otros minerales observables son la actinolita, clorita, apatito. En cuanto a al turismo patrimonial minero, el rajo del mineral de Sositas mantiene un potencial importante para la participación activa de la comunidad en la minería del Valle, sus estructuras, petrografía y características geológicas que ayudan para el aprendizaje y entendimiento de las ciencias de una forma relevante y accesible. 5 Discusión y conclusiones Existe un potencial minero patrimonial para el uso y organización de los distritos que se abarcan en este trabajo, ya que existe una historia geológica y también social, que ayuda a la reconstrucción de lo que fue en su tiempo la minería del Hierro en el Valle del Huasco. Hoy en día existe un descuido social, cultural, histórico e incluso ambiental de los campamentos y sectores mineros antiguos, desaprovechando los recursos que estos entregan para el aprendizaje y metodologías de enseñanza aplicados en la actualidad. Claramente el material recopilado nos muestra una mineralogía característica de los yacimientos de hierro asociados a estructuras geológicas que en su tiempo propiciaron el emplazamiento de los cuerpos minerales. Estos conceptos, además de ser estudiados de manera teórica, podrían ser utilizados de una forma interactiva reutilizando los ex-yacimientos "museísticamente" o como un "parque minero interactivo" en donde la comunidad tenga una participación directa en el aprendizaje involucrando tanto el paisaje geológico como la cultura minera que sustenta a cada uno de estos distritos mineros. Existe la inquietud de llegar a la conservación de estos geositios, generando un plan regulador que permita administrar y reutilizar estos espacios con el fin de culturizar y generar un ambiente de difusión científico y patrimonial en la comunidad del Valle del Huasco y sus alrededores. 6 Agradecimientos Agradezco al proyecto FIC "geoturismo en el Valle del Huasco. Un aporte de las geociencias al desarrollo y crecimiento del turismo tradicional", en donde se me ha permitido trabajar haciendo posible la investigación científica, recibiendo además el apoyo de mis académicos profesor Miguel Tapia y profesora Nicoll Castillo, académicos del departamento de Geología de la Universidad de Atacama, quienes están constantemente apoyándome en este proceso. Agradecer también a la organización del XV Congreso Geológico Chileno por abrir el espacio para tratar los temas relacionados con el geoturismo y geopatrimonio de nuestro país. Dar las gracias a mi casa de estudios, Universidad de Atacama por las gestiones y apoyo, facilitando dependencias para análisis y trabajo en gabinete. Finalmente, agradezco a Don Luis Valenzuela, quien me facilitó bibliografía para lograr documentarme sobre la historia de la minería del Hierro en Chile. Referencias CAP. (2000). CAP S.A. Obtenido de CAP S.A: http://www.infoacero.cl/acero/yacimientos.htm Echenique c., A., & Rodriguez G., C. (1990). Historia de la Compaiiia de Acero del Pacifico S.A Huachipato: Consolidación del proceso siderurgico chileno. Santiago de Chile: OGRAMA S.A. Millán, A. (1999). Historia de la Minería Del Hierro en Chile. Santiago de Chile: Editorial Universitaria. Ruiz, C. (1967). Discusión sobre el origen de los yacimientos de Hierro. REVISTA MINERALES, 9-22. Sagredo B, R. (2012). La Industria del Hierro en Chile, Carlos Vattier. Santiago de Chile: Camara Chilena de la Construcción. Vivallo, W., Díaz, A., & Jorquera, R. (2009). Provincias Metalogénicas en la Región de Atacama, Chile. XII Congreso Geológico Chileno.Santiago.

GEOS-3: Geodiversidad, patrimonio geológico y geoconservación

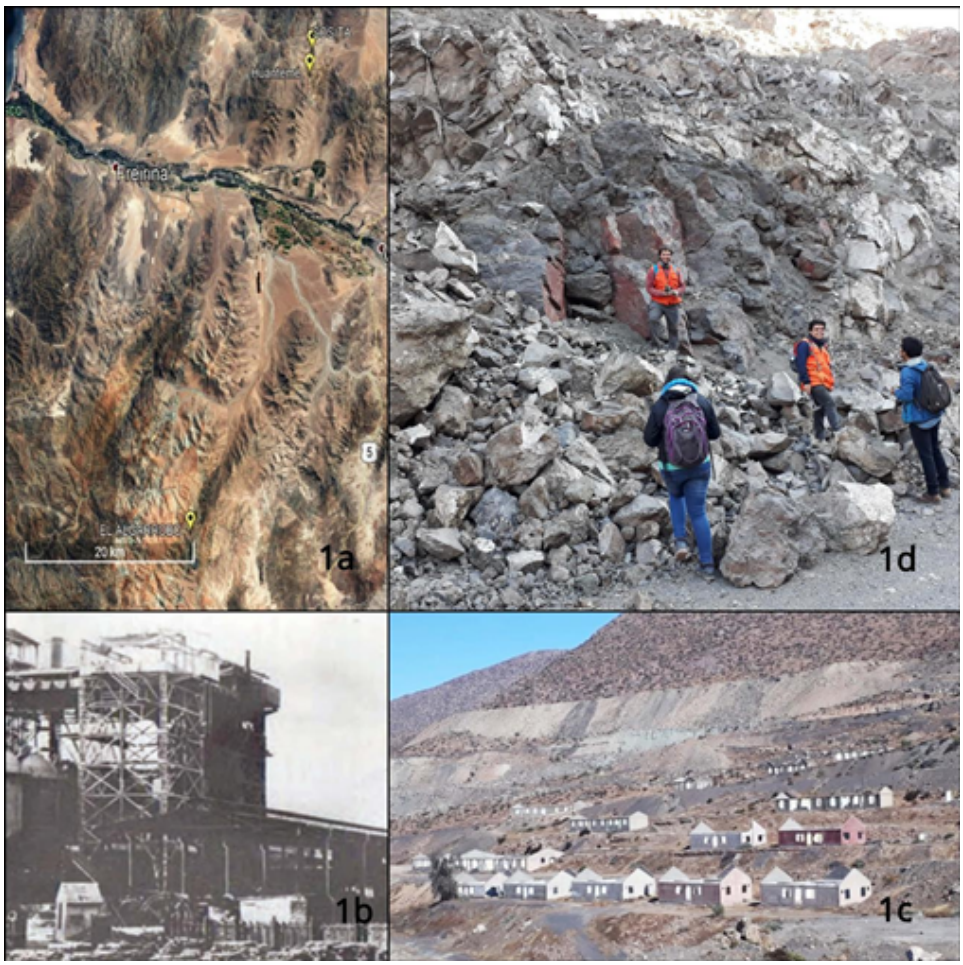


Figura 1a. Imagen con ubicación de los yacimientos de hierro presentados en este trabajo. Imagen tomada de Software Google Earth. 1b. Los altos hornos de Corral en 1932, construidos según el modelo tecnológico imperante a comienzos del siglo XX por capitales franceses aportados por la Sociedad Hauts Fourneaux, Forges Et Acieries du Chili. Fuente: INSAT Diario. Blog del Instituto INSAT. (Sagredo B, 2012). 1c. Casas antiguas correspondientes al campamento de trabajadores del yacimiento de Hierro de Huantemé. (Fotografía: Felipe Pizarro). 1d. En el centro de la foto, de color más oscuro se puede observar magnetita masiva en una brecha con clastos andesiticos. (Fotografía: Felipe Pizarro)

GEOS-3: Geodiversidad, patrimonio geológico y geoconservación

Programa de geoconservación de la SEREMI de Minería de la Región de Aysén: Propuesta de categorías geológicas temáticas

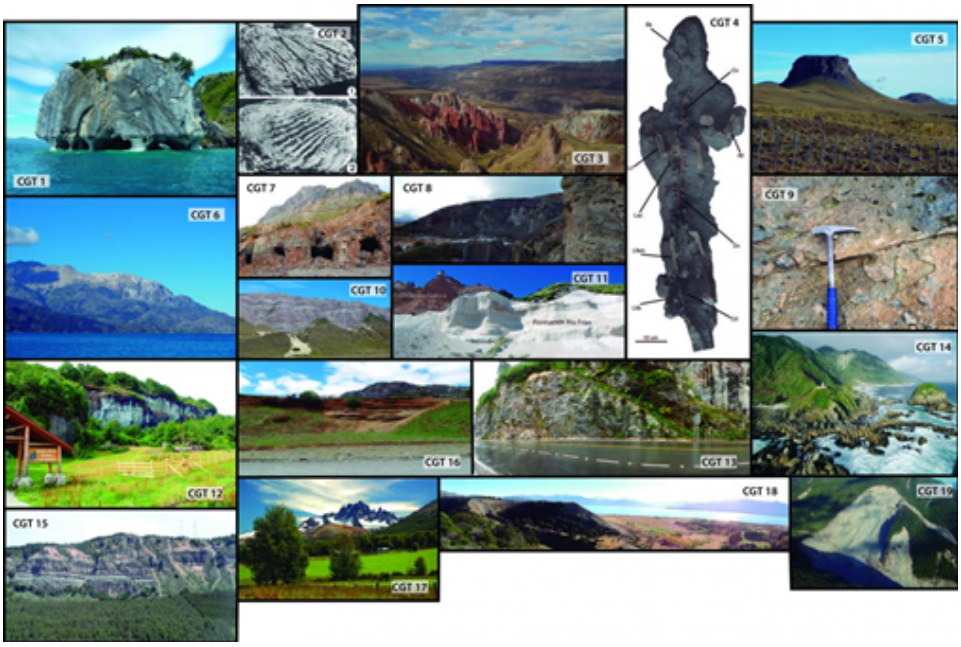
Paulo Quezada[1], Jose Benado[1], Felipe Andrade[1], David Quiroz[2].
(1) Secretaría Regional Ministerial de Minería de la Región de Aysén, Chile
(2) Servicio Nacional de Geología y Minería, Oficina Técnica Puerto Varas, Chile

INTRODUCCIÓN El Programa "Transferencia para una Estrategia de Gestión de Patrimonio Geológico de la Región de Aysén" es una iniciativa financiada por el Gobierno Regional de Aysén a través del Fondo Nacional de Desarrollo Regional, la cual busca mejorar la gestión del patrimonio geológico regional mediante la creación de un inventario de geositios de la región de Aysén, acción que se acopla con otras medidas relacionadas con la protección, divulgación y puesta en valor de determinados sitios/elementos. Dada la gran extensión espacial de la región de Aysén, y con el fin de asegurar que toda la diversidad e historia geológica de la zona esté representada en el inventario de geositios, se ha generado una propuesta de Categorías Geológicas Temáticas (CGT's) para dicho territorio. El hecho de incorporar las CGT's como marco teórico al momento de la selección de los geositios del inventario, y no la elección aislada de estos lugares/elementos: i) provee de una estructura para comparar el valor de los Lugares de Interés Geológico (LIG's) dentro de una CGT, y por tanto, seleccionar los geositios de ésta; ii) asegura que los diferentes tópicos de las ciencias de la Tierra reciban la misma consideración; iii) permite comparar de forma más objetiva los valores de geositios de diferentes zonas de estudio (por ejemplo geositios de diferentes países). ANTECEDENTES Según Lima *et al*. (2010), los métodos que se han usado para definir las CGT se pueden agrupar en 3 tendencias principales: i) basado en dominios o áreas de la geología, como son la paleontología, geomorfología, etc.; ii) basado en la escala de tiempo geológico, por ejemplo Carbonífero, Jurásico Inferior, etc.; iii) basado en contextos geológicos o geográficos nacionales/regionales, como por ejemplo la cuenca de Paraná en Brasil o la cuenca del Tajo – Mancha en España. Es importante mencionar que cualquiera sea el método utilizado para definir las CGT's, estas deben contar con la participación y consenso de la comunidad geocientista (Brilha, 2015). A nivel nacional, y siguiendo los lineamientos del proyecto *Global Geosite*, Mourgues *et al*. (2012) formularon una propuesta de 22 CGT para el inventario de geositios liderado por la Sociedad Geológica de Chile (SGCh). Si bien este es un paso importante, ya que es un aporte hacia la caracterización del geopatrimonio nacional, dicha propuesta aún no ha sido validada por la comunidad geocientífica. METODOLOGÍA El primer paso para poder definir las CGT's consistió en realizar una detallada revisión de la bibliografía geológica disponible, siendo las cartas geológicas generadas por el Servicio Nacional de Geología y Minería, los principales documentos consultados (De la Cruz *et al*. 2003; De la Cruz *et al.* 2004; De la Cruz y Suárez, 2006; Suárez *et al,* 2007; De la Cruz y Suárez, 2008; Quiroz y Belmar, 2010; Quiroz y Bruce, 2010; De la Cruz y Cortés, 2011). Así se logró generar una compilación de las principales unidades geológicas de la región de Aysén, siendo identificados además los contextos tectónicos a los cuales dichas unidades se circunscriben. De la revisión de experiencias, y criterios utilizados, por paises que han definido sus CGT›s (e.g., Ellis, 2008; Pereira *et al*. 2012), se decide relevar la importancia del criterio que señala que las CGT "*permiten comparar de forma más objetiva los valores de geositios de diferentes zona de estudio*". Dicho esto, se opta por una definición de CGT's que sea una mezcla entre los criterios ii) y iii) de Lima *et al*. (2010). Dicho lo anterior, y con el fin de que toda la historia geológica de la región estuviese representada en las CGT's, se agruparon las unidades geológicas según los siguientes criterios, enumerados según su orden relativo de importancia: i) enmarcarse en un contexto o proceso geotectónico común; ii) presentar una génesis (por ejemplo ambiente depositacional, naturaleza geológica, etc.) común; iii) presentar una edad similar; iv) presentar el mismo tipo asociaciones litológicas; v) presentar una coherencia en su distribución espacial (por ejemplo en zonas morfo-estructurales o áreas acotadas). RESULTADOS Se propone un total de 19 Categorías Geológicas Temáticas para el territorio de la región de Aysén, siendo estas: CGT 1. *Complejos metamórficos del Paleozoico*: compuesto principalmente por rocas metamórficas polideformadas, las cuales conforman el basamento del sector oriental de la región de Aysén. Se incluyen las rocas pertenecientes a los complejos metamórficos de los Andes Principales y Andino Oriental. CGT 2. *Complejos acrecionarios del Mesozoico*: compuesto por rocas metamórficas que constituyen el basamento de la zona occidental de la región de Aysén (zona de archipiélagos). Incluye las rocas del Complejo Metamórfico de Chonos. CGT 3. *Secuencias volcánicas del Jurásico Superior*: comprende los productos volcánicos coherentes con procesos de subducción en un contexto geotectónico de tipo extensional. Incluye el registro de la Formación Ibáñez y sus equivalentes. CGT 4. *Registro de la Cuenca Austral*: comprende las rocas y fósiles que dan cuenta del ciclo de transgresión - regresión marina ocurridos en el tras arco, durante el Titoniano al Aptiano inferior. Incluye el registro de las formaciones Toqui, Katterfeld y Apeleg. CGT 5. *Complejos volcánicos del Cretácico*: comprende los registros volcánicos y subvolcánicos emplazados principalmente en una posición de retroarco, durante el Cretácico medio a tardío. Incluye las unidades Complejo Volcánico Baño Nuevo, Formación Divisadero, Formación El Toro, entre otras. CGT 6. *Unidades batolíticas y complejos plutónicos del Mesozoico*: contiene las rocas de los batolitos Norpatagónico y Surpatagónico, además de cuerpos intrusivos menores, emplazados desde el Jurásico al Cretácico Superior. CGT 7. *Franjas Metalogénicas de Aysén*: comprende el registro geológico de las zonas mineralizadas y/o con alteración hidrotermal, asociadas a las 4 franjas metalogénicas presentes en la región (Jurásico Superior, Cretácico Inferior, Cretácico Superior y Mioceno). Incluye el horizonte mineralizado de la

GEOS-3: Geodiversidad, patrimonio geológico y geoconservación

Formación Toqui en el distrito minero homónimo, Domos Cerro Bayo, entre otras. CGT 8. *Sucesiones sedimentarias continentales del Paleógeno*: contiene el registro geológico, tanto rocas como fósiles, depositado en ambientes principalmente fluviales, desarrollados durante el Paleógeno. Incluye las Formación Ligorio Márquez, Formación San José, entre otras. CGT 9. *Magmatismo Paleógeno asociado a extensión*: comprende los cuerpos volcánicos y/o subvolcánicos coherentes con un periodo extensional, el cual estaría posiblemente relacionado con la migración del Punto Triple Aluk - Farallón durante el Paleógeno temprano. Incluye las unidades Basaltos Balmaceda, Basaltos Inferiores de la Meseta de Chile Chico, entre otras. CGT 10. *Cuenca relicta de Cosmelli*: comprende el registro sedimentario (rocas y fósiles) que da cuenta de la transgresión marina de afinidad atlántica, ocurrida entre el Oligoceno superior - Mioceno inferior. Incluye el registro de la Formación Guadal. CGT 11. *Sucesiones sedimentarias continentales del Neógeno*: comprende el registro geológico, tanto rocas como fósiles, depositados principalmente en ambientes fluviales, desarrollados durante el alzamiento de los Andes Patagónicos en el Neógeno. Incluye las formaciones Santa Cruz, Río Frías, Oscuro, entre otras. CGT 12. *Registro de la Cuenca de Traiguén*: son los fósiles, rocas volcánicas, sedimentarias y metamórficas, de edad Oligoceno superior a Mioceno, emplazadas y/o depositadas principalmente en un ambiente marino. Incluye a la Formación Traiguén, entre otras. CGT 13. *Unidades batolíticas y complejos plutónicos del Cenozoico*: comprende las rocas del Batolito Norpatagónico y Surpatagónico, además de cuerpos intrusivos menores. En algunos casos, los emplazamientos de estos cuerpos intrusivos pueden estar controlados y/o relacionados por el sistema de Falla Liquiñe - Ofqui. CGT 14. *Tectónica neógena asociada al Punto Triple de Chile*: incluye el registros asociado a la migración hacia el norte del Punto Triple de Chile durante el Neógeno. Incluye las unidades Basaltos Superiores de la Meseta de Chile Chico, la ofiolita de Taitao (y los granitoides que la intruyen), las unidades Margen de Chile, Basaltos Pico Sur y Basaltos de Murta, entre otras. CGT 15. *Estructuras y Neotectónica en la región de Aysén*: incluye a los distintos rasgos de origen tectónico (fallas, pliegues, etc), así como también a las estructuras y morfologías asociadas a la zona de Falla Liquiñe – Ofqui. Se incorporan además a las estructuras de origen tectónico reciente. CGT 16. *Volcanismo del Cuaternario*: contiene los productos y morfologías volcánicas recientes, mayoritariamente determinados por la zona de Falla Liquiñe – Ofqui. Incluye el registro de los estrato-volcanes Melimoyu, Mentolat, Cay y Maca, de la caldera del Hudson, del Grupo Volcánico Puyuhuapi, y sus productos asociados (depósitos, fuentes termales, etc.). CGT 17. *Ambientes y registros glaciares y periglaciares*: contiene los grandes campos (Norte y Sur) y calotas de hielo, junto con sus morfologías y depósitos asociados, tanto en los ambientes glaciales como periglaciales (por ejemplo la unidad Gravas de la Meseta Boscosa), desde el Plioceno al presente. CGT 18. *Dinámicas hídricas del Cuaternario*: son los procesos y elementos (depósitos y morfologías) de génesis hídrica, que han modelado el paisaje durante el Cuaternario. Incluye los registros, tanto antiguos como actuales, de los ambientes costeros, fluviales y lacustre. CGT 19. *Procesos del Holoceno*: son las dinámicas en desarrollo constante, y cuya influencia en el modelado del paisaje está acotada al Holoceno. Incluye los registros de la diversidad de remociones en masa y tipos de suelos. REFERENCIAS Brilha, J. (2015). Inventory and Quantitative Assessment of Geosites and Geodiversity Sites: a Review. Revista Geoheritage, 1:1-1. De la Cruz, R.; Suárez, M.; Belmar, M.; Quiroz, D.; Bell, M. (2003). Geología del Área Coyhaique-Balmaceda, Región Aisén del General Carlos Ibáñez del Campo. SERNAGEOMIN. Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, No. 80, 40 p., 1 mapa escala 1:100.000. De la Cruz, R.; Welkner, D.; Suárez, M.; Quiroz, D. (2004). Geología del Área Oriental de la Hojas Cochrane y Villa O'Higgins, Región Aisén del General Carlos Ibáñez del Campo.SERNAGEOMIN. Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, No. 85, 57 p., 1 mapa escala 1:250.000. De la Cruz, R.; Suárez, M. (2006). Geología del Área Puerto Guadal-Puerto Sánchez, Región Aisén del General Carlos Ibáñez del Campo.SERNAGEOMIN. Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, No. 95, 58 p., 1 mapa escala 1:100.000. De la Cruz, R.; Suárez, M. (2008). Geología del Área Chile Chico-Río de Las Nieves, Región Aisén del General Carlos Ibáñez del Campo.SERNAGEOMIN. Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, 1 mapa escala 1:100.000. De La Cruz, R.; Cortés, J. (2011). Geología del área oriental de la Hoja Puerto Cisnes, Región Aysén del General Carlos Ibáñez del Campo.SERNAGEOMIN. Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, 1 mapa escala 1:250.000. Lima F.F.; Brilha J.B.; Salamuni E. (2010). Inventorying geological heritage in large territories: a methodological proposal applied to Brazil. Geoheritage, Vol. 2, No 3-4, 91-99. Mourgues, F.A; Schilling, M.; Castro, C. (2012). Propuesta de definición de los Contextos Geológicos Chilenos para la caracterización del patrimonio geológico nacional. XIII Congreso Geológico Chileno, II Simposio Geopatrimonio en Chile, Antofagasta, Actas. p. 887-889. Quiroz, D.; Bruce, Z. (2010). Geología del Área Villa Cerro Castillo-Puerto Ingeniero Ibáñez, Región Aisén del General Carlos Ibáñez del Campo.SERNAGEOMIN. Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, 1 mapa escala 1:100.000. Quiroz, D.; Belmar, M. (2010). Geología del Área Bahía Murta-Cerro Sin Nombre, Región Aisén del General Carlos Ibáñez del Campo.SERNAGEOMIN. Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, 1 mapa escala 1:100.000. Suárez, M.; De la Cruz, R.; Bell, M. (2007). Geología del Área Ñireguao-Baño Nuevo, Región de Aisén del General Carlos Ibáñez del Campo.SERNAGEOMIN. Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, No. 108, 56 p., 1 mapa escala 1:100.000.

GEOS-3: Geodiversidad, patrimonio geológico y geoconservación



Ejemplos de geositios por CGT. CGT 1. Catedral de Mármol. CGT 2. Fósiles de isla Patranca. CGT 3. Valle Lunar en R.N. Jeinimeni. CGT 4. Localidad de Chilesaurus diegosuarezi. CGT 5. Complejo Volcánico Baño Nuevo. CGT 6. Enjambre de diques de Cerro Pintado. CGT 7. Skarn de Mina El Toqui. CGT 8. Paleoflora en Mina Ligorio Márquez. CGT 9. Xenolitos peridotíticos de Basaltos Balmaceda. CGT 10. Quebrada fosilífera en Pampa Cosmelli. CGT 11. SALMA friasense en Alto Río Cisnes. CGT 12. Conglomerados de La Junta. CGT 13. Granito peraluminoso Río Cisnes. CGT 14. Complejo ofiolítico de Taitao (fotografía por Ramiro Navajas). CGT 15. Sistema de fallas normales de Cerro La Virgen. CGT 16. Tefras del volcán Hudson en Puente Becerra. CGT 17. Macizo de Cerro Castillo (fotografía SERNATUR). CGT 18. Sistema de paleodeltas de río Las Dunas. CGT 19. Remoción en masa quebrada Punta Cola (fotografía por Sergio Sepulveda).

GEOS-3: Geodiversidad, patrimonio geológico y geoconservación

Potenciales geositios en el paso de Salkantay, Perú

Fabian Riquelme[1], **Rodrigo Quiroga[2]**, Sebastian Perroud[3].
(1) Departamento de Geologia, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(2) Unidad de Tectónica, IANIGLA CCT-Mendoza
(3) Escuela de Geología, Universidad Santo Tomás, Santiago, Chile

La civilización Inca abarcó un territorio que comprende gran parte de la costa Pacífica de Sudamérica. Evidencias de dicha expansión son las rutas utilizadas hasta el día de hoy. El Paso de Salkantay, es un relicto de estos caminos. Salkantay, considerado en la cultura incaico como un dios que gobierna en la Tierra, se ubica al norte de Cusco. Hoy en día sigue siendo un centro ceremonial, debido a que presenta la característica que, observándose desde el sureste, la cruz del Sur se alza por el este y esconde por el oeste, alcanzando su cenit en la cumbre del nevado de Salkantay. Además, constituye un importante atractivo turístico reconocido a nivel sudamericano e internacional ya que se recorre en 5 días de caminata a través de la Cordillera Oriental. Observaciones de terreno y antecedentes geológicos permiten reconocer el potencial geoturístico del sector y plantear nuevas metodologías de enseñanza y educación geológica. La geología está representada por rocas metamórficas paleozoicas, foliadas y bandeadas con deformación frágil y dúctil de meso escala, y depósitos fluviales y glaciales que están ubicados en un relieve joven constituido por morrenas, lagunas glaciales, depósitos de acarreo fluvio-glaciárico, fluviales y de remoción en masa, entre otros. A lo largo de la ruta es posible analizar sistemáticamente rocas, deformación y geomorfologías, permitiendo un aprendizaje eficiente tanto de conceptos geológicos generales como de peligro y riesgo. Sin embargo, las excursiones se limitan a generar educación de la cultura incaica, pero no geológica. El presente trabajo busca poner en evidencia los potenciales geológicos del sector para ser utilizados como herramienta en la comprension y apreciacion del entorno geológico, por medio de su relación con actividades turísticas tradicionales.

GEOS-3: Geodiversidad, patrimonio geológico y geoconservación

Proposal of conservation of the Porcelana Geysers area, Northern Patagonia, Chile

Bárbara Ruiz[1,2], Diego Morata[1,2], Giovanna Della Porta[3].
(1) Geología, Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(2) Centro de Excelencia en Geotermia de Los Andes (CEGA)
(3) Dipartimento di Scienze della Terra A. Desio, Scienze e Tecnologie, Universidad degli Studi di Milano, Milán, Italia

Los Lagos District has numerous geothermal surface manifestations, especially thermal springs. However, in the Huequi Peninsula the unique Porcelain Geysers are found, which spout hot water and steam Porcelain and generate calcium carbonate precipitation forming uncommon travertine pinnacles, surrounded by calcite layers formed in cascades. The environment in which are located these deposits is characterized by high humidity conditions, that are counteracted enough to allow high travertine pinnacles to be built and kept through the years. The pinnacles are precipitated by neutral hot water (between 50 and 86°C) and hot steam, also are characterized by a great variety of dimensions: from 20 cm to 2 m of height and 10 to 70 cm in diameter. Is possible to classify the pinnacles roughly into two big groups: active and fossil pinnacles. On one hand, the active pinnacles are currently precipitating by actively spouted hot steam and have short life, growing and being considerably eroded between one year and another (>80 and >30 cm/y of height rising and height erosion rates, respectively). These have a mineralogy composed by only abiotic aragonite fans. On the other hand, the fossil pinnacles which are present for longer periods (more than 2 years) are also composed by aragonite fans but also by an external layer formed by calcite crystals, amorphous silica and numerous biotic structures as diatoms, filamentous bacteria and silica shrubs. These pinnacles also use to be covered by a dark green or brown organic mat of a few millimeters thick, some of them showing on their surface microterracettes. The bacterial groups most present in this area correspond to Phyla Cyanobacteria, Bacteroidetes, and the Order Thermales, accounted for 71% of total RNA DGGE band intensity, showing no relation with temperature. In particular, the presence of genus *Mastigocladus* (20.6%) could be related to specimens located in Yellowstone, Costa Rica, Italy, Iceland, New Zealand, Russia and Chile by a recent dispersal event. These observations propose not only a possible link between more resistant pinnacles and biotic structures, but also a delicate ecological and geological balance existing in this area, making protection of biotic and abiotic components of the area of Porcelana Geysers an important factor to be considered.

GEOS-3: Geodiversidad, patrimonio geológico y geoconservación

Del geopatrimonio al turismo minero, trabajo en progreso en el Cajón del Maipo

Alejandro Sánchez[1], Tania Bunster[1], Francisca Peña[1].
(1) Depto. Ingeniería en Minas, Universidad de Santiago de Chile

A la Asociación de Mineros del Cajón del Maipo

El inexorable vínculo existente entre la geología de un lugar, y la minería efectuada en ese lugar, permite ver el desarrollo de la industria minera como una consecuencia de la geología local. Además, asociado a esta industria ha habido una serie de otros aspectos que han impactado el territorio, pasando a ser este impacto parte de la historia de los territorios. Es bajo este prisma, que se plantea considerar la actividad minera para evaluarse como parte de cualquier proyecto de patrimonio geológico, toda vez que esta industria ha legado un patrimonio industrial (tangible) y un patrimonio intangible, debido a las formas de vida asentadas para el desarrollo de esta industria particular.

Se presenta a continuación una serie de consideraciones que dan luces de la importancia del patrimonio *s.l.* que ha dejado el desarrollo de la minería dentro de la comuna San José de Maipo, para ser consideradas dentro del proyecto Geoparque Cajón del Maipo, y que puedan ser usadas por la comunidad para turismo.

Antecedentes

El exhaustivo trabajo de Benado (2013), abarca una amplia cantidad de geositios en el proyecto, detallando los más relevantes para ser considerados geopatrimonio. Dentro de su estudio, Benado considera 3 yacimientos (cantera la Obra, diapiro de yeso y yacimiento de azufre sin explotar). Además, Benado hizo ahí mención a la localidad de El Volcán, como un sitio de interés geo-cultural. Sin embargo, este lugar no es incluido en su estudio de geositios por no ser de carácter geológico, pero deja abierta su importancia en el contexto de geoparque. Dado que El Volcán fue establecido como campamento para la minería de cobre en torno a la planta de beneficio ahí instalada hacia fines del s.XIX (compilado por Folchi, 1996), esta localidad surgió con una cultura minera que se desarrolló y se mantiene hasta la actualidad, dado que, por ejemplo aún los ex habitantes del poblado minero -aunque ya no lo habiten- se juntan anualmente en El Volcán a celebrar el "día del minero" (Y. Sarrua, com. pers. 2017). Siendo ésto una muestra del arraigo de sus habitantes, de la cultura "minera" y por tanto una forma de patrimonio intangible.

Por otro lado, también Benado (2013) destacó en el mismo acápite de Geología y Cultura, que connotados investigadores decimonónicos, como I. Domeyko y Ch. Darwin, visitaron el Cajón del Maipo y tuvieron palabras para la mina San Pedro Nolasco, o las minas de cobre. San Pedro Nolasco fue la principal mina de plata de fines del s.XVII, y paulatinamente decayeron en actividad y beneficio hacia el año 1842, donde Domeyko (1876) destaca dos establecimientos de fundición, que el señor Lapostol, empresario de la época, utilizó para generar cobre en barra o ejes de plata y cobre de la citada mina y otras a sus alrededores, que en general estaban ya abandonadas hacia el citado año. Domeyko destaca el trabajo de Lapostol, quien desde 1867 explotó plata, cobre y plomo en las labores del sector, que en total hacia 1875 eran 36 faenas (Domeyko, 1876). Además del San Pedro Nolasco, estaban las minas de cobre del Volcán, que tenían descritos minerales que se distinguen de los de Nolasco por no poseer ni plata, ni arsénico ni antimonio, excepto en una veta cercana al límite al sector geológico de Nolasco que posee "minerales arsenicales de cobalto" (*sic,* Domeyko, 1876).

Importancia de la Geología para San José de Maipo.

La localidad de San José de Maipo se fundó durante la colonia con motivo de tener control sobre la minería irregular que se realizaba en la cordillera, y así poder recabar impuestos. Así, los yacimientos, principalmente de plata, son los que generaron actividad económica en la zona y permitieron el asentamiento humano en San José de Maipo, siendo en sus inicio concebido como campamento minero, para ordenar la economía de la zona. Los yacimientos de plata y cobre se encuentran principalmente entre San Alfonso y Baños Morales, en torno al plutón San Gabriel.

Como se mencionó, a fines del s.XIX se estableció otro campamento minero: El Volcán, esta vez por la explotación industrial (1882-1924), que llevó al empresario Gregorio Donoso, dueño de la Compañía Minera del Maipo, a instalar una planta de beneficio de súlfuros de cobre (Folchi, 1996). Aún más arriba, comienza a explotarse yeso, por la Cia. Industrial El volcán, quienes también explotaron cal. Esta compañía, también tuvo su planta en El Volcán, siendo éste un campamento minero tanto para trabajadores del cobre, como de yeso. En el sector de Las Melosas, se instaló otro campamento minero, donde también hubo una planta. Así, la actividad minera durante los s. XIX y comienzos del XX fueron poblando el valle, e industrializándolo a medida que iba



GEOS-3: Geodiversidad, patrimonio geológico y geoconservación

cambiando la tecnología (e.g.: transporte de mineral sólo por burros, luego se suman andariveles, finalmente se suma el tren). Es, entonces, el Cajón del Maipo un lugar donde la industria minera ha visto saltos tecnológicos, donde, en su época, se trató la mayor cantidad de cobre del país, donde se produce la mayor cantidad de yeso y donde actualmente sólo se explota yeso y calizas de modo industrializado, ya que la minería metálica decayó por la economía global (años 40), por el terremoto (fines de 50s) y por malas administraciones (70s). Actualmente hay pirquineros que extraen oro de modo artesanal y las minas de plata y cobre no se trabajan por decreto de ley, y por las condiciones mismas en que quedaron las minas luego del terremoto y de la mala minería realizada durante los años 70 (según Valenzuela, 2011).

Patrimonio, geopatrimono y patrimonio minero

Dado el concepto en que queremos hacer perdurar algo para su provecho por las generaciones futuras, ese ´algo´ consigue ese *estatus* si es que tiene un valor a ser resignificado. El valor de un geositio puede tener interés didáctico -para la enseñanza de la geología-, valor científico -para estudio de un fenómeno interesante-, valor paisajístico -el aporte de la geología a la belleza de un paisaje-, o valor turístico -el uso económico que puede tener un lugar (*grosso modo*). Estos valores consideran al geositio como parte de un *patrimonio natural*, producto de procesos geológicos. La minería, en cambio, es una intervención humana que puede ser categorizada como mina (en un yacimiento), planta de beneficio, infraestructura, servicios o relaves y botaderos. Luego de un cierre de faena, todo lo que queda es un pasivo ambiental, y la mayoría de las veces es un problema derivado de la industria. Se ha dado el caso, sin embargo, que campamentos mineros han sido altamente valorados por su historia y lo que ha significado para el desarrollo de su entorno. Tal es el caso de las salitreras y Sewell, actual patrimonio de la humanidad (Unesco, 2006). Actualmente también la minería de Lota está siendo valorada. De este modo, los sitios asociados a una actividad minera abandonada, pueden adquirir otro relieve si es que tienen valor para la comunidad. El valor puede encontrarse de modo intrínseco: características interesantes de alguna obra, como el silo de yeso con una arquitectura particular en El Volcán, por ejemplo, o por su aporte a la historia o a la economía del lugar donde se produjo la actividad. De ser considerado el valor que ha aportado la minería, éste se consideraría como un patrimonio industrial, ligado a algún(os) yacimiento(s) que le dio origen a la actividad minera.

En la comuna de San José de Maipo, la minería fue una industria que pobló sectores cordilleranos, aportó a la economía local, y fue un gatillante de la construcción del ferrocarril (compilado por Folchi, 1996), entre otros aportes. El estado actual de la minería se puede resumir: La minería metálica se encuentra paralizada o con labores artesanales esporádicas de pirquineros; la minería no metálica, en particular la de yeso, se ha industrializado a lo largo del tiempo, la planta de calcinación de Cía. Industrial El Volcán migró a Puente Alto, y en Lo Valdés mantienen una planta de chancado, además hay vestigios de la planta de la 1ra mitad del s.XX en la localidad El Volcán, como el silo; en La Obra se mantiene la labor de canteadores del granito de modo tradicional y se extrae el regolito de modo mecanizado; por último hay diversas faenas de extracción de áridos en la rivera del río Maipo. Estas actividades son vistas bajo distintos prismas por la comunidad, ya que suelen generar externalidades negativas, como excesivo tránsito de camiones (yesera), o bloqueo de caminos (áridos), pero por otro lado, mantienen caminos (la yesera aplica cloruro de magnesio desde Lo Valdés hasta la mina), generan empleo local y disminuyen la actividad de la mina los fines de semana por la afluencia de turistas (yesera).

Potenciales usos del Patrimono Minero en contexto de Geoparque

Dadas las directrices para los geoparques establecidas por la Unesco (2014), y las características de la comuna, antes mencionadas, es que se considera relevante que la población de San José de Maipo conozca los rasgos geológicos destacados de la comuna, que los comprenda en un contexto geológico activo y que reconozcan los yacimientos mineros como parte de la geología. Además es necesario que los habitantes conozcan la historia minera que se desprende de la explotación de estos yacimientos, para que así pueda valorar esa historia. Todo esto permitiría que se pueda desarrollar turismo cultural en "rutas mineras". De este modo, la localidad de El Volcán tiene un potencial en sí mismo para que sus habitantes cuenten la historia de la actividad minera que allí se concentraba, dado que los yacimientos desde donde venían los minerales están cerca y la estructura de campamento minero se ha mantenido ya que son propiedad de las mineras. Para ello, es necesario compilar información geológica de los yacimientos en que se desarrolló (y se desarrolla) minería e información de la minería propiamente tal, intentando destacar saltos tecnológicos o datos relevantes en la industria, de modo que los sitios considerados en las rutas mineras cuenten con información suficiente para que se pueda ejercer turismo cultural.

Por otro lado, se puede vincular a instituciones relevantes para que en sus espacios se puedan realizar actividades didácticas o recreaciones de época en fechas que puedan ser importantes para la comunidad.

GEOS-3: Geodiversidad, patrimonio geológico y geoconservación

Trabajo en curso

En el Departamento de Ingeniería en Minas de la Usach, se ha trabajado en conjunto con parte de la comunidad para evaluar el camino a seguir en busca de visibilizar el patrimonio industrial y considerarlo parte ineludible de la historia ´cajonina´. En ese marco se ha generado una metodología para valorar sitios relacionados a la minería y con el cual se evaluarán lugares para conformar "rutas mineras con valor patrimonial" recabando la información necesaria para que cada lugar pueda ser usado en turismo cultural.

Agradecimientos

Los autores agradecen a Arístides Acevedo (Asociación de Mineros del Cajón del Maipo) y a Yamil Sarrua y familia (El Volcán) por su apoyo e invitaciones. Finalmente el autor agradece a Patricio Suarez (I.M. San José de Maipo) por las luces y contacto para conocer la minería en la comuna, antes de comenzar a indagar en el patrimonio minero.

Referencias

Benado, J. 2013. Patrimonio geológico del proyecto geoparque Cajón del Maipo (Región Metropolitana - Chile). Tesis para optar al grado de Magister en Patrimonio Geológico y Geoconservación, Universidade do Minho, Portugal. 143 pp.

Domeyko, I. 1876. Ensaye sobre los depósitos metalíferos de Chile, con relación a su jeolojía i configuración esterior. En línea: http://www.memoriachilena.cl/602/w3-article-8067.html

Folchi, M. 1996. El Volcán 1841-1976 : historia de un enclave minero en perspectiva económica-ecológica. Universidad de Chile, Tesis para optar al grado de Licenciado en Humanidades con mención en Historia, 144 pp.

Unesco, 2006. Sewell mining town. En línea: https://whc.unesco.org/en/list/1214

Unesco, 2014. Directrices operativas para los geoparques mundiales de la Unesco. En línea: http://www.unesco.org/new/fileadmin/MULTIMEDIA/HQ/SC/pdf/IGGP_UGG_Statutes_Guidelines_ES.pdf

Valenzuela, G. 2011. La reinvención de El Volcán: Su pasado minero y actuales estrategias de desarrollo local. Universidad Academia de Humanismo Cristiano, Tesis para optar al título de Antropóloga Social, 197 pp.

Sarrua, Y. 2017. Entrevista durante celebración de Santa Barbara en Las Melosas.

GEOS-3: Geodiversidad, patrimonio geológico y geoconservación

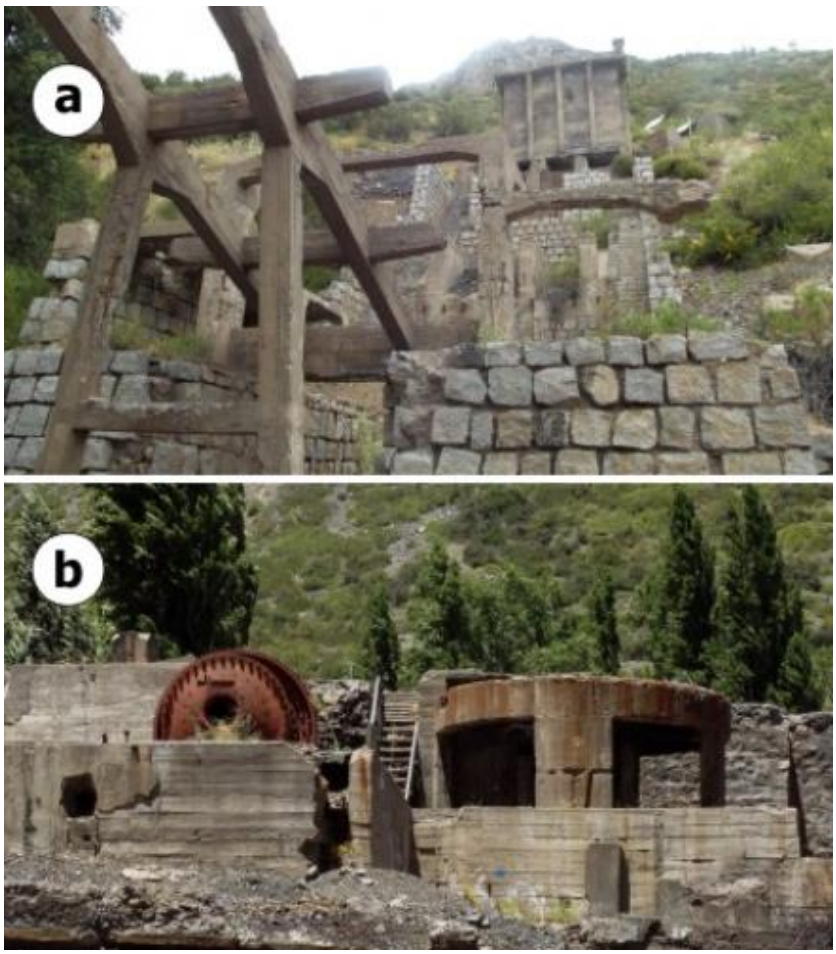


Figura: Ejemplos de patrimonio industrial en minería (a): Ruinas de infraestructura de transporte de mineral desde la mina El Cristo a planta de beneficio en Las Melosas. Se destaca el uso de granito de San Gabriel como material de construcción y el largo recorrido en que bajaba el mineral por gravedad hasta un buzón. (b): Ruinas de la planta de beneficio de Cu. El Volcán. Ambos lugares fueron poblados como campamento minero en zonas de difícil acceso (principios de s.XX), preservando además infraestructura de servicios y lugares que pueden ser utilizados de modo didáctico. Incluso se podrían considerar para montar el museo del geoparque.

GEOS-3: Geodiversidad, patrimonio geológico y geoconservación

Identificación, caracterización y valoración de la geodiversidad en las comunas de Futaleufú y Palena para el desarrollo del geoturismo, Patagonia Verde, Chile.

Felipe Andrés Santos[1], Tomas Martinez[2], Manuel Schilling[2].
(1) Escuela de Geología, Ciencias, Universidad Austral de Chile
(2) Instituto Ciencias de la Tierra, Ciencias, Universidad Austral de Chile, Valdivia, Chile

La geodiversidad engloba múltiples registros de los procesos que han ocurrido a lo largo de la historia geológica de una zona, con diferentes magnitudes y frecuencias. Dentro del proyecto "Desarrollo de productos geoturísticos en el destino turístico Patagonia Verde, Región de Los Lagos", se ha realizado inicialmente una revisión bibliográfica para la elaboración del marco geológico, además de un trabajo colaborativo con profesionales del SERNAGEOMIN que han integrado investigaciones en la zona. Posteriormente, se ha llevado a cabo un trabajo de terreno en el cual, mediante el acompañamiento y apoyo de la comunidad, se han visitado las principales rutas y atractivos turísticos reconocidos en las comunas de Futaleufú y Palena. En dichas rutas, se han identificado principalmente evidencias de los procesos tectónicos, magmáticos, sedimentarios y glaciares que han influenciado la modelación del paisaje, complementando un relato que permite el entendimiento holístico de patrimonio natural. Se ha hecho un inventario de 110 sitios de geodiversidad reconocidos en estas comunas, los cuales han sido seleccionados mediante criterios relacionados a su potencial de uso científico, educativo y/o turístico. De este inventario, se han seleccionado 10 sitios por comuna considerados representativos de los principales contextos geológicos identificados localmente. Estos lugares serán de gran utilidad para la comunidad científica y educativa, como herramientas tangibles que apoyen el desarrollo del conocimiento sobre el planeta. Sumado a lo anterior, se realiza un trabajo conjunto con actores locales del turismo para establecer en torno a estos 20 sitios, rutas de geoturismo que permitan potenciar la oferta turística actual de la zona, ofreciendo una alternativa sostenible en donde la memoria de la Tierra y la identidad de sus habitantes sea resguardada a través de la conservación de su territorio. .

GEOS-3: Geodiversidad, patrimonio geológico y geoconservación

Proyecto Geoparque Kütralkura, Región de La Araucanía, Chile: avances y desafíos para su incorporación a la Red Global de Geoparques UNESCO

Manuel Schilling[1], Patricia Herrera[2], Partarrieu Diego[3], Paola Martínez[3], Karin Toro[4], Patricio Contreras[5], Tomás Martínez[1], Juan Amthauer[6].
(1) Instituto de Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias, Universidad Austral de Chile
(2) Municipalidad de Curacautín, Chile
(3) Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(4) Cresit, Chile
(5) ONG Poloc, Chile
(6) Instituto de Turismo, Facultad de Ciencias Económicas y Administrativas, Universidad Austral de Chile, Valdivia, Chile

En la zona andina de la Región de La Araucanía (38°S - 39°S) diversos actores trabajan desde el año 2009 para establecer el primer geoparque de Chile. Con el nombre de Kütralkura, que significa "piedra (kura) de fuego (kütral)" en mapudungun. Esta iniciativa tiene como objetivo principal contribuir al desarrollo local mediante la conservación del patrimonio natural y cultural, la educación y el turismo, tal como promueve la Red Global de Geoparques UNESCO. Este territorio abarca las comunas de Melipeuco, Vilcún, Lonquimay y Curacautín con un área total de 8.100 km^2, y su población alcanza los 50.000 habitantes que incluye numerosas comunidades indígenas mapuche-pehuenche. Este territorio tiene una gran geodiversidad que es resultado de una historia geológica de más de 200 millones de años relacionada al proceso de subducción, donde destacan los volcanes Llaima, Lonquimay y Sollipulli. El área del proyecto Geoparque Kütralkura se superpone parcialmente con el extremo norte de la Reserva de Biósfera Araucarias e incluye al parque nacional Conguillío. También, existen importantes vestigios arqueológicos que indican actividad humana desde al menos 2.000 años. Entre los principales avances destaca la realización de un primer inventario de 42 geositios, de los cuales 33 se pueden visitar a través de 15 Georrutas, y 10 disponen de paneles de interpretación. El Centro de Información Ambiental del parque nacional Conguillío fue remodelado, destacando aspectos relevantes de su geología y los peligros volcánicos. Se elaboró una guía geoturística, un sitio web y material audiovisual. Además, se realizaron actividades educativas y de capacitación, y en el 2011 se organizó el primer Simposio de Geoparques y Geoturismo en Chile en Melipeuco. Recientemente, se creó la Asociación de Municipios Cordilleranos de la Araucanía (ACMA), la cual asumió la gestión del proyecto Geoparque Kütralkura y presentó su candidatura a la Red Global de Geoparques UNESCO a fines del año 2017, con el apoyo de diversos organismos públicos y privados. Actualmente, se está preparando la visita de la misión evaluadora y se considera enviar una delegación para representar al proyecto en la 8ª Conferencia Internacional de Geoparques Globales UNESCO, que será organizada en Italia durante el mes de septiembre. En este trabajo, presentamos los principales avances de esta iniciativa y los desafíos para consolidar a Kütralkura como el primer Geoparque UNESCO en Chile.

GEOS-3: Geodiversidad, patrimonio geológico y geoconservación

Geoturismo en Patagonia Verde: geodiversidad, patrimonio geológico y geoconservación para el desarrollo local en el sur de Chile

Manuel Schilling[1], Francisco Contreras[2], Tomás Martínez[1], Cristian Beroiza[3], Juan Amthauer[3], Adriano Rovira[1], Patricio Contreras[4,1], Paul Duhart[5], Mauricio Mella[5], David Quiroz[5], Hugo Moreno[5], Rosa Troncoso[5], Natalia Garrido[5], Rayén Gho[5], Álvaro Amigo[5].
(1) Instituto de Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias, Universidad Austral de Chile
(2) Nativa Chile, Chile
(3) Instituto de Turismo, Facultad de Ciencias Económicas y Administrativas, Universidad Austral de Chile, Valdivia, Chile
(4) ONG Poloc, Chile
(5) Servicio Nacional de Geología y Minería, Chile

Uno de los cinco destinos turísticos definidos por el Gobierno Regional de la Región de Los Lagos es Patagonia Verde, el cual comprende las comunas de Cochamó, Hualaihué, Chaitén, Futaleufú y Palena. Aquí se encuentran los parques nacionales Hornopirén y Corcovado, las reservas nacionales Futaleufú y Lago Palena, el Parque Pumalín, y los volcanes Yate, Hornopirén, Apagado, Huequi-Barranco Colorado, Michinmahuida, Chaitén, Corcovado, y Yanteles, entre otros. La actividad volcánica e hidortermal es controlada por la zona de fallas Liquiñe-Ofqui y también destacan procesos glaciares y de remociones en masa. Existe una gran cantidad de información geológica que se encuentra en diversas publicaciones, sin embargo, esta información no es de fácil acceso para la comunidad local ni para los visitantes. Con el objetivo de impulsar el desarrollo económico de este territorio, se implementó la Iniciativa Presidencial Plan Especial Zonas Extremas Patagonia Verde correspondiente a una mesa público-privada que articula 13 programas de fomento productivo, entre los cuales está el programa Desarrollo Sustentable Destino Turístico Patagonia Verde. En el marco de este programa, se está ejecutando el proyecto titulado "Desarrollo de productos geoturísticos en el destino turístico Patagonia Verde, Región de Los Lagos (17BPCR-73220)" que es financiado por CORFO y ejecutado por la Universidad Austral de Chile. Las instituciones mandantes son SERNATUR, CONAF, SERNAGEOMIN y los cinco municipios que integran el territorio. El proyecto es ejecutado por un equipo técnico multidisciplinario con especialistas de las áreas de Turismo, Geología, Geografía y Ciencias Sociales. El objetivo principal es complementar la oferta turística existente mediante la innovación y el desarrollo de nuevos productos geoturísticos que integren la geodiversidad y el patrimonio geológico en la interpretación del paisaje, incentivando el desarrollo económico local, la valoración y conservación de la naturaleza, y la educación en ciencias de la Tierra y medioambientales. Los beneficiarios de la iniciativa son las cámaras de turismo, corporaciones turísticas y culturales, operadores y guías de turismo local, guardaparques y la comunidad escolar de las cinco comunas mencionadas. En este trabajo se presentan los objetivos, metodología, resultados y los productos e impactos esperados a partir de la ejecución de esta iniciativa.

GEOS-3: Geodiversidad, patrimonio geológico y geoconservación

Revisión de estrategias utilizadas para promover educación de patrimonio natural en los proyectos de conservación Geoparques

Gabriela Tascon[1].
(1) Forestal, Ciencias Agropecuarias y Forestales. , Universidad de La Frontera

El trabajo de un ramo, del magister en Manejo de Recursos Naturales de la UFRO consiste en hacer un paper review, trabajo que quiero enfocar en los geoparques, proyectos que promueve la UNESCO para la conservación te terrenos con un gran número de sitios de interés geológico, importante biodiversidad y aspectos relevantes a nivel histórico y cultural. Éstos son proyectos que promueven la conservación del patrimonio natural y el desarrollo sustentable, a partir de la educación, geoconservación y geoturismo. Como una de los vértices principales de este tipo de iniciativas, es la educación. Mi trabajo está enfocado en el reconocimiento de las estrategias que promueven la educación formal y no formal en temas del patrimonio natural de la comuna en la cual se insertan estos proyectos, para esto estoy realizando una revisión bibliográfica de este tipo de proyectos a nivel mundial (principalmente en América Latina), compilando las metodologías propuestas en las diferentes experiencias. Considero definir 5 metodologías que hayan tenido buenos resultados a partir de evaluaciones que realice la misma comunidad. Por otro lado se contempla revisar otros proyectos de conservación como son las reservas de la biósfera en este mismo aspecto. Considero que este trabajo de revisión se hace necesario debido a que dentro de Chile existe un proyecto de geoparque denominado "KUTRALKURA" que se encuentra actualmente en revisión por parte de la UNESCO para ser aceptado formalmente dentro de esta categoría; este proyecto comprende las comunas de Curacautín, Lonquimay, Melipeuco y Vilcún. Actualmente vivo en la comuna de Curacautín, comuna que además de formar parte del proyecto de geoparque fue declarada recientemente como ZOIT (Zona de Interés Turístico) y forma parte de la reserva de la biósfera araucarias y mi experiencia en la zona me demuestra que a pesar de tener un reconocimiento nacional (parques y reservas nacionales) e internacional, el conocimiento del patrimonio natural de la comunidad es bajo y es necesario trabajar el empoderamiento de este con toda la comunidad y creo pertinente partir de las iniciativas educativas con nuestros niños.

GEOS-3: Geodiversidad, patrimonio geológico y geoconservación

Geopatrimonio y geoconservación en la Reserva de la Biósfera Nevados de Chillán - Laguna del Laja

Paulo Urrutia-Barceló[1], Andrés Tassara[1].
(1) Ciencias de la Tierra, Ciencias Químicas, Universidad de Concepción, Concepción, Chile

En el año 2011, la UNESCO reconoció como Reserva de la Biósfera al "Corredor Biológico Nevados de Chillán – Laguna del Laja", Área de Protección Cordillerana, conformada para la protección del bosque nativo, del hábitat del huemul, de los recursos hídricos, paisaje y el suelo. Dentro del patrimonio natural, las Ciencias de la Tierra se encargan de reconocer a través del Patrimonio Geológico, los atributos abióticos. Éste consiste en el conjunto de elementos de la geodiversidad con valor científico, tanto en su aparición in situ, como aquellos que han sido extraídos de su lugar original. La geodiversidad, de manera amplia, es un término análogo al de biodiversidad, que se entiende como la variedad natural de ambientes geológicos. Mientras que un geositio, se considera como un afloramiento que contenga uno o más objetos geológicos de valor, que valen la pena preservar. Mediante el uso de una metodología cuantitativa, se clasifican los potenciales geositios según tres categorías de uso (científico, didáctico o turístico-recreativo), considerando una serie de parámetros, a los que se les asigna un valor numérico que permite generar un inventario comparativo. Entre los años 2014 y 2018, se han desarrollado tres investigaciones vinculadas al reconocimiento y cuantificación del patrimonio geológico de este territorio. En total, han sido reconocidos 64 geositios, los que han sido cartografiados en mapas geológicos locales y uno general de la reserva. También han sido propuestas 17 georutas y 6 Miradores de Interés Geológico (MIG's). Gran parte de los geositios ya cuentan con reconocimiento turístico y paisajístico. Se ha constatado con esta metodología que proyectos industriales han degradado el patrimonio geológico de la reserva. El patrimonio se considera como un bien de la humanidad, esencialmente no renovable, de enorme fragilidad y que se busca conservar, por lo que es necesario trabajar en un plan de gestión que permita mejorar la calidad de vida de los habitantes, mientras se protege el territorio. Como material inmediato, con las investigaciones realizadas es posible generar capacitaciones para habitantes, operadores y personal de áreas silvestres protegidas sobre la evolución geológica del sector. De esta manera, se generan las bases para desarrollar nuevos productos geoturísticos en la Reserva de la Biósfera, a partir de la innovación de productos turísticos asociados a entornos naturales, donde existen elementos relevantes de la geodiversidad.

GEOS-3: Geodiversidad, patrimonio geológico y geoconservación

Geoconservación en la Región de Aysén: una contribución a la economía local, protección del patrimonio y del medio ambiente

Ana Veronica Valdes Duran[1], **David Valenzuela[2]**, Francisco Hervé Allamand[3].
(1) Centro de Investigación Avanzada en Educación, CIAE, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(2) Geología, Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(3) Geología, Ingeniería, Universidad Andrés Bello, Santiago, Chile

La Región de Aysén se ubica entre los 43°38´y 49°16´ latitud sur, conformada por formaciones litológicas del Paleozoico, como el Basamento Metamórfico Andino Oriental y el de Los Chonos, las erupciones del Jurásico de la Formación Ibañez, la subsidencia del Cretácico y la apertura de la cuenca de Aysén, las lavas basálticas de la Meseta de Chile y los procesos glaciares desde el Mioceno tardío que han modelado el territorio Aysenino y que habrían labrado la cuenca del Lago General Carrera (LGC). Por lo tanto, Aysén representa una zona ideal para proteger el patrimonio geológico (PG) y junto a él, las condiciones únicas de biodiversidad, los abundantes recursos naturales, como el potencial hídrico, geotérmico y eólico, entre otros, aún no sobre explotados. La Zona Austral de Chile, requiere el cuidado y protección de su Medio Ambiente y de acuerdo a su potencial, ofrece la oportunidad de impulsar un modelo económico sustentable basado en la riqueza de su patrimonio al servicio de las comunidades. El año 2014 el Gobierno Regional de la Región de Aysén financia el primer programa orientado a la identificación del Patrimonio Geológico de la Región, a partir de aquí se comienza a incrementar el número de Geositios, avanzando hacia una política de protección, sumándose a la iniciativa de la Sociedad Geológica Chilena (SGCh). Diversas son las iniciativas realizadas en este marco, entre ellas la transferencia de conocimiento del PG a las comunidades del LGC, concatenando actividades productivas, abriendo y mejorando oportunidades laborales. Prácticas profesionales y memorias de títulos, como la titulada "Geopatrimonio de la Unidades Volcánicas y Plutónicas del Sector Oriental del Lago General Carrera: Selección, Caracterización y Estrategias de Divulgación" (Valenzuela, 2017), donde se reconocieron 28 potenciales geositios, de los cuales 16 fueron seleccionados para su caracterización geológica y patrimonial, valor científico, turístico y riesgo de degradación, generando un ranking con respecto a los potenciales usos de cada uno de ellos. Finalmente, se propone un proyecto para uso educativo y turístico, agrupando los geositios más significativos en una ruta en la cuenca del LGC. Hasta aquí, el trabajo desarrollado se suma a una serie de iniciativas a nivel nacional como lo es el Geoparque Kütralkura, Geositios de Magallanes y diversas memorias de título, más todo lo impulsado por la SGCh.

GEOS-3: Geodiversidad, patrimonio geológico y geoconservación

Discutiendo la propuesta de ley de protección de meteoritos en Chile

Millarca Valenzuela[1].
(1) Geología Aplicada y Recursos Geológicos, Sernageomin

El número de meteoritos oficiales encontrados en territorio chileno [1] es de 1.168, de los cuales 92% corresponden a condritos ordinarios, 2% a condritos carbonaceos, 4% a meteoritos de hierro, 1% a hierro-rocosos y 1% a acondritos, dentro de los cuales se encuentra el primer meteorito marciano encontrado en nuestro territorio, denominado Caleta del Cobre 022 [1]. Luego de la publicación de [2], donde se comunicó el descubrimiento de una superficie del Desierto de Atacama con una concentración alta de meteoritos por km^2 (167 meteoritos/km^2 para El Médano, en la región de Antofagasta), una ola de expediciones internacionales (científicas y privadas) comenzaron a llegar en búsqueda de meteoritos. La falta de una legislación que proteja este tipo de patrimonio llevó a buscar alternativas a través de instrumentos ya existentes en el Ministerio del Interior. Sin embargo, esto solo funciona si se tiene conocimiento de la expedición previamente, siendo muchas las que no se reportan. Durante 2017 se trabajó en una propuesta de ley para la protección de los meteoritos hallados en Chile [3], que no prohíbe su búsqueda ni su extracción, sino que lo regula y lo condiciona a la donación obligatoria de mínimo el 20% de cada fragmento recolectado a una institución competente, que lo preserve e impulse su estudio. En este caso se propuso el Servicio Nacional de Geología y Minería, dadas sus condiciones inigualables para llevar a cabo esta tarea. Colecciones pre-existentes a la ley deben declararse y existen sanciones a los que no cumplan con estas normativas. El primer intento de presentar esta propuesta no logró ingresar al Parlamento. La segunda versión será presentada nuevamente considerando algunos aspectos que establezcan mejor la implementación de la ley en todas las instituciones pertinentes. Si se acepta a los meteoritos como patrimonio geológico en la ley, se abrirá la oportunidad de poder legislar la protección de otros tantos elementos considerados dentro de esta categoría, paso necesario para la consolidación del patrimonio geológico y la geoconservación en Chile, misión que la nueva Unidad de Geopatrimonio creada en Sernageomin pretende llevar a cabo de la mano con todos los actores preponderantes en estas temáticas. Referencias: [1] Meteoritical Bulletin: https://www.lpi.usra.edu/meteor/metbull.php; [2] Hutzler et al. (2016) Meteoritics and Planetary Science 51:468; [3] Valenzuela y Benado (2018) In Geoethics In Latin America p.103. Springer, Cham.

GEOS-3: Geodiversidad, patrimonio geológico y geoconservación

Comisión mixta de patrimonio geológico Sernageomin-Sociedad Geológica de Chile: definición de una metodología sistemática para el Inventario Nacional de Geositios en Chile

Millarca Valenzuela[1], Manuel Schilling[2], Manuel Arenas[1], Jose Benado[2], Jose Cabello[2], Reynaldo Charrier[2], Felipe Fuentes[3], Francisco Herve[2], Tomas Martinez[2], Diego Partarrieu[2], Miriela Ulloa[4].
(1) Unidad Geopatrimonio, Dpto. Geología Aplicada y Recursos Geológicos, Sernageomin, Santiago, Chile
(2) Grupo Geopatrimonio, Sociedad Geológica de Chile, Santiago, Chile
(3) Unidad Hidrogeología, Geología Aplicada y Recursos Geológicos, Sernageomin, Santiago, Chile
(4) Geología Aplicada y Recursos Geológicos, Sernageomin, Santiago, Chile

A principios de 2018 se creó la Comisión Mixta de Patrimonio Geológico (CMPG), con miembros del Servicio Nacional de Geología y Minería (Sernageomin) y de la Sociedad Geológica de Chile (SGCh). Su objetivo principal es establecer un marco de colaboración amplio para el desarrollo orgánico de programas e iniciativas que incluyen la identificación, valoración, manejo y conservación del patrimonio geológico a nivel nacional. Recientemente se creó la Unidad de Geopatrimonio en Sernageomin, una de cuyas tareas es generar un Inventario Nacional de Geositios, así como una plataforma de consulta que integre y disponga toda la información asociada. Por otra parte, la SGCh desarrolla desde el año 2006 el Programa de Detección y Establecimiento de Geositios en Chile, que actualmente incluye cerca de 90 geositios (www.sociedadgeologica.cl) que han sido propuestos por la comunidad geológica y evaluados por especialistas de la SGCh y aprobados por su Directorio. Adicionalmente, ambas instituciones han desarrollado numerosas iniciativas independientes relacionadas con la valoración de la geodiversidad y el patrimonio geológico en el país, en algunos casos vinculadas con parques y reservas nacionales, proyectos de geoparques y reservas de biósfera, territorios comunales, centros urbanos, entre otros. A su vez, las universidades del país han realizado memorias de título en temas del patrimonio geológico. Consecuentemente, es necesario homogenizar conceptos y procedimientos para generar el Inventario Nacional de Geositios. La CMPG presentará en la sesión GEOS-3 una propuesta de los contextos geológicos nacionales que definen la base conceptual para la identificación y selección de los geositios en el país, para ser discutida, analizada y consensuada por la comunidad geológica nacional. Con el objetivo de motivar a la comunidad a que re-visualice su territorio en términos de su riqueza geológica, la CMPG decidió elaborar un libro que muestra una selección de tres sitios de interés geológico de cada región del país, patrocinada por la Dirección Nacional y Subdirección Nacional de Geología de Sernageomin. La convocatoria hecha a la comunidad general para participar enviando fotografías de los sitios seleccionados, se enmarca en la idea de que el patrimonio geológico es un puente único entre las geociencias y la sociedad. En esta sesión se presentará el libro a toda la comunidad.

GEOS-3: Geodiversidad, patrimonio geológico y geoconservación

La colección de minerales R. A. Philippi (siglo XIX) depositada en el Museo Nacional de Historia Natural, Santiago

Nicole Andrea Verdejo[1], Constanza Ardiles Vial[1], Leonardo Perez Barria[2], Ivette Araya Henriquez[2].
(1) Ingenieria, Ingenieria, Universidad Santo tomas
(2) Area de Paleontologia, Museo Nacional de Historia Natural, Santiago, Chile

Rodulfo Amando Philippi (1808-1904) fue probablemente el naturalista que más aportó al progreso de las ciencias naturales. A él se le debe la descripción de miles de especies de plantas y animales actuales, además de cientos de fósiles, muchas de las cuales siguen vigentes taxonómicamente. Sus ansias por descubrir el mundo natural lo llevaron a explorar incluso temas mineralógicos. Recientemente fue recuperado un listado inédito escrito de su puño y letra, que indicaba la existencia de una colección de minerales con un enorme valor histórico. Es una de las colecciones más antiguas del país. La lista contenía 474 muestras provenientes de distintas regiones del mundo (e.g. Chile, Bolivia, Perú, Alemania, África). Algunas eran comunes como el cuarzo, calcita y pirita. Otras eran valiosas como el oro, la plata y el carneol (gema de cornalina). Destacan los minerales con localidad tipo chilena como la nantoquita y la atacamita, además de las que identifican una mina o un distrito minero, como por ejemplo la proustita y krohnkita. Cabe destacar que algunos de estos minerales fueron nombrados por Ignacio Domeyko, padre de la Mineralogía en Chile, quien fuera además un íntimo amigo de Philippi. Dado el valor patrimonial de las muestras se realizó una búsqueda exhaustiva para hallar y evaluar su estado de conservación. En total 412 muestras fueron recuperadas, otras 62, principalmente oro, plata, hierro meteórico, amatista y "cristal de roca", siguen estando inubicables. Algunos minerales destacan por su colorida belleza, por ejemplo: ulexita (amarillo), eritrina (naranja), heulandita (azul), chabasita (verde), calcita (rosado) y scheelita (azul). Philippi incluyó también minerales que más adelante dejarían de ser reconocidos como tales por la Asociación Mineralógica Internacional, tales como el cloropalo, chilenita, huantajayita, ammiolita y la philippita. La oportunidad de contemplar y estudiar colecciones que pasaron por las manos de uno de los científicos más influyentes de la historia de nuestro país es un verdadero privilegio. Las colecciones en museos deben ser documentadas, conservadas y puestas en valor (publicaciones y exhibiciones). Sólo así, futuras generaciones podrán comprender y apreciar el arduo trabajo que significaron los primeros años de la mineralogía y la museología en Chile.

GEOS-3: Geodiversidad, patrimonio geológico y geoconservación

Identificación, caracterización y valoración de sitios de interés geológico en el área del Complejo Volcánico Mocho-Choshuenco, Región de Los Ríos, Chile

Cristóbal Alfredo Villagrán[1], Manuel Schilling Danyau[1], Nicolás Fuentes Moreno[1], Luis Lara Pulgar[2].
(1) Instituto de Ciencias de la Tierra, Ciencias, Universidad Austral de Chile
(2) Servicio Nacional de Geologia y Mineria, Chile

El Complejo Volcánico Mocho-Choshuenco (CVMCH), corresponde a un lineamiento NW-SE conformado por los estratovolcanes Mocho y Choshuenco, además de cuatro conjuntos de centros volcánicos adventicios y volcanes asociados al mismo. Éstos se ubican en la denominada Zona Volcánica Sur, aproximadamente en las coordenadas 39°56'S – 72°02´O, abarcando las comunas de Panguipulli, Los Lagos y Futrono. Este sistema volcánico se emplaza en una zona de alto interés turístico, con centros poblados mayores como Choshuenco, Neltume y Puerto Fuy, además de cerca de 1.100 km^2 de áreas protegidas distribuidas entre la Reserva Nacional Mocho-Choshuenco y la Reserva Biológica Huilo-Huilo; en torno a este complejo volcánico habitan aproximadamente 400.000 personas.

El CVMCH ocupa el lugar número 9 en el ranking de riesgo específico del Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN) y su último evento eruptivo explosivo ocurrió en el año 1864, hace más de 150 años. Por otra parte, estudios publicados recientemente indican que durante los últimos 1.700 años, este complejo volcánico ha tenido erupciones explosivas con una recurrencia promedio de 150 años. Por esta razón resulta relevante; concientizar sobre los peligros volcánicos y la evolución geológica del CVMCH a la comunidad local y a los turistas que visitan la zona. Para contribuir a la educación de habitantes y visitantes sobre estas temáticas, y promover el desarrollo económico a través del geoturismo y la conservación del patrimonio geológico, se está realizando la identificación, caracterización y valoración de sitios de interés geológico ubicados en torno al CVMCH, especialmente en las cercanías de centros poblados, áreas protegidas y las rutas que son actualmente ofrecidas por operadores turísticos. Esta nueva información permitirá divulgar al público general el conocimiento científico existente sobre el CVMCH, mejorar la respuesta de la población frente a emergencias volcánicas, así como contribuir al desarrollo sostenible y la conservación del patrimonio natural de la zona.

GEOS-3: Geodiversidad, patrimonio geológico y geoconservación

Valoración del patrimonio geológico en la Ruta de las Cascadas de la Parroquia Rumipamba - Cantón Rumiñahui

Ana Cristina Villavicencio[1], Tania Elizabeth García Fonseca[1].
(1) Geologia, Ingeniería en Geología, Minas, Petróleos y Ambiental, Universidad Central del Ecuador

El estudio del patrimonio geológico es una alternativa para vincular la sociedad con la Geología, por medio del geoturismo; difundiendo y divulgando las Ciencias de la Tierra; cuyo fin es generar conciencia de que el patrimonio natural y cultural está conformado por componentes bióticos y abióticos, dicho de otra forma, tener una visión auténtica de nuestro entorno permite el aprovechamiento sustentable y sostenible del georecurso. La caracterización de los rasgos geológicos y su valoración a través de la utilización de los criterios: científico, didáctico y recreativo; según la metodología de Inventario de Lugares de Interés Geológico (LIG's) (INIGEMM, 2013), permitió determinar cuatro sitios más notables y mejor representados, en la Ruta de las Cascadas (parroquia de Rumipamba - Cantón Rumiñahui), situados en formaciones volcánicas relacionados al volcán Cotopaxi y Pasochoa. Estos LIG's, presentan un alto grado de interés didáctico y recreativo, denominados Cascada Cóndor Machay, Flujos de lava La Caldera, Flujos de lava del Sendero Vilatuña y Valle Encañonado del río Pita. Este estudio permitirá contribuir con información a las autoridades locales, para así mejorar las decisiones públicas de administraciones de espacios de entretenimiento, que pueden ser la base para desarrollar proyectos de emprendimientos ligadas al geoturismo. La primera iniciativa, sería la incorporación de paneles temáticos que involucren aspectos geológicos, en un lenguaje sencillo para el público en general (recreativa); crear interés en los estudiantes acerca de esta nueva línea de investigación incorporada al ámbito de la Geología (científica) y finalmente considerar la Ruta de las Cascadas como un lugar propicio para desarrollar recorridos didácticos de geociencias relacionadas al conocimiento volcánico, hídrico y geomorfológico, a través de salidas de campo formativas para estudiantes de ciencias afines.

GEOS-3: Geodiversidad, patrimonio geológico y geoconservación

Arte, rocas y patrimonio: concepción del concepto de patrimonio desde la experiencia multidisciplinaria en el Valle de Petorca

Sergio Vivanco[1], Vladimir Vicencio[3,2], Rodrigo Perez[5,4], Denisse De La Fuente[3,6].
(1) Departamento de Antropología, Facultad de Ciencias Sociales, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(2) Junta de Vecinos Pob. Audino Ortiz, Chile
(3) ONG Covalente, Chile
(4) Agrupación Geociencias para Políticas Públicas, Chile
(5) Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(6)

El proyecto Geoparque Valle de Petorca surge el 2016 como una iniciativa que propone un desarrollo económico local sostenible, ante la crisis hídrica producto de la agricultura de monocultivo de especies exógenas a gran escala. Esto obedece al contexto social actual de las ciencias preocupadas por su uso práctico y social, así como del impacto positivo y negativo que tienen en el medio ambiente, las comunidades y los modos de vida. El proceso de patrimonialización es una, sino la más, importante herramienta científica y política utilizada por este tipo de iniciativas. La geodiversidad del valle y sus cerros así como la amplia presencia de petroglifos han sido ampliamente investigados en la zona. El proceso de protección y puesta en valor tanto de estos elementos geológicos y arqueológicos aún están en una fase inicial. Para ello es necesario instalar un marco conceptual sobre el patrimonio con un énfasis social e integral. Es por ello que se propone una discusión teórica que incluye una revisión sobre el uso del concepto patrimonio y de los procesos de patrimonialización, tanto en el contexto de geodiversidad en geología como de la culturalidad en arqueología. La arqueología ya ha realizado un proceso de reflexión inicial respecto al patrimonio. El estado ha cimentado, desde su comienzo, el concepto de patrimonio desde una perspectiva científica y monolítica, que ensalza la identidad chilena, y que hoy se ha tenido que readaptar a un contexto multicultural de reconocimiento y gobernabilidad de lo étnico, renovando las relaciones de poder. En cambio el geopatrimonio surge desde el marco de la geodiversidad en el que la valoración científica incluye la apreciación de aspectos pedagógicos, estéticos, turísticos y estado de conservación. En ambos hay elementos comunes que deben ser trabajados debido al valor cultural que se le otorga al patrimonio como objetos de placer y orgullo nacional. Además es necesario revisar la legislación vigente. En arqueología existe un marco legal constituido y una institucionalidad involucrada en el proceso. El patrimonio geológico se sustenta meramente en la academia y en la Red de Geoparques UNESCO. A partir de esto se plantea desarrollar una metodología de investigación integral que incluya las distintas aristas del patrimonio de forma interdisciplinar. Esta debe incluir una propuesta de registro y sistematización del patrimonio, de participación comunitaria y de valorización turística y pedagógica.

GEOS-4: Equidad de género en las Ciencias de la Tierra: contexto, actualidad y proyecciones

Perspectiva femenina en el desarrollo científico: El caso de las geocientistas chilenas

Fernanda Álvarez-Amado[1], Natalia Ávarez-Amado[2].
(1) Departamento de Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias Químicas, Universidad de Concepción
(2) Departamento de Química, Facultad de Ciencias, Universidad de Chile

Actualmente estamos presenciando un momento histórico que marcará un antes y un después en las comunidades universitarias. La discusión acerca de lo que significa ser una mujer dedicada al área científica no puede quedar fuera de este proceso ¿Cuántas de nosotras tuvimos juguetes que estimularan la curiosidad? ¿A cuántas de nosotras se nos dio la oportunidad de realizar actividades que fomenten las cualidades entendidas como necesarias para desarrollar investigación? El debate feminista en torno a la ciencia comienza por reconocer la escasez de mujeres en esta área. Si bien es evidente una inequidad de género en el ámbito científico y las adversidades que enfrentan las mujeres en este sistema, poco se ha discutido acerca de qué rol cumple la perspectiva femenina en el desarrollo científico y cuáles son sus potencialidades. El modelo científico presenta un carácter eminentemente sexista, siendo construido centralmente desde lo masculino, atribuyéndosele una inferioridad intelectual a la mujer o relegándola a un segundo plano debido a roles sociales impuestos. La sociedad patriarcal propicia una desconfianza acerca de la capacidad de las mujeres para desarrollar ciencia, particularmente en áreas STEM, donde su rol ha sido sistemáticamente olvidado, atribuyendo los grandes descubrimientos científicos de manera casi exclusiva a los hombres, invisibilizando a las científicas a lo largo de la historia. En esta línea, la perspectiva feminista permite documentar el paso de las mujeres en estas actividades y analizar este fenómeno en el contexto de un ámbito científico patriarcal y androcentrista, responsable de la sub-representación de las mujeres y sus perspectivas. En el presente trabajo se promueve una discusión acerca de cómo las líneas de investigación están moduladas por una componente de género, la cual reserva principalmente para los hombres, áreas paradigmáticas en las geociencias (e.g. téctonica, vulcanología, geología económica), mientras que existirían áreas "secundarias" (e.g. ciencias planetarias, cambo climático, hidrogeología) en que las mujeres tendrían mayor participación. Pretendemos realizar una valoración de la situación de la mujer en la ciencia desde un enfoque feminista, con énfasis en el caso de las geociencias chilenas, destacando el papel que han cumplido diferentes científicas y sus contribuciones en este campo, así como un análisis acerca de las implicancias de la perspectiva de las mujeres en el ejercicio científico general.

GEOS-4: Equidad de género en las Ciencias de la Tierra: contexto, actualidad y proyecciones

Diagnóstico de las situaciones de inequidad de género en la Facultad de Ingeniería de la Universidad Andrés Bello- Concepción

María Jesús Bravo[1].
(1) Carrera de Geología, Ingeniería, Universidad Andrés Bello

En todos los ámbitos del quehacer diario nos encontramos con desigualdades entre hombres y mujeres, tanto en lo público como en lo privado. El contexto universitario no está ajeno a esta realidad. Aunque el acceso a la educación superior ha avanzado hacia la equidad en el acceso entre hombres y mujeres, aún no existe un equilibrio de la presencia femenina en puestos de toma de decisiones. Por otro lado, la perspectiva de género no está formalmente incorporada en los currículos ni en la formación docente. Aún se mantienen estereotipos de género en el ingreso a algunas carreras, como enfermería o ingeniería, por ejemplo. Estas son solo algunos ejemplos de desigualdades en el ambiente universitario.

La educación superior debe contribuir a superar la brecha de género promoviendo los estudios de género y la transversalidad de género en el quehacer universitario, impulsando la creación de políticas y estrategias dirigidas a incorporar la equidad de género en todos los niveles: estratégico, operativo y en la cultura organizacional.

En este marco, se propone realizar un diagnóstico de las situaciones de inequidad de género reportadas por sujetos pertenecientes a la Facultad de Ingeniería de la Universidad Andrés Bello, Sede Concepción, para conocer la relación entre éstas y los diferentes niveles de interacción dentro de la institución: distintas relaciones jerárquicas (estudiante/docente, jefatura/docente) y entre pares (alumna/alumno), además evaluar si existe preconcepciones de género en relación a las diferentes carreras de la Facultad.

El trabajo se lleva a cabo mediante la aplicación de encuestas a estudiantes, docentes con cargo directivo, docentes jornada, adjuntos y administrativos.

Este diagnóstico podrá ser la base para generar iniciativas de mejora y cambio, primero en la Facultad de Ingeniería, luego hacerse extensivo a toda la Universidad, para avanzar en pro de la igualdad entre mujeres y hombres.

GEOS-4: Equidad de género en las Ciencias de la Tierra: contexto, actualidad y proyecciones

Barreras de género e inclusión sustentable de mujeres en industrias masculinizadas -la minería en Chile-

Pamela Caro[1], Paola Ilabaca[1], Karem Celis[1], Lorena Armijo[1], Lesly Meyer[1], Helena Roman[1].
(1) Centro CIELO, ciencias sociales, Universidad Santo Tomás

Aborda los obstáculos que se presentan en operarias, supervisoras y altos cargos, en empresas públicas y privadas, no sólo para ingresar a la industria, sino para permanecer en ella, con satisfacción laboral. El objeto de estudio (FONDEF) son las barreras de las políticas y cultura de la organización, así como de la sociedad en general, que actúan en la inclusión femenina sustentable, en ambientes laborales masculinizados, de corte homosocial. Permitirá desarrollar un modelo de gestión, en torno a la generación de un sistema de alerta temprana a la deserción de mujeres en la industria (o malestar en su permanencia), así como un prototipo de intervención para mitigar riesgos. Expondremos los resultados de la aplicación de **metodología** mixta (1.338 cuestionarios, 46 entrevistas individuales semiestructuradas y 7 focus group) en 5 faenas mineras, 3 en el norte del país, y 2 en la zona centro. Los principales **resultados** cuantitativos, es que en las mujeres (todas) la satisfacción con la supervisión, desarrollo profesional, equilibrio profesional-familiar, conciliación y adherencia a creencias sexistas benevolentes explica una mayor inclusión femenina. A diferencia de la variable infraestructura que aparece no teniendo incidencia en la percepción de inclusión. Los principales resultados cualitativos,indican que las barreras endógenas a la cultura organizacional, como discriminación o complejo ambiente laboral (experiencias sexistas y tratos impropios) fragiliza la inclusión principalmente de operarias. Las supervisoras confirman que situaciones de acoso laboral sexista, han llevado a desvinculaciones de pares (post denuncias), deteniendo desarrollo de carrera. Por su parte, la débil corresponsabilidad y conciliación familia-trabajo (modelo tradicional), como barreras endógenas y exógenas a la cultura (de la organización y de la sociedad sobre los roles de género en relación a la familia) actúa presionando la trayectoria laboral de las mujeres. La maternidad, para todas las categorías, tensiona sus carreras y exacerba dilemas de la conciliación, que en la mayoría de los casos viven como una experiencia personal (no de pareja, ni empresarial o social). Barreras exógenas que inciden son la persistencia de visión tradicional de roles de género, falta de corresponsabilidad parental en el cuidado, actitud reclamante de hijos/as. El sistema de turnos obstaculiza la inclusión, y especialmente cuando las trabajadoras son madres.

GEOS-4: Equidad de género en las Ciencias de la Tierra: contexto, actualidad y proyecciones

Agrupación de académicas "Adelina Gutiérrez" en la Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas de la Universidad de Chile: De la catarsis a la acción

Katja Deckart[2,1], **Luisa Pinto[2]**, Nancy Hitschfeld[3], Doris Sáez[4], Salomé Martínez[5].
(1) Advanced Mining Technology Center (AMTC), Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(2) Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(3) Departamento de Ciencias de la Computación, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(4) Departamento de Ingeniería Eléctrica, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(5) Departamento de Ingeniería Matemática, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile

La Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas de la Universidad de Chile reúne a académicos y académicas de las ciencias de la física, geofísica y geología, y de la ingeniería civil, en minas, química, biotecnología, matemática y eléctrica, entre otras. Esta Facultad tiene un bajo porcentaje de académicas (~17%). Esta situación de minoría y la visualización de problemas de discriminación o sesgos de género instaron a las académicas de la Facultad a unirse en la agrupación "Adelina Gutiérrez", en el año 2011. El nombre de la agrupación es en honor a la primera académica jornada completa de la Facultad en los años 70's. La agrupación Adelina Gutiérrez ha permitido a las académicas compartir visiones de diversas disciplinas mediante reuniones, jornadas de reflexión, realizando un *mentoring* interno a las académicas jóvenes, y tener un sentido de pertenencia y comprensión de la realidad de las mujeres investigadoras que promueve su permanencia en la academia. Este sentido de comunidad les ha dado fortaleza a las integrantes para alzar la voz en temas de género en sus respectivos departamentos y su entorno personal. La agrupación ha posicionado el tema de género con la creación de la Comisión de Equidad de Género y Desarrollo Académico (2013), los programas de Ingreso Prioritario de Equidad de Género (PEG, 2013) y de Equidad de Género en la Academia (PEGA, 2014), y la Dirección de Diversidad y Género (2018); así como el reconocimiento de licencias pre y postnatales en formularios académicos (e.g., calificación académica), entre las acciones más importantes. En particular, el programa PEG implementado el año 2014, hizo que el porcentaje de estudiantes mujeres que se matriculan en la Facultad aumentara de un histórico 20% (2013) a un 33% (2018). Este porcentaje fue mayor al del sobrecupo (40), pues ahora hay más mujeres que postulan a la Facultad motivadas por la política de género implementada. Actualmente, las académicas de la agrupación Adelina Gutiérrez están liderando la implementación de la Dirección de Diversidad y Género en la Facultad, la cual permitirá realizar un diagnóstico local de la discriminación que existe hacia las mujeres y otras minorías dentro de la Facultad. Este diagnóstico permitirá formular diversas políticas y protocolos de convivencia que promuevan la no discriminación, y un aumento del porcentaje de mujeres en los diversos estamentos de la Facultad, para que llegue a ser un mínimo de 35%, suficiente para que dejen de ser minoría.

GEOS-4: Equidad de género en las Ciencias de la Tierra: contexto, actualidad y proyecciones

Perspectiva de género en investigación

Vania Andrea Figueroa[1], Adriana BastÃas Barrientos[3,2].
(1) Instituto de Ciencias de la Salud, Universidad de O`higgins
(2) Red de Investigadoras
(3) Universidad Autónoma de Chile

El bienestar humano, social y económico al que aspiran las naciones depende del logro los Objetivos de Desarrollo Sostenible (ODS). Existe consenso mundial que para alcanzarlos, es necesario terminar con las brechas de género en todo ámbito. La conjugación de la ciencia, la tecnología y la innovación, a menudo es considerada como la vía más rápida al desarrollo sostenible, sin embargo todas éstas derivan de una construcción androcéntrica y sus prácticas históricamente han relegado a la mujer a una posición de secundaridad. Chile figura en el puesto 63 del Índice Global de Brecha de Género del Foro Económico Mundial, también presenta una de las cifras regionales más bajas de participación femenina en investigación, no superando el 32% en ciencias y el 19% en tecnología e ingeniería, según cifras de UNESCO. Junto a lo anterior nuestro país invierte solo un 0,38% del PIB en I+D+i, relegándolo a los últimos lugares entre de los países miembros de la OCDE. Este es un escenario especialmente adverso para las mujeres, la escasez de recursos agrava las brechas de género en investigación y contribuye a la precarización y desvalorización del trabajo científico. Las agrupaciones de la sociedad civil se han volcado a la tarea de impulsar una nueva institucionalidad para investigación chilena, que potencie la investigación local. En esta cruzada la Red de Investigadoras ha tomado la difícil misión de visibilizar los obstáculos que las investigadoras chilenas enfrentan en la inserción laboral, la obtención de recursos para investigación y las inequidades estructurales que presentan los sistemas donde se genera el nuevo conocimiento, los que dificultan el pleno desarrollo y avance de las mujeres. Más de tres años de arduo trabajo, le han permitido a esta organización comprobar que las brechas de género en la investigación nacional, siguen la tendencia mundial visualizándose a partir del pre y posgrado, para luego agudizarse en la transición a la consolidación de la carrera académica de las investigadoras. ¿Cuáles son las causas de las brechas de género en el campo de la ciencia y la tecnología en Chile? Esta ponencia hará un recorrido por los principales obstáculos que enfrentan las investigadoras chilenas en la actividad científica, contrastando la evidencia nacional e internacional disponible. Finalmente se comentarán las propuestas y el trabajo realizado por la Red de Investigadoras para cerrar la brecha de género en investigación a nivel nacional.

GEOS-4: Equidad de género en las Ciencias de la Tierra: contexto, actualidad y proyecciones

América Patricia Olivares Morales. Primera Geóloga que trabajó en División Salvador de CODELCO.

Roberto Fréraut Contreras[1], Verónica Bravo Cabrera[2]
(1) Gerente de Exploraciones, CODELCO
(2) Directora Diversidad de Género, CODELCO

América egresó como Geóloga el año 1984 de la Universidad de Chile, al año siguiente obtuvo su Post-grado en Cienciasy participó como Profesora Auxiliar en la misma casa de estudios.

Durante su trayectoria profesional se desempeñó como Investigadora Principal en el Centro de Investigaciones Mineras y Metalúrgicas y posteriormente ingresó al Servicio Nacional de Geología y Minería. El año 1994 participa en la elaboración del Modelo Geometalúrgico de División el Teniente de Codelco y desde allí pasa a formar parte del equipo de profesionales de Salvador. Ya en División Salvador,desde 1996hasta el año 2015, fue nuestra primera Geóloga en esta División, desarrollando funciones como Jefa de Geología de la Mina Subterránea hasta alcanzar la responsabilidad de la Superintendencia de Geología.
Durante los primeros años fue difícil el encuentro familiar, quienes vivían en Santiago. Más tarde, lograron un punto de encuentro intermedio, en Coquimbo, y esto le permitió reuniones casi todos los fines de semana. Un esfuerzo ejemplar para la conciliación de sus sueños profesionales y su vida familiar.

Conocí a América en la Universidad como estudiante. Ya en ese entonces se perfilaban sus caracteres de liderazgo y gran compromiso con los valores que siempre mantuvo: una responsabilidad absoluta con el sustento y desarrollo de su nación.
América fue una excelente profesional que fue abriendo camino a sus colegas, destaco su pasión en la entrega de su trabajo, su esfuerzo por hacer las cosas bien y aportar nuevas ideas y puntos de vista a sus pares.
Sus compañeras la recuerdan así:

"Con América compartimos algunos cafés en la "escuela" (Dpto. Geología, U. de Chile) a fines de los 70's, historias, sueños y una salida a terreno; así nos conocimos … América era una persona con gran capacidad para enseñar, lo que resultó en la preparación de una microscopista, con quien partió de cero y quien hasta su jubilación se hizo cargo de la microscopía de menas para operaciones … Compañera y amiga en las buenas y en las malas, luchadora silenciosa por la incorporación de las geólogas en el quehacer minero, intransigente con la falta de ética en todo ámbito. Te extraño". Alejandra G. Arévalo T.

"La conocí trabajando en el CIMM (centro de investigación minero metalúrgico)… su paso por esa institución fue extraordinaria pues con su dedicación metódica y de trabajo intenso logró resultados sorprendentes en varios ámbitos y con ello ser considerada como una de las mejores profesionales dejando una excelente impresión en la institución… destaco su capacidad de entablar conexiones con profesionales de otras áreas, imponiendo de manera sutil (o firmemente según era el caso) sus puntos de vista geológicos… tuvo siempre un excelente trato, acompañado de sencillez, cordialidad, compañerismo y lealtad. Además de una total falta de arrogancia, ganándose el respeto tanto de jefaturas como de subalternos…Estoy casi segura de que a ella no le gustarían estas alabanzas, ella sólo diría "Sólo he hecho mi pega".MiriamBrockway.



América dijo en una ocasión: "Uno siempre debe estar orgulloso del lugar al que pertenece, pero trabajar en Codelco tiene una connotación especial, porque acá cumplo un deber para mi país, que somos todos. Mi sueño siempre fue trabajar en una empresa estatal, ya que estudié con becas y préstamos y es una forma de retribuirle al país…"

América sentía un tremendo orgullo de trabajar con nosotros, de aportar sus conocimientos y dar lo mejor en pro de lo que Codelco significa para nuestro país.

América la primera geóloga en División Salvador, ha sido una de nuestras pioneras, abriendo nuevas oportunidades y demostrando con el diario cumplimiento de sus deberes en esa faena minera y su decidido liderazgo, lo clave que es la participación de la mujer en el desarrollo del país.

GEOS-4: Equidad de género en las Ciencias de la Tierra: contexto, actualidad y proyecciones

El camino que ha recorrido Codelco en el desafío de la igualdad de oportunidades, la diversidad, la equidad de género y la conciliación de la vida laboral, familiar y personal.

En Codelco, tenemos la convicción de que la diversidad de género y la conciliación de la vida laboral y familiar aportan al negocio, a la productividad y sustentabilidad de la organización.

Los hitos relevantes que Codelco ha logrado en esta gran tarea se resumen a continuación:

2007	2008	2011	2012
▪ **Programa Iguala** – Codelco: primera empresa gran minería en suscribir el Programa Iguala del Servicio Nacional de la Mujer (SERNAM)	▪ **Innovación Social Gabriela Mistral** – Presidenta Bachelet inaugura minera Gabriela Mistral , en donde el 25% de la dotación es femenina, lo que supera tres veces el promedio de mujeres en el resto de la industria, doblando la mano a la forma de hacer minería en Codelco y en Chile.	▪ **Buenas Prácticas Laborales** – Codelco reafirma su compromiso con el Programa de Buenas Prácticas Laborales con equidad de género junto al Servicio Nacional de la Mujer (SERNAM), a través de un nuevo acuerdo, desarrollando programas piloto que permitan la incorporación de mujeres.	▪ **Primera Sala ALMA** – Gabriela Mistral inaugura primera "Sala ALMA" , un lugar especialmente acondicionado para que las mujeres puedan extraer y almacenar la leche materna hasta que regresan a sus hogares para estar con sus hijos.

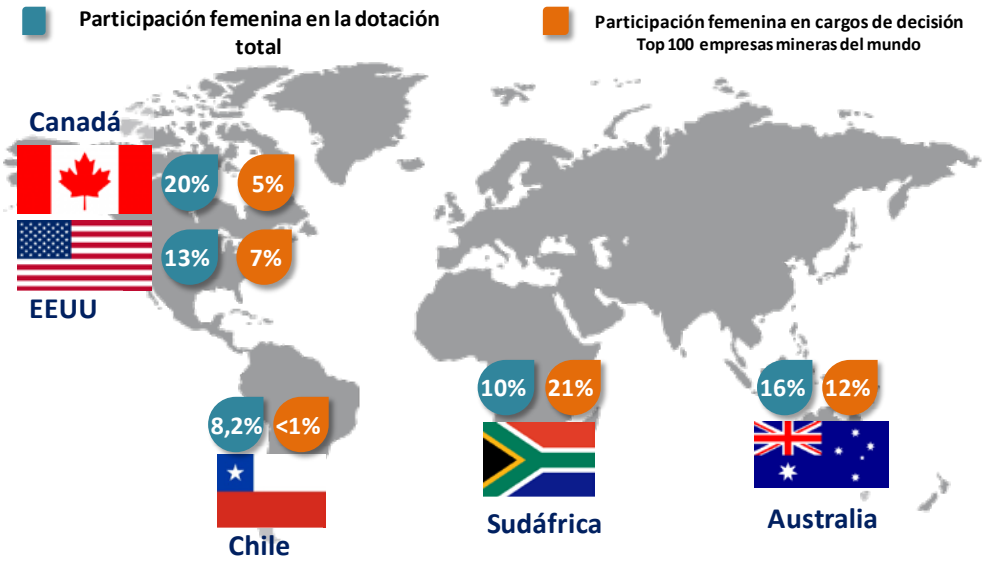
2013	2014	2015	2016
▪ **Norma Chilena 3262.** – Comienza a trabajar en certificación de NCh 3262 de Igualdad de género y conciliación de la vida laboral, familiar y personal. • **División Ventanas avanza en diversidad en el marco del lanzamiento de la NCh 3262** – Ventanas: Trajes especiales de trabajo para embarazadas, una sala de extracción de leche materna, dos mujeres en el Comité Ejecutivo divisional, Remodelada Casa de Cambio Centralizada (camarines) .	▪ **Transitando hacia el cambio cultural.** – Ministro Hales: primera mujer que opera una de las palas hidráulicas más grandes del mundo: la PC8000. – Codelco firma acuerdo contra la violencia hacia las mujeres en el trabajo, en el 2do Foro Regional de Empresas por la Igualdad de Género. – Codelco: la empresa minera con mayor presencia femenina en Chile, el 8,5% de la dotación total de la compañía está compuesto por mujeres, cifra superior al resto de la industria minera chilena.	▪ **Gabriela Mistral se certifica en NCh 3262.** ▪ **Indicador de Diversidad de Género en Convenio de Desempeño Único.** ▪ **Estrategia de Diversidad de Género.** ▪ **Dirección Corporativa de Diversidad de Género.** ▪ **Consejo de Políticas de Género del Pacto Estratégico suscrito por la administración de Codelco y la Federación de Trabajadores del Cobre (FTC).** ▪ **Líderes de Género en los 10 Centros de Trabajo.**	▪ **Indicador de Diversidad de Género por segundo año consecutivo en el Convenio Desempeño Único (CDU)** ▪ **3 Centros de Trabajo certificados en la NCh 3262.** ▪ **2 Centros de Trabajo en proceso de certificación.** ▪ **Mesa de Género en cada Centro de Trabajo** ▪ **Transformación cultural: actividades de sensibilización.**

2017
• Certificación NCh3262 Ministro Hales, Radomiro Tomic y Vicepresidencia de Proyectos, 60% de los Centros de Trabajo certificados. • Ministerio de la Mujer otorga Sello Iguala a Ventanas, Casa Matriz y Ministro Hales.

La participación femenina en la industria minera nacional e internacional.

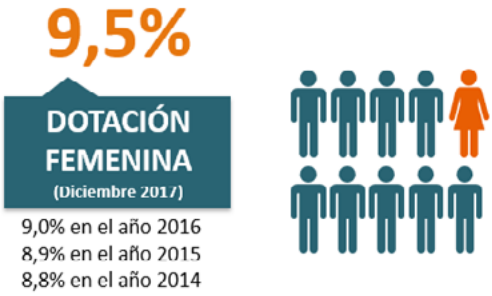
A nuestro país le queda mucho camino aún por recorrer. Los países de economía minera con los que podemos compararnos muestran cifras a las cuales debemos llegar en un corto plazo.

GEOS-4: Equidad de género en las Ciencias de la Tierra: contexto, actualidad y proyecciones



Fuente: Women on Boards, Global Trends in Gender Diversity on Corporate Boards, Noviembre 2015, MSCI ESG Research Inc..

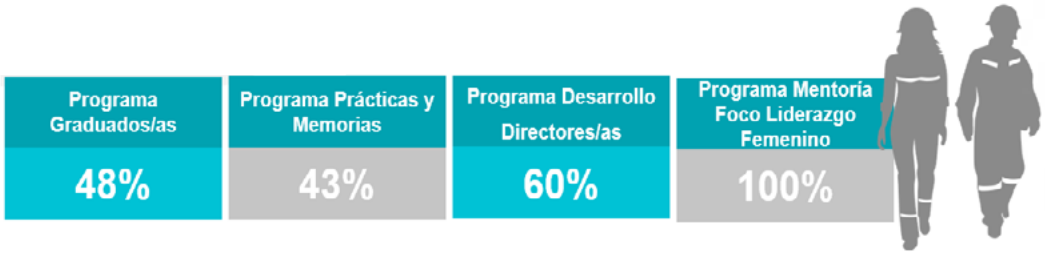
Las cifras actuales de la corporación muestran una tendencia mejor que el promedio nacional perfilando a Codelco como líder también en estas materias.



Codelco cuenta con **1.767 MUJERES** en faenas y oficinas (diciembre 2017)

Ejecutivas	22
Profesionales	783
Trabajadoras	869
Graduadas	31
Aprendices	62

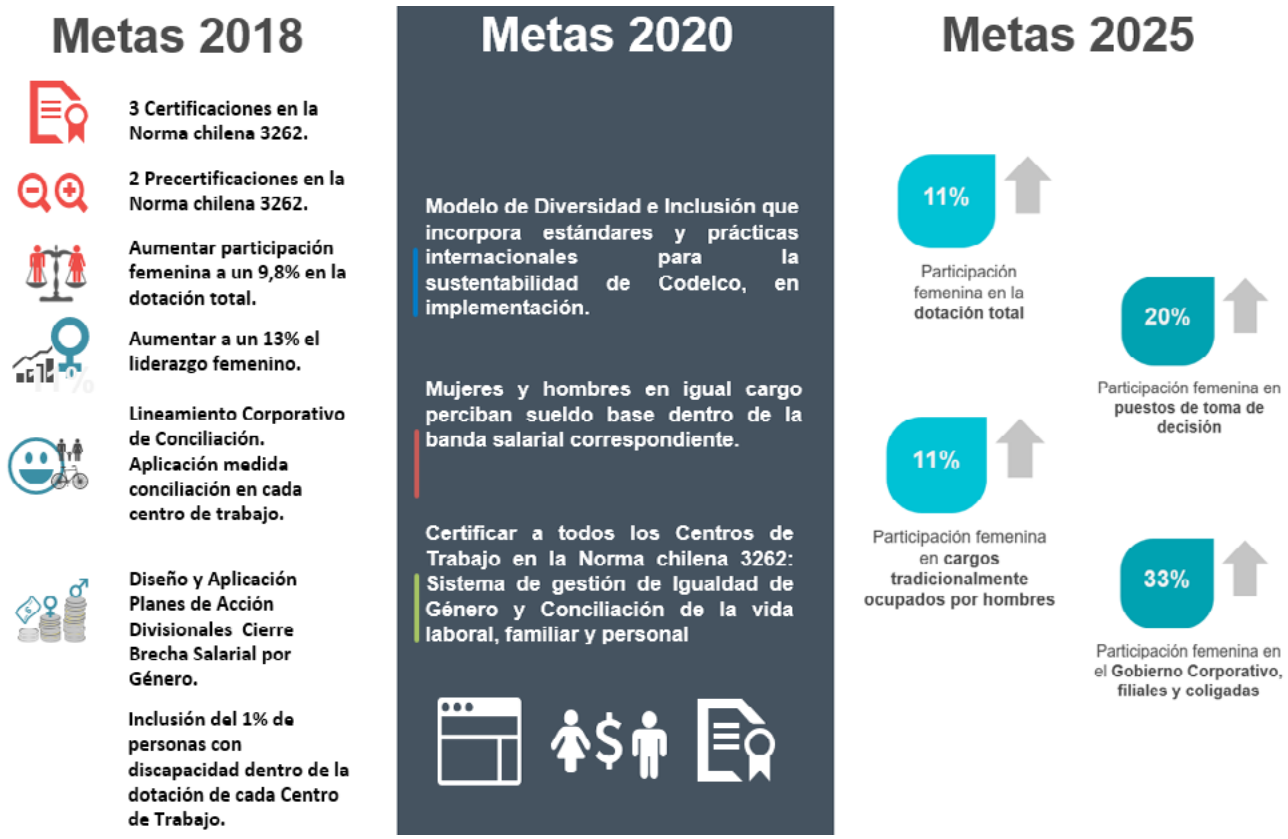
El balance de Género a nivel de Acciones Positivas en Codelco reafirma que vamos avanzando proactivamente.



Nuestras Metas y Aspiraciones.
Estamos trabajando arduamente para continuar siendo un referente a nivel nacional en Diversidad de Género y Conciliación de la vida laboral, familiar y personal. Esto requiere de unatransformación cultural, tanto interna como externa, los cambios son lentos pero ya se están viendo.

GEOS-4: Equidad de género en las Ciencias de la Tierra: contexto, actualidad y proyecciones

Bajo la lógica de un **Plan Maestro de Sustentabilidad de Codelco** también nos hemos impuesto metas y aspiraciones que amplían las diversidades en nuestra organización, al 2020 nuestro objetivo es contar con un Modelo de Diversidad e Inclusión que incorpore estándares internacionales, en implementación. Nuestras metas de corto, mediano y largo plazo, son:



América y muchas otras colegas que trabajan en la industria nos están señalando que sí se deben hacer cambios para una etapa más justa en este camino irrenunciable **de la igualdad de oportunidades, la diversidad, la equidad de género y la conciliación de la vida laboral, familiar y personal.**

GEOS-4: Equidad de género en las Ciencias de la Tierra: contexto, actualidad y proyecciones

Mujeres en Mineria, el camino de la innovacion en capital humano.

Claudia Monreal[1].
(1) women in mining chile

"Es por esto que buscamos equipos de innovación que, además de diversidad las otras nueve variables técnicas y sicológicas, estén balanceados en no menos de un 40% y no más de un 60%, siendo –ojalá- 50% de hombres y 50% mujeres. Estas cifras no son antojadizas, sino que resultan años de investigación y experimentación con equipos de innovación"(*) Innovar en el Recurso Humano como herramienta de Inclusión Las industrias dispares en balance de género han desarrollado programas para la inclusión femenina y el efecto de estos programas se mide en porcentajes sobre el total de empleados, sin medir el impacto que tienen en la Innovación. La inteligencia colectiva postula que la sincronización de las decisiones en base al lenguaje no verbal tiene un impacto importante en la fluidez de la organización, esta fluidez es posible de predecir en base a mediciones sensomotrices de las personas que componen un equipo. Hombres y mujeres de esta sociedad hemos sido educados a seguir patrones distintos de lenguaje verbal y por tanto un equipo de personas de un solo sexo trabajará en un espectro de soluciones con "fluidez" distinta a la de un grupo de personas mixto o diverso. La inclusión tiene este efecto, cambia las respuestas del grupo y por tanto produce un efecto en la capacidad de innovación del equipo; como postuló Einstein: haz 100 veces lo mismo, tendrás 100 veces la misma respuesta. Este trabajo recopila las iniciativas de inclusión de la industria minera, propone una nueva forma de medir su impacto en base a metodologías desarrollados por el Massachussetts Institute of Technology en Inteligencia Colectiva, las que hasta ahora no han sido utilizados como una herramienta de medición del indicador de innovación de equipos mixtos. (*)http://www.economiaynegocios.cl/noticias/noticias.asp?id=465887#

GEOS-4: Equidad de género en las Ciencias de la Tierra: contexto, actualidad y proyecciones

Asociaciones de Mujeres en las Ciencias: desde una conversación de pasillo hacia la equidad de genero

Cindy Mora-Stock[1], Tania Villaseñor[2], Millarca Valenzuela[3].
(1) Depto. Ciencias de la Tierra, Universidad de Concepción
(2) Departamento de Geología, Universidad de Chile
(3) Sociedad Geológica de Chile

La carrera de las mujeres en disciplinas científicas, tanto en la academia como en el ejercicio de la profesión, está marcada por una serie de dificultades derivadas de los estereotipos culturales y expectativas sociales hacia las mujeres. Esto incluye desde sesgos educacionales en la etapa escolar hasta discriminación y acoso en ambientes profesionales y académicos. Es por esto que las mujeres, en todos los ámbitos laborales, han sentido la necesidad de crear redes de apoyo y discusión frente a las distintas situaciones que afectan tanto su vida laboral como personal. Estos grupos representan instancias de reflexión de su historia – personal y colectiva - a partir del cual es posible motivar la acción para promover cambios positivos en la comunidad que reúne. Las ideas y cambios culturales necesarios para avanzar en equidad de genero se gestan desde conversatorios entre pares, ascendiendo a organizaciones estamentales, y generando códigos a nivel universitario.

Este trabajo recopila distintos grupos que promueven la sororidad y redes de contacto; proveen ejemplos de acciones sociales como códigos de conducta y ética; e impulsan la visibilidad de las mujeres y sus logros. Se presentarán estos distintos grupos en sus distintos formatos, incluyendo algunos ejemplos de acciones o programas de estos grupos destinados a apoyar y mejorar diversos aspectos de la carrera y vida de sus integrantes. De esta forma se espera poder alentar a la comunidad de mujeres en geociencias nacional y otros asistentes a esta sesión a conocer y relacionarse con estos grupos, o crear nuevos que permitan compartir experiencias personales y de trabajo, generar vínculos internacionales y nacionales, y ofrecer y/o postular a puestos de trabajo.

Algunos de los grupos que se presentarán incluyen la plataforma de expertas Hay Mujeres, Women in Minning (WIM), la Red de Investigadoras, y Pangea – todas por una, en el ámbito nacional. Mientras que en el ámbito internacional se presentarán los grupos como Earth-Science Women Network (ESWN), Association of Women Geoscientists (AWG), PROGRESS - PROmoting Geoscience Research, Education, & SuccesS,y 500 Women Scientist.

GEOS-4: Equidad de género en las Ciencias de la Tierra: contexto, actualidad y proyecciones

Minería, vivencia de una pionera y análisis de la actividad desde una visión de género. Patricia Narváez D. Geólogo Consultor.

Patricia Narváez[1].
(1) Consultor Independiente

En este trabajo se expone la experiencia de más de cincuenta años dedicados a la exploración minera y al estudio de yacimientos en diversos lugares del país. Se muestra brevemente las motivaciones para dedicarse a esa área y trata de condensar y hacer una interpretación de la evolución sostenida de la minería desde los años setenta del siglo pasado a la actualidad, con énfasis en las condiciones de trabajo, relaciones con otros profesionales, equipos de apoyo y por sobre todos con los mineros, tanto industriales mineros como los trabajadores de minas subterráneas de Pequeña, Mediana y Gran Minería. Se hará un recuento del trabajo de las geólogas en Minería, sus inicios, aportes y adaptaciones a una actividad dura pero cautivante y sus diferentes visiones no siempre coincidentes. La actividad se analiza considerando diversos sectores con características y condiciones propias, que resumen la gran variedad de especialidades que conlleva la minería, desde trabajos en minas, medianas y grandes, tanto en exploración y producción, como en exploración greenfield y estudios regionales orientados, en empresas de servicio, consultoras, laboratorios especializados y también como independientes. Todas estas áreas requieren de capacidades y caracteres peculiares a los cuales las geólogas han respondido con estrategias y ajuste personales que finalmente han consolidado el posicionamiento de ellas a plenitud y con éxito en la minería. Se pone énfasis en el estímulo y aporte de las geólogas pioneras a las nuevas generaciones, si bien el tramo de tiempo es corto respecto de otras profesiones, lo logrado en cuarenta años es significativo, y más si se compara con lo logrado con las ingenieras de minas. Se termina con el análisis de los cambios, realidad, y proyección de un campo abierto para el fortalecimiento y desarrollo de las colegas. **Palabras Claves:** mina, exploración,mineros, equipo, geólogas.

e-mail: p.narvaez.d@gmail.com

GEOS-4: Equidad de género en las Ciencias de la Tierra: contexto, actualidad y proyecciones

Análisis transgeneracional del contexto formativo y académico de mujeres geocientistas

Andrea Navarro-Aránguiz[1], Karen Kotthoff[2], Luna Pérez[2], Samanta Aravena-González[2], María Constanza Flores[1], Francisca Olivares[2], Á lvaro Otaegui[3], Verónica Acevedo[4].
(1) Departamento de Geofísica, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(2) Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(3) Departamento de Sociología, Universidad Alberto Hurtado, Santiago, Chile
(4) Instituto de Sociología, Pontificia Universidad Católica de Chile, Santiago, Chile

En Chile, el ingreso de mujeres a la Universidad se permitió en 1877 bajo el Decreto Supremo conocido como Decreto Amunátegui, sin embargo, las que elegían este rumbo no estuvieron exentas de complicaciones. En el siglo XX las mujeres comenzaron a posicionarse como un agente activo en el espacio público, obteniendo el derecho a voto e ingresando en mayor número a la Educación Superior. Ya en el siglo XXI la matrícula se constituye mayoritariamente por mujeres, siendo las carreras de preferencia las relativas al cuidado y la salud según lo indicado por el Ministerio de Educación. Por otra parte, las estudiantes de carreras de Ciencia, Tecnología, Ingeniería y Matemáticas (CTIM) son pocas en comparación a otras áreas y su presencia no ha aumentado significativamente con el tiempo, por lo que cabe cuestionar si el interés en áreas tan marcadas por parte de las mujeres responde más a roles de género que a una vocación.

Dado lo anterior, este estudio pretende conocer el contexto y apreciaciones de mujeres que estudiaron y estudian carreras relacionadas a las Ciencias de la Tierra, con el fin de reconocer las condiciones en que se ha forjado su formación, los impedimentos y/o prejuicios que han enfrentado y si ha existido un cambio a través de los años.

Se realizó una encuesta preliminar en que respondieron 41 mujeres geocientistas que ingresaron a la Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas de la Universidad de Chile, abarcando un rango generacional de 1981 a 2015. A partir de esta encuesta, se obtuvo que la mayoría ha vivido o presenciado situaciones de acoso (63,5%) y/o discriminación (70,8%) por razón de su sexo durante sus años de estudio. También han tenido que adaptarse a un ambiente masculino adoptando actitudes frías, competitivas (68,3%) y cuidando su aspecto personal para no ser menospreciadas intelectualmente (75,6%). Pese a los resultados mencionados, la mayoría destaca que ha forjado lazos fraternos (90,3%) y de colaboración laboral/académica con otras mujeres (92,7%).

En base a estos resultados preliminares y la realización de un catastro aproximado de mujeres geocientistas en Chile, se ampliará el espectro de encuestadas con el propósito de realizar un análisis más representativo de las condiciones de formación de mujeres en distintas casas de estudio a lo largo de Chile. Cabe destacar que el equipo que llevará a cabo la investigación, es de carácter transdisciplinario e integra profesionales de las geociencias y la sociología.

GEOS-4: Equidad de género en las Ciencias de la Tierra: contexto, actualidad y proyecciones

Acercando la geología a las niñas a través del juego, la observación y el contacto con científicas

Sofía Inés Otero[1], Luz Farina[1], Nelida Pohl[2].
(1) Centro de Excelencia en Geotermia de Los Andes, Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile
(2) Instituto de Ecología y Biodiversidad , Ciencias , Universidad de Chile, Santiago, Chile

Una geóloga, una bióloga y una física están a punto de llevar a un grupo de 20 niñas de enseñanza básica a pasar el día en la montaña para explorar sus faldeos armadas de una lupa, una libreta de terreno y un frasco para recolectar muestras. Con mucho entusiasmo una de ellas pregunta al grupo: - "¿Saben lo que hace una científica?" - "¡Nooo!"- responden las pequeñas a coro Entre las niñas presentes, algunas ayudan a sus padres en negocios familiares, horneando pasteles, o cuidando a sus hermanos pequeños, y pese a que viven en San José de Maipo (comuna rural de la Región Metropolitana de Chile en las faldas de la cordillera), para muchas es primera vez que se internan en el Cajón hasta divisar de cerca su volcán, y para todas, es primera vez que miran el paisaje acompañadas por mujeres que se ganan la vida estudiando esa naturaleza. "Julieta en la Tierra de las Niñas" es un proyecto que involucra la creación de un juguete enfocado en incentivar la exploración y la observación científica en niñas de 7 a 11 años, en las áreas de geología, clima y biodiversidad. Más de 800 kit de terreno - mochila, linterna, frasco de recolección, cantimplora, lápiz y una bitácora con el personaje chileno de cómic Julieta - se distribuyeron de forma gratuita por sorteo, y se entregaron de forma directa en escuelas vulnerables y a través de talleres de empoderamiento de las niñas en ciencia durante en festivales masivos. También se realizaron dos salidas a terreno con escuelas rurales, vulnerables, guiadas por científicas y comunicadoras. La bitácora de terreno que incluye el kit, el corazón del proyecto, invita y sugiere múltiples actividades de exploración del ambiente natural. El proyecto comenzó a ejecutarse el 2015, tras la adjudicación de un fondo concursable del Programa Explora de CONICYT. El proyecto obtuvo el Premio Anual de Innovación en Educación Científica 2016 de Fundación Ciencia Joven junto a UNESCO.

GEOS-4: Equidad de género en las Ciencias de la Tierra: contexto, actualidad y proyecciones

Mujeres en geociencias: el caso de las geólogas en Chile

Camila Quintana[1], Joseline Tapia[2], Violeta Tolorza[3], Natalia Astudillo[4], Tania Villaseñor[5], Carolina Silva[6].
(1) Departamento de Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias Químicas, Universidad de Concepción, Concepsión, Chile
(2) Escuela de Geología, Ingeniería, Universidad Santo Tomás, Santiago, Chile
(3) Instituto de Ciencias de la Tierra, Ciencias, Universidad Austral de Chile, Valdivia, Chile
(4) Servicio Nacional de Geología y Minería, Chile
(5) Departamento de Geología, Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(6) Escuela de Geología, Facultad de Ingeniería, Universidad Santo Tomás, Santiago, Chile

1. Introducción

A lo largo de la historia, la participación de las mujeres en la elaboración de ciencia no se ha desarrollado en la misma proporción o con el mismo reconocimiento que los hombres (Pérez, 2003). Luego de varias revoluciones sociales, la situación se ha visibilizado; sin embargo no deja de ser evidente la brecha de género que existe en la sociedad actual (Kochen et al., 2001).

1.1 Historia de las mujeres en ciencia

Tanto mujeres como hombres siempre han tenido especial interés por el conocimiento científico, no obstante a las mujeres se les negó la educación durante un extenso periodo de tiempo. Existen tres momentos clave en el acceso a educación por parte de las mujeres, contextualizados en Europa, y que se encuentran estrechamente relacionados con revoluciones sociales e intelectuales (Pérez, 2003). El primero, se sitúa alrededor del siglo XVII, donde se plantea por primera vez el acceso y posibilidad de educación elemental para todas las mujeres, ya que aquellas que podían acceder a la educación eran la excepción y la polémica de esta época radicaba en la capacidad biológica de las mujeres para el estudio. El segundo evento ocurre en el siglo XIX, donde las mujeres instalan el paradigma de que cualquiera pueda acceder a la educación universitaria. Fue así como universidades de Europa y Estados Unidos les abrieron sus puertas. Las academias científicas tardaron más en permitir el acceso de mujeres a sus aulas, y fue recién a mediados del siglo XX que tuvieron acceso a ellas. El tercer evento es el cuestionamiento de las cifras actuales de participación de mujeres en ciencias. Específicamente, por qué son menos mujeres: (i) estudiando carreras científicas; (ii) trabajando en ciencia, y (iii) en puestos de responsabilidad y toma de decisiones (Pérez, 2003). Existen autoras que han teorizado este fenómeno, aludiendo a que existe una brecha de jerarquía vertical y horizontal en que las mujeres son mantenidas en los escalafones inferiores (Rebolledo y Espinoza, 2016), y tocan con un techo de cristal que no pueden traspasar en su profesión (Pérez, 2003).

1.2 Las científicas en Chile

En educación básica, actualmente, mujeres y hombres tienen un desempeño similar en ciencias, e incluso el rendimiento escolar suele ser consistentemente más alto en niñas que en niños (Jacob, 2002). Adicionalmente, no existe una gran brecha de género en el ingreso a carreras científicas (Kochen et al., 2001), e incluso las mujeres tienden a egresar antes de la universidad que sus pares (La Tercera, 2016). El año 2016, la Comisión Nacional de Ciencia y Tecnología (CONICYT) de Chile realizó un estudio para dar a conocer la realidad nacional en cuanto a la formación y promoción de mujeres científicas, mostrando la inequidad de género en los campos de ciencia y tecnología. Algunas de las conclusiones de este estudio indican que actualmente se titulan más mujeres de carreras universitarias con respecto a décadas anteriores y que las mujeres representan el 44% de los programas de doctorado. A pesar de ello, representan sólo el 31% de los académicos de planta en las universidades, 16% de los directores de centros de investigación, y sólo el 3% de las rectorías. Esto da cuenta de que la brecha vertical aumenta a medida que avanza la carrera académica (CONICYT, 2016). El patrón no es muy distinto a nivel de empresas, donde sólo el 8% de los cargos directivos son ocupados por mujeres (La Tercera, 2016). Por otra parte, Chile se encuentra por debajo de países como Colombia, Argentina, México y Brasil respecto al porcentaje de mujeres científicas que aparecen como autoras en publicaciones. Destacando que artículos cuyo autor o autores principales son mujeres, reciben menos citas si se les compara con sus pares (El Mostrador, 2015). Entendiendo que existen brechas de género en Chile, especialmente en las áreas de ciencia y tecnología, en este trabajo se presenta una evaluación diagnóstica de la situación de las geólogas en Chile, con énfasis en aquellas que trabajan en el Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN). En este estudio, se presenta una caracterización cualitativa de geólogas trabajando en Chile y una evaluación, tanto cualitativa como cuantitativa, de geólogas trabajando en SERNAGEOMIN.

2. Metodología

Una parte del estudio se realizó a través del análisis cualitativo de información obtenida de la encuesta *Geólogas de Chile*. La población encuestada fue de 91 geólogas trabajando en Chile.

GEOS-4: Equidad de género en las Ciencias de la Tierra: contexto, actualidad y proyecciones

Otra parte del estudio consistió en un análisis cuantitativo, con datos de la institución pública SERNAGEOMIN, obtenidos de la plataforma Chile Transparente. Se tomó como muestra de estudio a geólogas y geólogos que trabajan en esta institución desde mediados del año 2011 hasta la actualidad. Se levantó una *base de datos*, considerando género, sueldo, condición laboral (planta o contrata), cargo y escala única de sueldos (o grado EUS). El grado EUS corresponde a la norma general bajo la cual están regidas las remuneraciones del sector público, las que se componen de: (i) sueldo base, (ii) asignaciones según clasificación y (iii) bonificaciones. Para la clasificación de profesionales esta norma establece distinciones por grado EUS, siendo 4 el más alto y 23 el más bajo que puede alcanzar un profesional sin cargos directivos. Con los datos anteriormente descritos se realizó un análisis de distribución de remuneraciones, número de profesionales y grado EUS en función del género en un periodo de aproximadamente 6,5 años.

3. Resultados

En esta sección se presentan los resultados tanto de la evaluación cualitativa como cuantitativa de este estudio.

3.1 Caracterización cualitativa de las geólogas trabajando en Chile

Los resultados de la evaluación cualitativa indican que la mayoría de las encuestadas son chilenas (91%), la mayoría se encuentra en el rango 30-39 años (53%), seguido por 40-49 años (19%), > 60 años (13%), entre 20-29 años (9%) y entre 50-59 años (7%). De ellas, el mayor grado de especialización es el de geóloga (67%), seguido en menor importancia por magíster (21%), doctorado (10%) y posdoctorado (10%). La mayoría de ellas actualmente trabaja como geóloga (78%). Del total de encuestadas, el 51% indica que su capacidad como geóloga se ha puesto en duda por género y el 46% indica que el género fue una desventaja al momento de buscar trabajo. De las geólogas que no trabajan como tal, el 55% se dedica a otro giro o emprendimiento. Las causas para no trabajar como geólogas son variadas, sin embargo las que más se repiten son término de contrato, proyecto o despido (8) y nacimiento o enfermedad de hijo menor (4). De las geólogas dedicadas al trabajo en geología, la mayoría lleva trabajando entre 1-4 años es su actual puesto (38%), seguido de 5-9 años (27%), < 1 año (18%), entre 10 y 19 años (10%) y > 20 años (7%). El 30% de las encuestadas trabaja en SERNAGEOMIN, 27% en minería, 21% en academia y el 9% en consultoras dedicadas a minería.

3.2 Geólogas trabajando en el SERNAGEOMIN

Los resultados de la evaluación cuantitativa indican que el número promedio (desde 2011) de geólogas representa un 33% versus un 67% de hombres en la contrata, e indican que existe una marcada diferencia de salarios promedio de mujeres con respecto a hombres (Fig. 1A). Adicionalmente, las geólogas en la contrata tienen un menor grado EUS promedio (11.2) que sus pares (10.9). Ambas diferencias, salarios y grado EUS, se mantienen en función del tiempo. En la planta, a pesar que el número promedio de geólogas (53%) desde el 2011 es similar al de sus pares (47%), las geólogas sólo llegan al grado EUS 10 en comparación a los geólogos, que pueden llegar a obtener grados EUS ≤ 5. Un análisis más detallado de salarios versus grado EUS demuestra que las geólogas con jefatura (Fig. 1B) o grado EUS 10 (Fig. 1C) o grado EUS 13 (Fig. 1F) han percibido menor remuneración que sus pares, en tanto las geólogas con grado EUS 11 (Fig. 1D) y 12 (Fig. 1E) perciben remuneración similar a sus pares, salvo el último año de esta evaluación. Las geólogas encuestadas trabajando en SERNAGEOMIN se dedican mayoritariamente al área de peligro geológico y ordenamiento territorial (32%), seguido de plan nacional de geología (26%; 10.5% geología regional, 5% geoquímica, 10.5% otros), vigilancia volcánica (16%), recursos minerales (16%), geopatrimonio (5%) e hidrogeología (5%). De las encuestadas de SERNAGEOMIN el 58% cree recibir menor remuneración que sus pares, el 79% indica que su autoría en trabajos es respetada, el 58% indica que casi nunca ha sentido menoscabo de su trabajo por género y el 69% indicó no tener hijos.

4. Discusiones y conclusiones

Actualmente Chile se encuentra en la etapa diagnóstica de la evaluación de mujeres en ciencia, más aún de disciplinas específicas como la geología. Este estudio indica, preliminarmente, que cerca del 50% de las geólogas siente discriminación por género y las geólogas que no trabajan lo hacen mayoritariamente por término de contrato y nacimiento o cuidado de hijos. Esto último podría relacionarse con la falta de distribución de las labores domésticas, un tema muy contingente en los países de América del Sur. Con respecto a brechas de género, se observan menores remuneraciones promedio que sus pares para geólogas con jefatura, grado EUS 10 o grado EUS 13, lo que puede traducirse en que las geólogas mejor y peor calificadas son las que sufren mayor discriminación. Considerando la ley 20348, artículo 62 y que busca disminuir o eliminar la brecha salarial entre hombres y mujeres, protegiendo a las mujeres en calidad de contrata en el servicio público, se podría inferir que en SERNAGEOMIN, institución del estado, aún queda trabajo por realizar para lograr la equidad salarial. Adicionalmente, en esta institución se evidencia la existencia del techo invisible mencionado por Pérez (2003), ya que el grado EUS de las geólogas en la planta no sube de 10 en comparación con sus pares que pueden llegar a grados mucho menores. Además, existe una brecha de género horizontal, ya que la mayoría de las geólogas se dedica a peligro y riesgo geológico, plan nacional de geología, red de vigilancia volcánica y recursos minerales (90%), siendo despreciable su presencia en otras áreas. Se debe considerar que SERNAGEOMIN, al ser una institución pública,

GEOS-4: Equidad de género en las Ciencias de la Tierra: contexto, actualidad y proyecciones

debiese aplicar las leyes de equidad de género y de protección hacia la infancia, lo que aún no se logra. Finalmente, se destaca que más del 50% de las geólogas encuestadas no tienen hijos, resultado que apoya la hipótesis de la poca distribución de las tareas domésticas, que recaen principalmente en las mujeres, repercutiendo en el desarrollo laboral de las mismas.

Referencias

CONICYT (2016). Estudio sobre la realidad nacional en formación y promoción de mujeres científicas en STEM. http://www.conicyt.cl/blog/2016/12/02/conicyt-presenta-resultados-de-estudios-sobre-participacion-femenina-en-investigacion-en-areas-stem/ El Mostrador (2015) Conicyt aborda la producción científica desde la perspectiva de género. El mostrador (24 Diciembre de 2015). http://www.elmostrador.cl/cultura/2015/12/24/conicyt-aborda-la-produccion-cientifica-desde-la-perspectiva-de-genero/ Jacob, B. (2002) Where the boys aren't: non-cognitive skills, returns to school and the gender gap in higher education. http://www.nber.org/papers/w8964 Kochen, S., Franchi, A., Maffía, D., Atrio, J. 2001. Capítulo 2 La situación de las mujeres en el sector científico-tecnológico en América Latina. Principales indicadores de género. En: Las mujeres en el sistema de ciencia y tecnología. Estudios de casos. 19-39. http://www.oei.es/historico/salactsi/mujeres.php La Tercera (2016) Estudio muestra grave discriminación hacia científicas chilenas. http://www2.latercera.com/noticia/estudio-muestra-grave-discriminacion-hacia-cientificas-chilenas/ Pérez, E. (2003) Las mujeres en la historia de la ciencia. http://www.raco.cat/index.php/Quark/article/download/54976/65437 La Tercera (2014) Titulados de pregrado aumentan 50% en cinco años. http://www2.latercera.com/noticia/titulados-de-pregrado-aumentan-50-en-cinco-anos/ Rebolledo, L. & Espinoza, M. 2016. Género, Universidad e investigación. Una triada compleja. https://revistas.uchile.cl/index.php/ANUC/article/download/45234/47288/

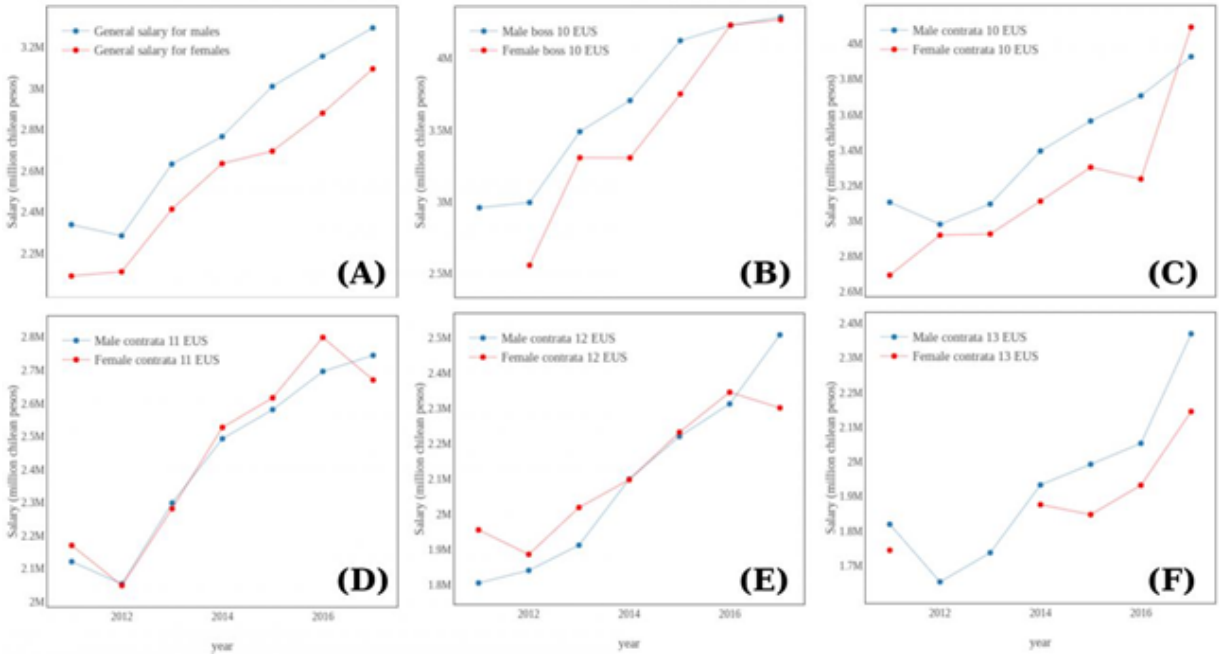


Figura 1. Salarios promedio de geólogas (rojo) y geólogos (azul) en la contrata del SERNAGEOMIN y con distintos cargos y grado EUS desde el año 2011. (A) Salario general; (B) Salario con jefatura y EUS 10; (C) Salario grado EUS 10; (D) Salario grado EUS 11; (E) Salario grado EUS 12; (F) Salario grado EUS 13.

GEOS-4: Equidad de género en las Ciencias de la Tierra: contexto, actualidad y proyecciones

Las estudiantes en carreras mineras: desafíos y proyecciones para la industria extractiva del 2035

P Salinas[1].
(1)

El objetivo de este estudio fue analizar la proyección laboral de las mujeres en las faenas mineras, desde la perspectiva de las estudiantes que cursan carreras asociadas al rubro, sindicatos y centros de formación técnica y/o universidades en la Región de Antofagasta, y su relación con la incorporación, adaptación y retención de las trabajadoras en la industria. A través de una metodología mixta, en una primera parte cuantitativa con aplicación de una encuesta, luego la fase cualitativa con *focus group* (ambas técnicas en estudiantes mujeres de carreras mineras), y entrevistas con jefes de carreras y dirigentes sindicales.
Entre los resultados las estudiantes universitarias perciben que es necesario desarrollar durante la formación profesional habilidades personales como: asertividad, autoestima, autoridad, y auto confianza. Asimismo, existe una brecha entre la formación profesional y los requerimientos del mercado laboral minero, que dificulta la incorporación y mantención de las mujeres en la industria extractiva. Los profesores tampoco cuentan con las competencias suficientes para trabajar las diferencias entre los estudiantes hombres y/o mujeres.
Los jefes de carrera priorizan en la formación profesional del área la adquisición de conocimientos, técnicas y habilidades básicas, que son importantes, pero no suficientes, para que las mujeres logren incorporarse y proyectarse exitosamente en el rubro. Algunas de las problemáticas reportadas están las actitudes machistas de algunos profesores, la menor experiencia de las estudiantes universitarias en terreno frente a las técnicas, lo que influye en su incorporación posterior al rubro.
Los dirigentes sindicales, por su parte, enfatizan que se debe estrechar el vínculo entre la industria y los primeros años de formación, de tal manera de potenciar el intercambio entre la educación superior y el rubro minero. La relevancia del estudio radica en abordar una temática escasamente investigada que permitirá elaborar y orientar políticas educativas y laborales que disminuyan las brechas existentes entre los centros de educación superior y los requerimientos del mercado laboral minero, de tal manera de disminuir el déficit de capital humano, proyectado en la industria para el 2035, favoreciendo la empleabilidad del sector femenino.

GEOS-4: Equidad de género en las Ciencias de la Tierra: contexto, actualidad y proyecciones

Realidad chilena de las mujeres científicas en las Ciencias de la Tierra

Alejandra Serey[1], Patricia Varela[2], Cecilia Robayo[2].
(1) Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile
(2) Isónomas Consultora Sociales

El mundo científico en las Ciencias de la Tierra ha sido históricamente dominado por hombres. Estudios muestran que la presencia de mujeres comienza a descender considerablemente mientras más se avanza en la carrera científica y/o académica. De este modo, existe una fuga de investigadoras desde las universidades a causa de las dificultades que enfrentan por motivos de género. Nuestro propósito es caracterizar la participación actual de mujeres científicas en las Ciencias de la Tierra en nuestro país, y determinar cuáles son las principales brechas, barreras y vivencias de situaciones de discriminación que deben sortear como investigadoras. Esta información es fundamental para el desarrollo de prácticas e iniciativas de formación y promoción de investigadoras en esta área. Además para conocer las necesidades, oportunidades y desafíos que vivencian las científicas en las universidades Chilenas que imparten estudios de postgrado en las Ciencias de la Tierra. Hemos triangulado metodologías cuantitativas y cualitativas, utilizando encuestas online, grupos de discusión y entrevistas en profundidad a estudiantes de posgrado y académicas/os de las Ciencias de la Tierra de las universidades chilenas que imparten programas de posgrado en estas áreas. Se constató que las investigadoras en estudio vivencian brechas y barreras, como por ejemplo, mayores dificultades para lograr cargos académicos y directivos. Además de sufrir discriminaciones por motivos de género, los cuales se manifiestan principalmente en una menor valoración de su trabajo y de sus capacidades. Asimismo, las científicas enfrentan importantes dificultades para compatibilizar la maternidad y la crianza con su carrera científica. En conclusión las Ciencias de la Tierra no son disciplinas ajenas a las discriminaciones de género que se viven en la sociedad. A través de este estudio hemos visibilizado y caracterizado cuantitativa y cualitativamente las principales dificultades que enfrentan las investigadoras de esta área durante el desarrollo de su carrera científica. Tomar conciencia de esta realidad permitirá tomar medidas más eficientes y eficaces tanto para la atracción como para evitar la fuga y/o estancamiento de científicas con alto potencial a causa de las discriminaciones de género, permitiendo el desarrollo de un trabajo científico en un ambiente de igualdad y respeto.

GEOS-5: Geo-ética y responsabilidad profesional en geociencias

Curso de Geoética en la Universidad de Chile

Ignacio Andrés Escudero[1], Luisa Pinto[1], Pablo Ramírez[2].
(1) Departamento Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile
(2) Área de Humanidades, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile

La formación ética de los profesionales es una competencia sello de la Universidad de Chile, que está siendo incorporada en los perfiles de egreso y en las mallas curriculares de sus carreras. Por otra parte, los estudiantes demandan más cursos o instancias de reflexión de la ética profesional. El curso de formación integral "Geoética", de la carrera de Geología responde a esta demanda ofreciendo una experiencia de reflexión continua sobre el rol social del geocientista y aprendizaje constructivo de conceptos básicos, como ética y profesión, así como de los criterios de discernimiento ético incluidos en los códigos de ética profesional.

El curso Geoética fue implementado en la carrera de Geología de la Universidad de Chile en el semestre primavera del 2016 y fue muy valorado por los estudiantes. Los aspectos destacados son su enfoque constructivista del conocimiento y la instancia de un espacio de aprendizaje significativo y de participación horizontal entre profesores, invitados expertos y estudiantes. Los estudiantes por medio de la revisión de lecturas y videos, entrevistas, foros de debate y ensayos de síntesis, construyen el concepto de "geoética" y los criterios geoéticos, y reflexionan sobre el rol del geocientista en la sociedad chilena.

Las estrategias utilizadas y los conceptos básicos construidos por los estudiantes del curso son extrapolables a otras carreras que imparte la Universidad de Chile, e incluso abren la posibilidad de crear cursos multidisciplinares tanto para estudiantes como profesores e invitados expertos, que enriquezcan la discusión sobre la responsabilidad y objetivos de los profesionales en la sociedad chilena. Asimismo, las estrategias pedagógicas del curso son transferibles a otros cursos de las carreras de geociencias de otras universidades de Chile.

GEOS-5: Geo-ética y responsabilidad profesional en geociencias

Experiencias humanas y geólogicas en atención de emergencia: Aluvión de Villa Santa Lucía 16.12.17.

Natalia Paulina Garrido[1], Paul Duhart[1], Violchen Sepulveda[1], Javier Fernandez[2], Gonzalo Hermosilla[3], Mauricio Mella[1], David Quiroz[1].
(1) Geología Aplicada, Oficina Técnica Puerto Varas, Sernageomin, Puerto Varas, Chile
(2) Geología Aplicada, Unidad Peligros Geológicos y Ordenamiento Territorial, Sernageomin, Santiago, Chile
(3) Red Nacional de Vigilancia Volcánica, Oficina Técnica Coyhaique, Sernageomin, Coyhaique, Chile

El aluvión que destruyó el 50% de Villa Santa Lucía (VSL) el 16.12.17, generó un estado de emergencia, en el que bajo el mando de ONEMI concentró trabajos mancomunados de servicios públicos, fuerzas armadas, equipos de rescate y familiares de los desaparecidos, para el trabajo de búsqueda de los cuerpos en el depósito de aluvión, cuyo volumen estimado es de 2 millones de m^3. El hallazgo de los cuerpos tuvo un ritmo decreciente, siendo encontradas 11 víctimas los días 16 y 17 de diciembre, las siguientes fueron halladas los días 18.12, 19.12, 22.12, 26.12, 2.01, 3.01, 01.03, 02.03 y 16.03, restando un desaparecido a la fecha. Desde que ocurrió la emergencia hasta ahora se ha discutido sobre la habitabilidad de VSL, en un principio los habitantes fueron evacuados por su seguridad, y sólo permanecimos durante el día los equipos de trabajo y de búsqueda. Sin embargo a mediados de enero algunas familias comenzaron a retornar a sus casas en la Villa. Sin un estado de excepción, no existe ningún marco legal que se los impida. Junto al equipo de Salud Mental, se estimó conveniente entregar a la comunidad, toda la información disponible en relación al aluvión, con el objetivo que ellos, como comunidad informada, puedan tomar la decisión sobre volver o no a vivir en la Villa. Como geólogos, muchas veces pensamos que tomamos la mejor decisión al tratar de no exponer a la población a peligros geológicos, pero para nuestra sorpresa, muchos vecinos de VSL, conociendo los riesgos a los que se exponían, decidieron volver a sus casas. Esto por factores como el arraigo y la pertenencia a un lugar, con toda su vida desenvuelta allí, con sus ancestros en ese cementerio, con sus casas levantadas a punta de esfuerzo, como expresaba una señora "todos tenemos un día para morir, yo quiero que ese día me encuentre en mi casita", otra mujer expresó que "no había podido dormir bien, hasta que volví a mi cama". El rol ético del geólogo en estas situaciones, consiste en entregar la información técnica disponible tanto a las autoridades como a la comunidad afectada, pero no nos corresponde tomar decisiones por ellos. Esta contribución cuenta con el auspicio de la SDNG de SERNAGEOMIN. Ref: Garrido, N.; Mella, M.; Fernández, J.; Sepúlveda, V.; Quiroz, D.; Hermosilla, G.; Moreno, H.; Duhart, P. INF-X-01.2018. Origen y efectos de la remoción en masa del 16.12.2017 que afectó la localidad de Villa Santa Lucía, Comuna de Chaitén, Región de Los Lagos. SERNAGEOMIN, Informe Técnico, 57 p.

GEOS-5: Geo-ética y responsabilidad profesional en geociencias

Manejando la incertidumbre con responsabilidad y compromiso: atención de crisis volcánicas y evaluación del peligro en Chile

Luis E Lara[1], Felipe Flores[2].
(1) Sernageomin
(2) RNVV, Sernageomin, Santiago, Chile

La reactivación de un sistema volcánico es un proceso complejo y el pronóstico de la actividad eruptiva se realiza en un contexto de alta incertidumbre. Esta incertidumbre ha sido tradicionalmente resuelta utilizando el concepto de 'peor escenario', generalmente sin una estimación cuantitativa de la probabilidad de ocurrencia. El uso más bien cualitativo de tendencias es usualmente combinado con el criterio experto no estructurado. La evaluación del peligro sigue una dinámica similar. En efecto, aún son escasos los volcanes para los cuales existe un nivel de base bien definido y tampoco existe un esquema estructurado de asignación de probabilidades a los escenarios. No obstante, el incremento sostenido de la red instrumental y los datos globales permitirían la elaboración de modelos probabilísticos simples. Mientras, el diagnóstico no es acompañado de una declaración explícita de la incertidumbre, lo que de algún modo compromete la labor de los científicos y las agencias. La experiencia de los últimos años muestra que consideraciones respecto del impacto económico o incluso político, además del principio precautorio, han jugado un papel relevante, aunque no determinante, en el manejo de las crisis. En algunos casos esta influencia externa ha generado un subvaloración de la amenaza y en otros una sobreestimación de ella. En esta contribución se analiza antecedentes como la notificación de los niveles de alerta, duración de los episodios, definición de escenarios y evaluación del peligro, entre otros. Preliminarmente, se observa una buena capacidad de detección temprana de la reactivación incluso en sistemas basálticos de conducto abierto, mientras que los casos de respuesta menos eficiente se asocian a sistemas sin redes instrumentales apropiadas o con sistemas hidrotermales muy activos. Por otra parte, la duración de los episodios de alerta sobrepasa sistemáticamente los umbrales parametrizables mostrando cierta inelasticidad. Asimismo, parece habitual la sobreestimación de los escenarios de peligro tanto en magnitud de los eventos como área potencialmente afectada y, consecuentemente, población desplazada o territorio afecto a restricciones. La intención subyacente de este trabajo, más que juzgar el desempeño específico, es promover una discusión sobre la responsabilidad profesional e institucional asociada al manejo de crisis y de paso estimular el uso formal de ciencia basada en evidencia como herramienta para la reducción de la incertidumbre.

GEOS-5: Geo-ética y responsabilidad profesional en geociencias

El rol del Geólogo en emergencias: una mirada de servicio público basado en las experiencias en emergencias volcánicas, terremotos y remociones en masa

Mauricio Mella[1], Paul Duhart[1], Hugo Moreno Roa[1], David Quiroz[1], Garrido Natalia[1].
(1) oficina técnica de puerto varas, sernageomin

En una emergencia geológica de carácter regional y/o nacional la población queda en shock y estado de conmoción; se activa el Comité de Operaciones de Emergencia regional y nacional (dirigido por el Intendente); los planes comunales y locales. La prensa necesita noticia y primicias. La gente necesita respuestas. En el nivel central necesita información para trasmitir a las autoridades y colegas necesitan datos. En este marco el geólogo-servidor público tiene un rol preponderante asesorando a las autoridades, fuerzas armadas, bomberos, servicios públicos y a la población, con respuestas certeras y sinceras (fácil de comprender), para bajar la ansiedad y buscar cursos de acción multidisciplinarios ante la emergencia. La prensa necesita información rápida y certera, por lo cual el geólogo se convierte en un avezado político. En este sentido se hace necesario habilidades blandas: empatía, paciencia, enseñanza, etc. En ocasiones, respuestas con lenguaje técnico generan un rechazo y desconfianza en el oyente. Luego, comienza el geólogo-servidor público a estudiar el desarrollo del evento geológico con sobrevuelos, interpretaciones de imágenes, datos de campo y de laboratorios, mandatados por los requerimientos de autoridades y servicios públicos. Aquí, los deseos de investigación del geólogo pasan a un plano subordinado, poniéndose a disposición de los requerimientos diarios de la emergencia, con todas sus capacidades, sin tener claro que ocurrirá o que exigencias se solicitarán al día siguiente, mientras dure la emergencia (días-meses). No hay manual para ello, preparación, voluntad y corazón de servicio público aportan. Ante turnos prolongados atendiendo la emergencia el geólogo-servidor público, presenta desgaste físico, emocional y estrés, ocurriendo discusiones éticas con pares por visiones diferentes entre la de servicio público y la de investigación. Esta dinámica se ha repetido en las emergencias del sur de Chile desde el terremoto 2010 hasta el aluvión de Villa Santa Lucía 2017, donde se ha ido adquiriendo experiencia para enfrentar las emergencias desde la mirada del servidor público. En las experiencias descritas, el geólogo-servidor público presenta diferentes cuestionamientos sobre: ¿qué se debe hacer o decir en la emergencia, en relación con los diferentes requerimientos? La ética en el servicio público, empatía y colaboración con pares de otros servicios debe predominar durante y después de la emergencia para permitir resolver esa pregunta.

GEOS-5: Geo-ética y responsabilidad profesional en geociencias

La responsabilidad del asesor técnico en las decisiones sobre desastres o catástrofes: ¿Una batalla entre la política, la justicia y la ciencia?

Pamela Muñoz[1].
(1) Centro Sismológico Nacional, Facultad Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile

1. El problema de la responsabilidad del asesor técnico dentro del actual esquema institucional El rol que juegan los asesores técnicos al interior del diseño institucional de los organismos que deben tomar determinaciones en casos de emergencia no se encuentra suficientemente claro en el caso chileno, incluso a ojos de los propios científicos, ya que la pregunta en nuestro país nace a partir del bullado caso de L' Aquila, Italia, en el año 2009, y de la persecución penal de autoridades políticas y de profesionales a raíz del 27F. Para los abogados, la pregunta respecto de la responsabilidad de un determinado profesional podría ser fácilmente resuelta por medio de la pertenencia o no de éste a un servicio público que se encuentre obligado a tomar decisiones de autoridad en situación de catástrofe. De tal manera que, en caso de pertenecer a una institución que participe en la toma de decisiones e intervenir en dicha determinación, no sólo puede conllevar la persecución administrativa, penal y civil del funcionario, sino que incluso puede condenar la responsabilidad patrimonial de la institución a la cual presta sus servicios, sea privada o pública, siendo esta última denominada Responsabilidad del Estado Administrador por falta de servicio. Cabe señalar que, aún así, no es tan fácil como parece, puesto que dentro de la disciplina jurídica, existe permanente dinamismo proveniente tanto de la mutabilidad de los criterios judiciales, puesto que en el caso chileno no existe un sistema de precedente al modo anglosajón, como de la constante actualización de las leyes. 2. Marco Normativo y Análisis La responsabilidad institucional de los organismos públicos proviene del deber que tiene el Estado de resguardar la seguridad nacional, dar protección a la población y a la familia, de acuerdo al Artículo 1° inciso 5° de la Constitución Política de la República, y que ha sido reiterada por la Corte Suprema en uno de sus últimos fallos del caso Tsunami (1), que determina la responsabilidad del Estado no sólo por la falta de auxilio al momento de la ocurrencia de la catástrofe, sino además por la ausencia de planes de educación y prevención de la población en relación al peligro sísmico latente en nuestro país. Sin embargo, tras el análisis de la legislación en esta materia, proveniente del Plan Nacional de Protección Civil, la Política Nacional para la Gestión del Riesgo de Desastres, el Plan Estratégico Nacional para la Gestión del Riesgo de Desastres, el Decreto Supremo N° 38, de 2011, del Ministerio del Interior, que Modifica Decreto N° 156, de 2002, y determina la Constitución de los Comités de Operaciones de Emergencia, el Decreto N° 68, de 2009, del Ministerio del Interior, que Establece un Sistema de Coordinación Permanente de Procesos de Monitoreo Sísmico y Volcánico, la Resolución Exenta N° 2101, de 2008, de ONEMI, que crea el Comité Científico Técnico de Apoyo, por citar sólo algunos cuerpos normativos dictados, introducen zonas grises en el ámbito de responsabilidad de los científicos que asesoran a la autoridad política y que integran algún consejo asesor que tome decisiones de autoridad. Con esta estructura de respuesta ante la emergencia proveniente de desastres naturales, cabe preguntarse ¿Podríamos tener un caso similar al de L´Aquila en Chile? Estimo que, con el actual esquema institucional, se incrementan sustantivamente las probabilidades de que la respuesta a esta pregunta sea afirmativa. Por una parte, porque existen situaciones no reguladas de forma clara en la ley, que, en la práctica, podrían producir eventual responsabilidad del asesor científico. Por ejemplo, los Comités de Operaciones de Emergencia (conocidos como COE), definidos en el considerando tercero del Decreto Supremo N° 38, de 2011, previamente citado, son "*órganos coordinadores y ejecutores de las acciones antes descritas, cuando se registren emergencias, desastres o catástrofes en su respectiva área jurisdiccional*". En este sentido, debido a la calidad ejecutora del COE, consagrada en el propio Decreto, podría implicar la responsabilidad del asesor técnico que eventualmente participe. Así, el mencionado Decreto permite al Ministro del Interior convocar al "Comité Nacional" a otras autoridades, así como a representantes de instituciones públicas o privadas, de acuerdo a la naturaleza del desastre o catástrofe. Lo anterior abre la posibilidad que un asesor científico que pudiese ser llamado a integrar este Comité, de acuerdo a la categoría del desastre, termine siendo responsable de la decisión política adoptada en dicho Comité. Por otra, porque la legislación pone énfasis en el carácter reactivo de las autoridades más que en el preventivo en la gestión de riesgo de desastres. Ello se demuestra en que estos Comités de Operaciones de Emergencia, ya sea a nivel nacional, regional, provincial o comunal, se constituyen una vez ocurrida la catástrofe, el desastre natural, o en situaciones de incertidumbre (v.gr. enjambre o secuencia sísmica). No obstante, no se dispone de algún comité o mesa técnica que se constituya en condiciones de normalidad, para realizar trabajo de prevención y educación. Lo precedente dificulta la labor científica, puesto que la determinación técnica puede verse influenciada por la rapidez de la respuesta, la presión de la autoridad política y los medios de comunicación. Todavía más, si recordamos el caso italiano, donde existió un enjambre sísmico entre octubre de 2008 y abril de 2009, por la cual el Gobierno italiano convocó a la Comisión de Riesgos Mayores, compuesta por asesores técnicos y autoridades políticas, que sesionaba para evaluar la situación y tomar la decisión de evacuar, se produjo la circunstancia en la cual el vocero político de la Comisión señaló en los medios de comunicación que no había riesgo para la población antes de que se produjera un terremoto de magnitud Mw 6,3 con 309 personas muertas y más de 1.500 heridos, lo que desembocó en un juicio en contra de los integrantes de dicha Comisión (2). Mientras el procedimiento judicial se ventilaba, el Fiscal a cargo de la acusación en contra de los científicos, Fabio Picuti, indicó como motivos de los cargos que: "*Éste no es un juicio contra la ciencia, nadie puede predecir los sismos (…) o ellos no sabían ciertas cosas, lo cual es un problema, o ellos no supieron cómo comunicar lo que sabían, lo*

GEOS-5: Geo-ética y responsabilidad profesional en geociencias

cual también es un problema" (3). 3. La Asimetría de Perspectivas Como se puede apreciar para la acusación al interior de un proceso judicial, la responsabilidad proviene de la circunstancia de desconocer algo, o bien, de comunicar de forma indebida lo que se conocía, por lo que el desconocimiento en un experto conlleva necesariamente responsabilidad. En cambio, para la ciencia, el hecho de desconocer algo es simplemente el punto de partida para la investigación, por lo que los enfoques en estas disciplinas son diametralmente opuestos. Más aún, el ciencista de la Tierra entra en un serio dilema al momento de asesorar técnicamente a la autoridad política respecto de la futura ocurrencia de un sismo de gran magnitud. Es de público conocimiento que los sismos no se pueden predecir, y es parte del fundamento de la ciencia el hecho de desconocer el momento, la magnitud y la localización del terremoto, en tanto la verdad científica se basa en la búsqueda de la comprensión de los fenómenos que ocurren en nuestro planeta de acuerdo a leyes de la naturaleza. Sin embargo, la verdad científica dista completamente de la verdad judicial, en la cual se debe acreditar, dentro de un procedimiento, no sólo que se actuó de forma debida en conformidad a la conducta habitual y diligente del profesional (conocida como *lex artis)*, sino que se tomó una decisión prudente en atención a las consecuencias que ello puede tener para la comunidad. Así, el problema se radica en el hecho que una secuencia sísmica es habitual, sin embargo, en muchas ocasiones no concluye en un evento de gran magnitud. Por lo que si fuera por un estricto criterio de probabilidades, el especialista debiera indicar siempre que es prácticamente improbable la ocurrencia de un terremoto. No obstante, a su vez, es parte de la ciencia en estudio, la circunstancia que una secuencia sísmica pueda ser un precursor de un evento mayor, aunque en muy baja probabilidad, pero con un impacto sustancial en la población. Por lo anterior, la ecuación a la que se ven enfrentados los profesionales que trabajan en el área de la sismología, entre las probabilidades de ocurrencia de un sismo mayor y la prudencia en su actuación, convierte al lugar desde el cual lo dicen de suma relevancia. 4. Algunas claves para la delimitación de responsabilidad técnica y política Dentro de los criterios para delinear el ámbito de responsabilidad entre lo técnico y lo político, se encuentra el lugar desde el cual el experto, el ciencista de la Tierra en este caso, comunica una información, si es desde la academia, un organismo público, un comité técnico asesor o un organismo que coordine la emergencia, ya que de ello dependerá la asunción de responsabilidad que podría recaer sobre sus hombros si algo no resulta como fue acordado o planificado. Por lo anterior, ¿Tiene el especialista que quedar relegado sólo a posiciones de academia o asesoría técnica externa para evitar eventuales responsabilidades administrativas, civiles e incluso penales, o puede participar en instancias que sirvan de base a la toma de decisiones por parte de la autoridad política? Si se añade un ingrediente más a esta receta, que fue relevante en el caso de L´Aquila, Italia, ¿Es posible que el asesor técnico se comunique directamente con la población o debe siempre intermediar la autoridad política? En teoría, de conformidad a la normativa vigente, se distinguen tres niveles de responsabilidad: mandos técnicos, de coordinación y de autoridad; sin embargo, en la práctica, se aprecia que existen una serie de instancia formales e informales que ponen zonas grises en dicha responsabilidad. La clave está en determinar el alcance de las funciones del asesor técnico dentro de la institución que trabaja o en el comité que participa, estableciendo criterios objetivos de mando al momento de la actuación, y, en lo posible, delimitar ex ante la responsabilidad de la actuación del asesor científico en la decisión política. Lo anterior con el propósito que sea el profesional quien pueda decidir con conocimiento de causa, la extensión de su pronunciamiento y las consecuencias que ello conlleva. Esta fórmula de funcionamiento permite no privar a los profesionales que así lo estimen conveniente de intervenir directamente en las decisiones políticas, con la consiguiente responsabilidad política, pero tampoco hace extensivo un nexo causal necesario a todos los asesores técnicos en las determinaciones de la autoridad política que los pueda hacer responsables en caso de catástrofe. Desde la perspectiva que el especialista escoja, la batalla termina o comienza.

REFERENCIAS (1) Caso Isla Orrego. Sentencia Rol 18225-2017, dictada el 17 de abril de 2018 por la Tercera Sala de la Corte Suprema. (2) MORA, Sergio, 2014. La Sentencia sobre el terremoto del 6 de abril de 2009 en L'Aquila, Italia: Lecciones para la gestión del riesgo en América Central. Rev. Geol. Amér. Central 50. 113-137. (3) MORA, Sergio, 2014. La Sentencia sobre el terremoto del 6 de abril de 2009 en L'Aquila, Italia: Lecciones para la gestión del riesgo en América Central. Rev. Geol. Amér. Central 50. 133 p.



GEOS-5: Geo-ética y responsabilidad profesional en geociencias

Notas acerca de la formación ética de las profesiones aplicada a la Geología: una propuesta.

Pablo Ramírez[1].
(1) Estudios Humanísticos, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile

La emergencia de las llamadas "éticas aplicadas", en particular de las éticas profesionales, es hoy una demanda ineludible. Lo que se ha llamado "giro aplicado de la filosofía" (Cortina, 1996) ha tenido lugar en un nuevo contexto mundial profundamente transformado por cambios políticos, sociales y culturales, todos ellos marcados y atravesados por el desarrollo de las ciencias y las tecnologías. La sociedad misma se ha transformado en un aparato tecnológico altamente complejo, descentralizado y funcional. Los actores que en ella "operan" ya no son tan solo el "individuo", o el "sujeto"; tampoco el "animal político" o el "ilustrado", ni "el hombre" o "el ciudadano" universales. Sin reemplazarlas, pero distinguiéndose de ellas, ha surgido la figura de los y las profesionales. Para la ética profesional, lo anterior constituye un especial desafío. Ella no trata sólo de la determinación de conductas deseables o correctas (y su contrario), sino principalmente de reflexionar sobre los actuales contextos en los cuales se ejerce la profesión, los desafíos que hay, la delimitación (siempre difusa) de la responsabilidad profesional, así como también de la conformación de cuerpos asociados de profesionales que se autoimpongan obligaciones, valores, principios y máximas que colaboren y regulen tanto el ejercicio de la profesión como la toma de decisiones en un marco ético. Esta ponencia quiere avanzar en ello proponiendo criterios orientadores de la formación profesional. Procederemos en esta exposición a describir en qué consiste la acción profesional en la era de la tecnociencia, cual es su especificidad y qué la distingue de otros tipos de acciones. En un segundo momento expondremos dos marcos éticos: el de la ética de la responsabilidad de H. Jonas (1995) y la de su crítico J. Echeverría (2003a, 2003b), quiénes destacan la importancia de la responsabilidad y quecomplejizan ese abordaje con el llamado "pluralismo axiológico". Para finalizar, se realizará la propuesta de la ponencia: delinear máximas y criterios a formar en el periodo de la formación profesional en el ámbito de la geología.

GEOS-5: Geo-ética y responsabilidad profesional en geociencias

Rol de la ciudadanía e integración de información en la elaboración de los estudios de riesgos de los instrumentos de planificación territorial

Rodrigo Rauld[1], Vicente Letelier[1], Katherine Pinochet[1], Valeska Farias[1], Felipe Garcia-Huidobro[1].
(1) Xterrae Geología

En la elaboración de los estudios de riesgos para planificación territorial, la recopilación de información relativa a peligros geológicos contempla tanto la compilación de antecedentes bibliográficos como el recoger observaciones y experiencias provenientes de los habitantes del territorio en estudio, que surgen desde organizaciones vecinales, pobladores, actores municipales, entre otros.

La contribución de información por parte de la ciudadanía respecto a la identificación de los peligros geológicos que han afectado a su territorio en las últimas décadas, puede realizarse mediante tres instancias: participaciones ciudadanas, reuniones con el equipo de emergencias de las municipalidades, y encuentros con pobladores al estar recorriendo la zona en estudio. Son estas las interacciones que permiten levantar información de ocurrencia de fenómenos naturales que, frecuentemente, no se encuentran en el registro bibliográfico, lo que explica el desconocimiento que tenemos como investigadores respecto a los eventos que han ocurrido y que, sin embargo, puede ser compensado con la visión de las personas que llevan décadas viviendo y observando su entorno. Del mismo modo, en estas instancias se pueden descubrir fenómenos locales que, en algunos casos, podrían ser desconocidos para los investigadores. Ejemplo de ello es el reconocimiento de "nubes convectivas" en la localidad de Diaguitas (IV Región), responsables de la ocurrencia de deslizamientos y flujos locales, dato comunicado por los pobladores en una de las participaciones ciudadanas realizadas en el marco de la elaboración del estudio de riesgos para el Plan Regulador Intercomunal de Elqui.

Por otra parte, el orden y análisis de la información recogida en el proceso de recolección de observaciones de la ciudadanía debe ser realizado de manera técnica, con una sistematización que sea consensuada por otros actores relevantes. Sin embargo, la divulgación de la información catastrada debe ser sintetizada en un formato comprensible y fácil de compartir; asimismo, debe ser transmitida de manera inteligible y elocuente, para que pueda ser comprendida por cualquier persona.

Es, pues, el rol de la ciudadanía fundamental para el desarrollo de un estudio de riesgos más completo. El dar cabida a estas instancias interactivas activa el interés en la población por estar cada vez más conscientes ante la posibilidad de ocurrencia de estos fenómenos y, por ende, debiesen, en lo posible, ser más tomadas en cuenta.

GEOS-5: Geo-ética y responsabilidad profesional en geociencias

El geólogo y la evaluación de riesgos: cuando toca ser el malo

Rodrigo Andrés Rauld[1], Felipe García-Huidobro[1], Katherine Pinochet[1], Valeska Farías[1], Vicente Letelier[1], Constanza Urresty[1], Tamara Aranguiz[1], Héredi Jara[1].
(1) Xterrae Geología

El estudio de riesgos de un Plan Regulador Comunal (PRC) busca identificar los peligros geológicos a los que se encuentra expuesto un territorio y evaluar su nivel de susceptibilidad. Las áreas expuestas a susceptibilidades Muy Alta y Alta de peligros naturales son normalmente declaradas como "áreas de riesgo" según el artículo 2.1.17 de la Ordenanza General de Urbanismo y Construcciones, y adicionalmente se entregan recomendaciones de normas urbanísticas según la Ley General de Urbanismo y Construcciones. Lo anterior suele imponer restricciones a la edificación, o a ciertos usos, y por consecuencia limita las posibilidades de aprovechamiento de estas áreas. Esto suele ser interpretado como una vulneración del derecho de propiedad por parte de los propietarios.

Comunicar a las autoridades, o a la comunidad, que un área determinada se encuentra expuesta a peligros, o que son áreas de riesgo legalmente hablando, no suele ser una buena noticia. Lo anterior tiene por consecuencia reacciones de rechazo a los resultados del trabajo técnico y a las medidas propuestas. Esto se ejemplifica en dos casos contrastantes: en el sector cordillerano de Lo Barnechea, donde los propietarios son empresas inmobiliarias, y en la población Los Pintores de Chile, donde los propietarios son una comunidad beneficiadas por subsidios habitacionales del SERVIU durante principios de los 80. Las acciones que fueron tomadas por cada uno de estos grupos de propietarios difieren en las motivaciones que las originaron, en los argumentos y métodos utilizados, y en los recursos destinados a hacer frente a los estudios técnicos.

En estas dos instancias ejemplificadoras, se representa que en numerosos casos al geólogo le toca tener el papel del malo de la película, por muy objetivo que se considere el desarrollo técnico del estudio realizado. Surge así la reflexión que invita a prepararse a recibir críticas, independiente de qué ambiente provengan (privado o público), a realizar un trabajo meticuloso que no deje puntos ni argumentos débiles que puedan ser tomados para descalificar un trabajo consistente por parte de quién se considera afectado, y también a considerar los motivos que pudiesen generar el rechazo a los resultados de un estudio de riesgo.

GEOS-5: Geo-ética y responsabilidad profesional en geociencias

Geoeducación como herramienta y geoética como método para el aumento de resiliencia ante preligros geológicos en la comunidad de Copiapó, Chile.

Grisel Ivonne Rivera[1], Catalina Espinoza Morales[1], Chantal Denise Muriel Labbé Gramajo[1].
(1) Geología, Facultad de ingeniería , Universidad de Atacama

La región de Atacama ha sufrido dos aluviones en los últimos III años, en los cuales el plan de acción visibilizó las carencias en la gestión que este tiene al momento de ejecutarlo. Por la falta de planificación transversal se propone la creación y fortalecimiento de instituciones y mecanismos gubernamentales con el objetivo de fomentar la cooperación regional entre autoridades competentes, la población afectada y la comunidad científica. Ésta última tiene una labor esencial en la difusión de la cultura de riesgos y prevención para la población. Con el fin de transmitir un aprendizaje significativo para la misma, se hace necesario activar la "Estrategia y protocolo de Yokohama para un mundo más seguro", direcciona a los países de las Naciones Unidas para el cumplimiento de su objetivo primordial; proteger a su población ante los efectos de los desastres naturales. Para llevar a cabo esta idea se realiza un trabajo en conjunto con la IV cía. de bomberos de Copiapó, donde se ejecuta un simulacro junto al equipo de activación USAR en el cual se observa la importancia del voluntariado con el fin de prestar y recibir el conocimiento necesario para una correcta comprensión frente a emergencias de carácter geológico e hidrometeorológico. Se propone usar la geoeducación como herramienta y la geoética como método para disminuir la vulnerabilidad de la población ante procesos geológicos peligrosos, considerando que somos la comunidad geológica, quienes llevamos a cabo los planes de acción ante estos eventos. Metodologicamente inculcar la humanización de la ciencia en el rol del geólogo. Para esto es necesario la práctica de la geoética la que transmite la información hacia la comunidad de forma accesible y clara; entregar resultados precisos y cuidadosa gestión de los recursos naturales. Es esencial demostrar que este conocimiento tiene un rol en nuestra vida y es vital frente al peligro, con el objetivo de ayudar a la sociedad, aumentando sus capacidades y logrando la proactividad observada en la gestión del cuerpo de bomberos, quienes son la primera entidad de reacción ante una emergencia. Por lo que se enfatiza que la geoeducación no se puede implementar sin la geoética. Utilizando esta metodología se espera obtener una mejor transversalidad de acción y comunicación entre todos los entes competentes antes mencionados, poder aumentar la cantidad de recursos y disminuir los tiempos de reacción ante una emergencia, creando entes operantes y comunidad resiliente.

GEOS-5: Geo-ética y responsabilidad profesional en geociencias

Diseño de un plan estratégico colaborativo entre la Sociedad Geológica de Chile y el Colegio de Geólogos de Chile

Carlos Rodríguez Font[1].
(1) PGS SpA

Introducción La Sociedad Geológica y Colegio de Geólogos son dos organizaciones que agrupan profesionales geólogos de distintas especialidades. Entre sus miembros se encuentran connotados investigadores y geólogos especialistas en exploración minera, algunos de ellos reconocidos internacionalmente. Ambas son organizaciones sin fines de lucro y se caracterizan porque gran parte de las actividades que ellas realizan son gestionadas mediante el trabajo voluntario de sus miembros. Las relaciones de "colaboración" entre organismos se pueden encontrar recurrentemente en la naturaleza. La simbiosis, por definición, es una relación de interacción conjunta que ejercen dos organismos diferentes, siendo un proceso de asociación íntima, producto de una historia evolutiva entrelazada. Un ejemplo clásico de simbiosis son los líquenes, que están constituidos por dos organismos distintos, un alga y un hongo, que por sí solos no podrían subsistir. Gracias a esta relación simbiótica colaborativa los líquenes pueden propagarse y colonizar extensas zonas en el planeta Tierra. En la planificación estratégica, las alianzas estratégicas entre compañías han sido ampliamente utilizadas como una herramienta que permite mejorar las capacidades y la competitividad. Metodología La metodología consiste en 5 etapas sucesivas en donde se desarrolla la propuesta de solución a los objetivos, mediante distintos tipos de análisis, los que permiten elaborar una estrategia específica para la situación en cuestión, así como una hoja de ruta para el control y cumplimiento de los hitos más relevantes para su implementación. Etapa ideológica-declarativa Corresponde a la etapa inicial en dónde, de manera formal o informal se expresan las aspiraciones sobre las organizaciones. Lo que se expresa en rol institucional, indicado en las declaraciones de visión y misión y en los lineamientos generales de la conducción de las organizaciones. Etapa analítica Es la etapa o instancia de comprensión de la dinámica interna de los sistemas que constituyen a las organizaciones y del ambiente en la cual están insertas, lo que se manifiesta mediante un diagnóstico. Etapa programática Proceso en donde se determina los objetivos estratégicos generales y específicos, basados en la identificación de los factores críticos que inciden en la solución de los macro problemas centrales. Etapa operativa Proceso en donde se determinan las estrategias, políticas y/o cursos de acción sustentados en las fortalezas de la organización y que, al mismo tiempo, neutralicen sus debilidades, con la finalidad de aprovechar las oportunidades y contrarrestar las amenazas. Etapa de hitos, control y compromisos El proceso contempla el diseño del sistema de monitoreo y evaluación del plan, lo que incluye la selección de indicadores de desempeño y la especificación de los valores a alcanzar para cada indicador. Propuesta de Misión y Visión Colaborativa A partir del análisis de los objetivos generales de cada organización, es posible plantear la Misión de cada organización. En base a ese análisis se puede construir una Visión. El objetivo general de la SGCH es: *"Incrementar el conocimiento, difusión y enseñanza de la Geología en Chile"*. El objetivo general del CGCH es: *"Velar por el progreso, prestigio y prerrogativas de la profesión de geólogo y por su regular y correcto ejercicio, mantener, la disciplina profesional, prestar protección económica y social a los geólogos y participar en la planificación y desarrollo económico del país sobre la base del conocimiento geológico"*. Como se puede apreciar, cada organización posee objetivos distintos, pero complementarios en algunos puntos. El objetivo de establecer una estrategia colaborativa es "*que cada organización pueda mejorar su capacidad de cumplir sus propios objetivos institucionales*". Lo anterior, previo a cualquier análisis, puede ser recogido para ser aplicado en la Etapa Programática. De los objetivos de cada organización se puede desprender que, por un lado, la SGCH tiene el objetivo de "Incrementar el conocimiento geológico" y, el por el otro, el CGCH tiene el objetivo de "Participar en la planificación y desarrollo económico del país sobre la base del conocimiento geológico". De este modo, el desarrollo y avance en el "Conocimiento Geológico" debe ser impulsado por la SGCH, luego el CGCH debe utilizar el "Conocimiento Geológico" para participar en la planificación y desarrollo económico del país. Es decir, una organización impulsa el desarrollo del conocimiento y la otra aplica este conocimiento para interceder en el desarrollo económico del país. De manera similar, también se puede desprender que, si bien el objetivo de "Enseñanza de la geología" de la SGCH tiene un enfoque universal, los objetivos de ambas organizaciones son similares en el ámbito de la enseñanza de la geología a nivel universitario, a nivel de especialización y capacitación y empleo, en su relación con la correcta aplicación del conocimiento en el ejercicio profesional del geólogo. De esta manera, los objetivos se complementarían cuando, por ejemplo, la SGCH organiza un curso de especialización para geólogos y el CGCH promociona el curso entre sus miembros facilitando la ejecución. Por último, cuando la SGCH se enfoca en la difusión de la geología y el CGCH vela por el progreso, prestigio y prerrogativas de profesional geólogo, se puede argumentar que la difusión de la labor y rol del geólogo es una actividad fundamental para el progreso y prestigio de la profesión. De este modo, los objetivos son complementarios. Dado lo anterior, se propone una misión y visión colaborativa para las organizaciones: Misión: *"Trabajar de forma colaborativa, complementando roles y capacidades para potenciar el desarrollo del conocimiento geológico y su aplicación al progreso de Chile, facilitar la especialización de los profesionales en las distintas áreas de las Ciencias de la Tierra y difundir la geología y el rol del profesional geólogo para prestigiar su labor"*. Visión: *"Conformar una alianza robusta, eficiente y duradera, posicionando y fortaleciendo a las organizaciones, agregando valor a sus miembros y a la sociedad en general"*. Analisis FODA Consiste en realizar una evaluación de los factores de fortaleza y febilidad que en su conjunto diagnostican la



GEOS-5: Geo-ética y responsabilidad profesional en geociencias

situación interna de una organización, así como su evaluación externa; es decir, las oportunidades y amenazas. El análisis se realiza para la alianza colaborativa.

Fortalezas:

- Contar con infraestructura (CGCH)
- Contacto con el mundo empresarial (CGCH)
- Propiedad de Fexmin (CGCH)
- Especialistas con conocimientos clave (ambas)
- Experiencia en cursos y talleresExperiencia organizando congresos y ferias (ambas)
- Claridad en los objetivos institucionales (ambas)
- Contacto con el mundo académico (SGCH)
- Miembros realizan trabajo voluntario (SGCH)
- Propiedad del Congreso Geológico Chileno (SGCH)
- Poseer núcleos regionales (SGCH)

Debilidades:

- Poca interacción entre miembros (CGCH)
- Baja participación de miembros (CGCH)
- Ausencia de visión establecida (ambas)
- Ausencia de profesionales remunerados (ambas)
- Hermetismo del gremio profesional (ambas)
- Centralización en la toma de decisiones (ambas)
- Bajo nivel de pago de cuotas de inscripción (ambas)
- Pocos incentivos a incorporación (ambas)
- Falta de incentivos a la participación (ambas)
- Falta de recursos para realizar actividades (SGCH)

Oportunidades:

- Posibilidad de creación de sistema OTEC-OTIC
- Potencial de desarrollo económico de la exploración de nuevos elementos
- Ley del lobby y posibilidad de gestionar alianzas
- Proyectos de ley con una componente geológica relevante
- Potencial de expansión de los campos ocupacionales de geólogos en la industria en general
- Contexto geológico chileno, desastres naturales, patrimonio geológico
- Incorporación de temáticas geológicas en nuevos planes de estudio del Mineduc
- Contar con recursos para potenciar publicaciones
- Posibilidad de incorporación de otros profesionales de las ciencias de la Tierra
- Aumento explosivo de las matrículas de estudiantes de geología

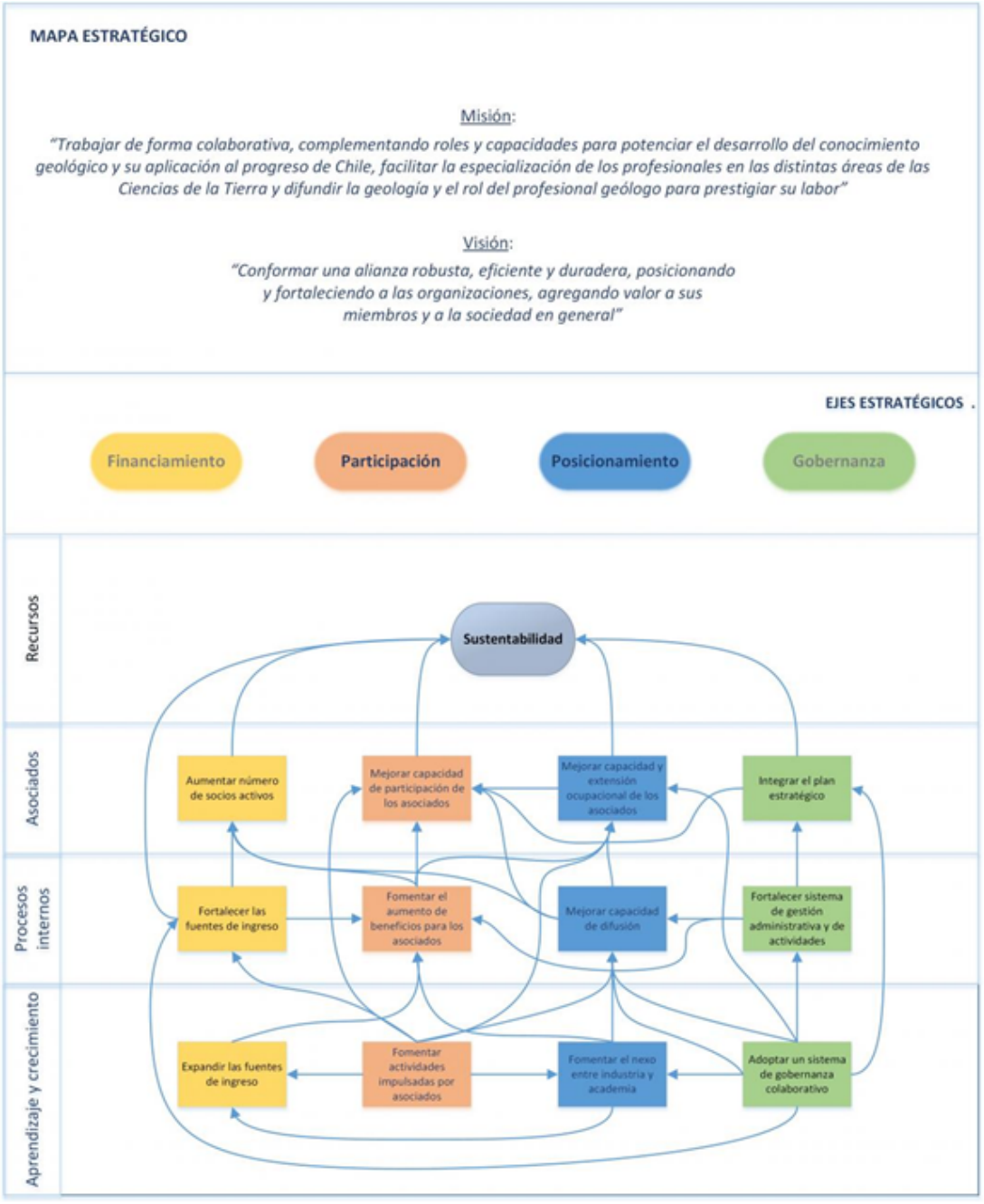
GEOS-5: Geo-ética y responsabilidad profesional en geociencias

Amenazas:

- Desconocimiento de la labor del profesional geólogo por parte de la población
- Desconocimiento de la existencia de ambas organizaciones por parte de la población en general
- Alta tasa actual de desempleo en el gremio
- Pocas fuentes para la diversificación de ingresos
- Alta concentración de profesionales geólogos en minería y falta de especialistas en otras áreas
- Casi ausencia de profesionales geólogos en el aparato estatal
- Planes de estudio universitarios enfocados fuertemente en minería
- Baja participación del gremio
- Alta relación del estado de ocupación gremial con ciclos económicos y precio de los metales
- Medio ambiente político y modificación de las normativas

Las estrategias propuestas se definen a partir del cruce de fuerzas internas y externas, estas son: Estrategias Fortalezas-Oportunidades Las estrategias FO aplican a las fuerzas internas de la organización para aprovechar la ventaja de las oportunidades externas. En el caso de estudio, se puede percibir potencial atractivo para la generación de recursos y fortalecer el financiamiento, aspecto de interés para ambas organizaciones. El objetivo estratégico apunta a desarrollar un plan para fortalecer el financiamiento, que permita capitalizar las redes de contacto y experiencia de cada oganización, así como el conocimiento técnico clave en áreas relacionadas para el desarrollo económico del país. Estrategias Fortalezas-Amenazas Aprovechan las fuerzas de la empresa para evitar o disminuir las repercusiones de las amenazas externas. Para el caso de estudio, se pueden detectar amenazas asociadas principalmente al bajo conocimiento que presentan ambas organizaciones por parte de la sociedad en general, así como el desconocimiento de la labor del profesional geólogo. El objetivo estratégico apunta a mejorar el posicionamiento gremial y profesional de los asociados, fomentando la extensión ocupacional, difundiendo rol del geólogo en la sociedad y la geología como herramienta para fomentar el desarrollo económico del país en base al conocimiento geológico, fomentando el nexo entre la academia y la industria. Estrategias Debilidades-Oportunidades Pretenden superar las debilidades internas aprovechando las oportunidades externas. En el caso de estudio. En el caso de estudio se puede detectar una debilidad recurrente que tiene que ver con la baja participación de los miembros, situación presente en distinto grado para ambas organizaciones. De esta manera, el objetivo apunta a diseñar una estrategia colaborativa que permita mejorar la capacidad de participación de los miembros en ambas organizaciones. Estrategias Debilidades-Amenazas Son tácticas defensivas que pretenden disminuir las debilidades internas y evitar las amenazas del entorno. Son estrategias que apuntan a la supervivencia, fusionarse, disminuirse, declarar la quiebra u optar por la liquidación. Para el caso particular de estudio, la estrategia apunta a diseñar sistema de trabajo colaborativo que permita fortalecer a ambas organizaciones, estableciendo un sistema de gobernanza entre organizaciones e individual para cada organización. Resultado: Mapa Estratégico Del cruce de fuerzas internas y externas se obtienen 4 ejes estratégicos: Gobernanza, Participación, Difusión y Financiamiento. Cada eje estratégico corresponde a una directriz, a partir de las que se deben plantear los planes estratégicos. Los planes estratégicos focalizan líneas estratégicas que apuntan a alcanzar los objetivos. Para cada eje estratégico, se plantearon 3 planes estratégicos o líneas de acción estratégicas, las que se presentan en la Figura (mapa estratégico). Finalmente se construye un Cuadro de Mando Integral, con lineamientos estratégicos, indicadores, metas, medios de verificación y responsables. La implementación se plantea mediante talleres de trabajo para: definir roles, comprometer, formalizar acuerdos y validar objetivos, entre otros.

GEOS-5: Geo-ética y responsabilidad profesional en geociencias



Mapa Estratégico

GEOS-5: Geo-ética y responsabilidad profesional en geociencias

Hacia la creación de los lineamientos geoéticos de la comunidad profesional, académica y científica de Ciencias de la Tierra en Chile

Millarca Valenzuela[2,1], Patricia Narvaez[3], Joseline Tapia[3,1], Luisa Pinto[4], Ignacio Escudero[4], Rodrigo Rauld[5], Luis Lara[6].
(1) Sociedad Geologica de Chile, Chile
(2) Unidad Geopatrimonio, Geología Aplicada y Recursos Geológicos, Sernageomin
(3) Colegio de Geologos de Chile, Chile
(4) Dpto. Geología, Fac. Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(5) Xterrae Geología, Chile
(6) Andean Geology, Sernageomin, Santiago, Chile

Actualmente los códigos de ética en geociencias son temas de la mayor contingencia. Los movimientos sociales que se están llevando a cabo a lo largo y ancho del país así lo demuestran. Es por ello, que en esta mesa redonda se presentarán los códigos éticos o documentos afines que existen actualmente en diversas instituciones asociadas al desarrollo de las geociencias en Chile y algunos ejemplos internacionales, tanto en el ámbito profesional, académico y científico en general. Algunas de las instituciones que se consideran son: el Colegio de Geólogos de Chile, la Sociedad Geológica de Chile, Sernageomin, algunos departamentos de Geología de universidades del país, centros de investigación y empresas. Del ámbito internacional se presentará el código ético profesional de la *American Geophysical Union*, la *Geological Society*, la *European Federation of Geologist* (EFG), el *Science Council*, el *American Geoscience Institute*, entre otras y los líneamientos propuestos por la *International Association for Promoting Geoethics* (IAPG). Se discutirá la necesidad de formular un código de conducta para la comunidad geo-científica nacional en base a los nuevos paradigmas globales que se alinean con el concepto que incentiva este congreso geológico: geociencias para la sociedad, junto con los de equidad de género y desarrollo sustentable de los recursos naturales. Un código actualizado es particularmente relevante en el escenario actual donde los ámbitos en que se desempeñarán los geocientistas son cada vez más amplios, lo que a la vez se suma al mayor número de profesionales proyectado a futuro. Este deberá considerar reglas no sólo dentro del campo de acción del gremio, si no que debe abarcar la relación con otras disciplinas y ámbitos como la relación de lo público y privado, conflictos de intereses, género, medio ambiente entre otros, y a la vez determinar cuáles son las materias que corresponden ser reguladas por dicho código. Del análisis de los documentos que sirven de base, los que tienen fundamentos comunes, y contando con una amplia participación, se espera lograr las coincidencias y consensos que permitan llegar a al documento borrador que guíe las conductas éticas requeridas por la sociedad actual, así como dar con una reflexión necesaria del rol del o la geo cientista dentro de ésta, y de la construcción de conocimiento científico desde una mirada multidisciplinaria para el desarrollo de la comunidad.

GEOS-5: Geo-ética y responsabilidad profesional en geociencias

Geología como una herramienta técnica para el uso de Bomberos frente a Riesgos Geológicos

Edwards Enrique Vega Espinoza[1], Grisel Rivera[1], Luciano Travella[1].
(1) departamento de geologia, facultad de ingenieria, Universidad de Atacama, copiapó, chile

Bomberos a lo largo de su historia ha estado en proceso de estandarización para cumplir con los distintos requerimientos y necesidades que la comunidad requiere, especializándose en distintas áreas, otorgándole a esta institución un prestigio frente a la población. Al mismo tiempo esto provoca un compromiso aun mayor por seguir modernizando y mejorando los planes de acción frente a distintas catástrofes naturales y de acción humana.

Es por esto, que existe la necesidad de optimizar al máximo los recursos con los que cuenta la institución, ya que muchas veces estos son escasos, lo que ha influido directamente en la preparación de las instituciones de Protección Civil frente a catástrofes ocurridas a lo largo de la historia. ¿Están preparadas las instituciones gubernamentales y la comunidad para reaccionar ante otro evento de esta magnitud?; ¿La comunidad científica es participe del mejoramiento de las herramientas entregadas a bomberos?. Resolver estas interrogantes, nos permitirá poder enfrentar las emergencias y disminuir la vulnerabilidad con que la población vive cada día.

El uso de información técnica al momento de tomar decisiones determinará la correcta asignación de recursos, con la que se pretende resolver de forma eficaz las problemáticas y minimizar los daños. Debido a esto, los Sistemas de Comandos Incidentes instaurados en las zonas de riesgos necesitan de una organización y distribución de tareas, un orden jerárquico que contribuya a un mejor traspaso de información, planes de contingencia para mejorar la gestión de reducción del riesgo de desastres. Para llevar a cabo esta iniciativa, se requiere de capital humano, considerando las capacidades de cada uno para lograr una recolección de información, donde los actores sociales propician datos relevantes según sus experiencias y, por otro lado, el personal capacitado y profesional que entregan datos técnicos y analíticos para resolver problemas originados a medida que va evolucionando la emergencia. De lo anterior, nace la necesidad de integrar a la comunidad geológica en el desarrollo de medidas de solución, como la generación de cursos en la formación académica de un geólogo, relacionando los conceptos básicos y prácticos en situaciones de emergencia, como manejo de software, mapas y trabajo en terreno para formar profesionales comprometidos con la comunidad, que sean más conscientes y que se formen como actores activos en la toma de decisiones de un evento asociado a Riesgos Geológicos.

GEOS-5: Geo-ética y responsabilidad profesional en geociencias

Geoethics and its impact in Peru

Sandra Paula Villacorta Chambi[1], Yanet Teresa Antayhua Vera[1], Vicentina Cruz Pauccara[1], Carlos Alberto Toledo Gutierrez[2], Luis Alberto Araujo Ramos[3].
(1) DGAR, INGEMMET, Lima, Perú
(2) Universidad Antonio Ruiz de Montoya, Peru
(3) Universidad Cesar Vallejo, Peru

Geoethics is based on community relation with geoscientist (Amiry & Bohle, 2017). Nevertheless, there are many cases, such as Africa where communities do not concern about geoscience activities because they got not involved before the projects started, a similar situation happened was found in Peru with mining activities.

At the beginning of 2014, the Peruvian Section of IAPG (IAPG-Peru) started to share the principles of the IAPG (Peppoloni & Di Capua, 2012). IAPG provides knowledge for ethical work around Geoscience, for their development and successful application (Di Capua et al., 2016). In this sense, IAPG-Peru has gained a great rating with an arduous work of its committee with the support of IAPG and national entities as the Peruvian Geological Society and the Peruvian Geological Survey.

During summer 2017, in Peru occurred extreme meteorological events with negative effects on Peruvian society. According to the damage assessment report of the Peruvian Civil Defence Institute, in Lima, these events produced 1,758 collapsed homes, 916 uninhabitable and 10,250 affected in 2017. Nevertheless, after the disaster, many people continue building without appropriate technical support. To avoid this situation, IAPG Peru professionals bring an Open Letter with an exhortation to adopt a series of actions to face extreme meteorological events in order to reduce geo-risks. In this calling, it is mentioned the needing to take up effective initiatives to promote a professional and scientific discussion about land planning in Peru, encouraging they must take actions taking into account the geological and climatic conditions from the country.

On the other hand, mining activities in Peru hold geoethics problems, which are highlighted with development of metallic mining in Peru. In the past, tailing dams from mine activity in some cases, tailings have been washed by the Peruvian fluvial system such as Rimac River located in the central part of Peru and a main water resources of the Peruvian capital. Even some communities were affected by contamination (eg. Oroya city).

This article shows an overview of attempts to spread Geoethics to Peruvian community and the outline in dilemma relating to geological risk management, mining activity and environmental contamination with some difficulties because of restrictive conceiving in a country with the fastest growing economy.

PRIN-SG: Sesión General Peligros y Riesgos Naturales

Simulación 2D del flujo detrítico del GLOF del Glaciar Río Seco de los Tronquitos, Región de Atacama, Andes Chilenos

Pablo Alarcón[1,3], Pablo Iribarren[1], Marius Schaefer[2].
(1) Instituto Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias, Universidad Austral de Chile, Valdivia, Chile
(2) Instituto Ciencias Físicas y Matemáticas, Facultad de Ciencias, Universidad Austral de Chile, Valdivia, Chile
(3) Consultora de Geología e Hidrogeología, G2O Ltda., Puerto Varas, Chile

En 1985 ocurrió el vaciamiento de un lago subglaciar proveniente del glaciar Río Seco de los Tronquitos, Región de Atacama. Este vaciamiento a 5200 m s.n.m provocó un flujo de detritos que viajo por más de 100 Km, a través del valle del Río Manflas, hasta llegar al embalse Lautaro, depositando cinco millones de metros cúbicos de agua y sedimentos erosionados en su transcurso (Peña y Escobar, 1987).

Lo ocurrido en la cuenca del Río Manflas es llamado GLOF (Glacial Lake Outburst Flood) y estos eventos son registrados en muchas partes del mundo, como por ejemplo: a) Himalayas; b) Islandia, c) Cordillera Blanca en los Andes de Perú; d) Patagonia Chilena y Argentina, de los cuales existe registro durante el Holoceno y Pleistoceno; e) y Austria, donde están documentados desde el siglo XIX y actualmente posee el potencial de ocurrir nuevos episodios inducidos por el cambio climático.

El peligro que pueden ocasionar estos vaciamientos repentinos nos ha incentivado a reconstruir este evento desde la perspectiva de un modelo de dos fases (fase sólida y fase líquida). Esto se realizó mediante un programa gratuito y de código abierto llamado r.avaflow el que incorpora un modelo de dos fases según Pudasaini (2012). Por otra parte, se utilizó el programa RAMMS, el que nos permite simular estos flujos en dos dimensiones considerando una sola fase de un fluido no newtoniano basado en Christen et al., (2010). Las simulaciones realizadas se centraron en la parte alta de la cuenca, simulando 34 Km y en la parte baja de la cuenca, donde se llevan a cabo actividades agrícolas, la simulación fue de 20 Km.

Los resultados de estas simulaciones muestran diferencias entre los dos programas. En RAMMS el valor del coeficiente de fricción (μ = 0.01 y 0.02) fue el parámetro de mayor importancia para lograr una movilidad realista del flujo, por sobre la densidad o el coeficiente de flujo viscoso-turbulento (ξ). RAMMS entregó las representaciones más realistas del flujo detrítico, al comparar los resultados con datos de altura de agua y velocidad, reconstruidas a través de secciones transversales. Por su parte r.avaflow, logró una buena movilidad, a través de la cuenca, pero generó alturas y velocidades mucho mayores que las observadas y calculadas. Las simulaciones obtenidas, pueden representar una herramienta útil para delimitar zonas inundables y realizar una evaluación inicial del riesgo asociado a estos flujos, además de conocer y entender su dinámica.

PRIN-SG: Sesión General Peligros y Riesgos Naturales

Análisis de procesos aluvionales según metodología Suiza en la Quebrada de Macul, Región Metropolitana: Un enfoque geomorfológico con modelaciones numéricas

Caroline Amsler[1], Annik Raissig[2], Lukas Rohrbach[1], Thomas Scheuner[2], Anne Schauss[1].
(1) Geotest Chile SpA, Chile
(2) Geotest AG, Suiza

La Quebrada de Macul se encuentra ubicada en el frente precordillerano oriental de la cuenca de Santiago y ha sido afectada por eventos aluvionales durante varias décadas del siglo XX. El más conocido evento aconteció en el año 1993, causó 20 muertos y dejó damnificados a más de 30 mil residentes. Hasta la fecha, varios trabajos científicos, como *Garrido (2012), Martínez (2009), Monterrsat (2005), Muñoz (1990 y Padilla (2006),* han aportado al conocimiento de la dinámica de los procesos de aluviones de esta cuenca, sin embargo, ha hecho falta el análisis de la amenaza integral. En este trabajo se presentará un estudio de amenaza de aluviones, en el cual se ha utilizado una metodología empírica desarrollada en la región de los Alpes, y que ha sido aplicada exitosamente desde los años '90 en Suiza. Dada la falta de una metodología similar en los Andes y la semejanza entre ambas regiones, fue aplicada, ya, en varios estudios en Chile. Los trabajos de *Gertsch (2009), Lehmann (1999) y Rickenmann (2014)* de la Universidad de Berna y el Instituto Federal de Investigación Forestal, Nieve y Paisajes (WSL) de Suiza forman el núcleo de esta metodología. Ellos integran los fenómenos geomorfológicos y los procesos geológicos de la cuenca para estimar los volúmenes de detritos en eventos aluvionales con un período de retorno de alrededor de 100 años. La base del procedimiento es el mapeo de los fenómenos morfológicos en terreno, que documentan las evidencias de eventos ocurridos anteriormente. En conjunto con el catastro de eventos, este mapeo sirve para calibrar los resultados del modelo y verificar su plausibilidad. La modelación de los procesos se realiza en el software RAMMS: Debris Flow, un modelo de simulación numérica bidimensional desarrollado por el Instituto Suizo de Avalanchas y Nieve (SLF), que trabaja con una aproximación monofásica para describir el movimiento de aluviones y requiere la definición previa de parámetros de entrada, tales como parámetros friccionales y volumen detrítico, los cuales se obtienen a partir de la metodología anteriormente mencionada. Una de las aplicaciones de esta metodología es la determinación y planificación de las medidas de protección. Se logró demostrar la aplicabilidad del método suizo en Chile exitosamente. Sin embargo, queda como desafío su adaptación a las condiciones locales.

PRIN-SG: Sesión General Peligros y Riesgos Naturales

El Gran Terremoto de Santiago del 13 de Mayo de 1647 ¿se puede descartar una fuente cortical asociada a la Falla San Ramón?

Tamara Aranguiz[1], Gabriel Vargas[1], Sofia Rebolledo[1], Jorge Inzulza[2].
(1) Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile
(2) Departamento de Urbanismo, Facultad de Arquitectura y Urbanismo, Universidad de Chile, Santiago, Chile

El terremoto del 13 de mayo de 1647, conocido como el terremoto del "Cristo de mayo", corresponde a uno de los eventos sísmicos más destructivos de la historia nacional. El sismo ocurrido a las 10.30 pm llegó sin actividad precursora a sacudir Santiago, que contaba con cerca de 6.000 habitantes. A pesar de ser uno de los terremotos más importantes ocurridos en la zona central, la fuente sísmica de este evento aún no es clara. Sin embargo, existe un completo registro histórico que al ser interpretado permite asociar al terremoto de mayo con una fuente intraplaca de profundidad intermedia, o con una fuente cortical vinculado a la Falla San Ramón (FSR). El carácter catastrófico del evento estudiado y la extensión del área afectada son aspectos esenciales para ligar al evento con una fuente intraplaca de profundidad intermedia. Usando fórmulas de atenuación de terremotos de esta fuente, considerando la profundidad del *slab* a la latitud de Santiago y la magnitud propuesta de ~8 Mw por Lomnitz (2004), se calcula la aceleración máxima horizontal y se obtiene una intensidad de IX en la escala de Mercalli para este sismo. Al analizar las estimaciones, se propone que la magnitud de este sismo con epicentro en Santiago es de ~7 Ms, mucho menor a la que ha sido estimada por la literatura. Por otro lado, factores como el nivel destructivo en la ciudad de Santiago, que sería efecto de la importante tasa de atenuación de los sismos corticales, y la relación de los efectos del sismo en la zona cordillera relatados por las crónicas, permiten asociar este terremoto con la FSR. Al analizar los efectos de un sismo generado en la FSR, la ausencia de ruptura en superficie sería un factor clave si el terremoto del 13 de mayo de 1647 tuviese esta fuente, dado que no se han observado rupturas superficiales históricas en las trincheras paleosismológicas (Vargas et al., 2014). Así, se propone una intensidad máxima de VII en escala de Mercalli, con epicentro en la falla, que podría generar aceleraciones estimadas del orden 44%g. Se concluye y propone que es más probable que el terremoto del 13 de mayo de 1647 corresponda a un sismo intraplaca de profundidad intermedia con epicentro bajo el valle de Santiago, profundidad de 70 km, Ms ~7 e intensidad VIII. Sin embargo, no se puede descartar al evento como un sismo cortical generado por la FSR, con la mayor magnitud posible sin generación de ruptura en superficie, y con una traza mayor a la reconocida hoy en día.

PRIN-SG: Sesión General Peligros y Riesgos Naturales

Determinación de zonas de peligro potencial asociado a flujos utilizando modelos numéricos en el frente cordillerano de Santiago, Región Metropolitana, Chile.

Constanza Celis[1], Sergio Sepúlveda[1], Angelo Castruccio[1], Marisol Lara[1].
(1) Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile

Los flujos son uno de los principales peligros geológicos en el frente cordillerano de Santiago y debido a la acelerada expansión urbana el riesgo asociado a éstos se ha incrementado. Evaluaciones de susceptibilidad, realizadas por distintos autores, se llevaron a cabo para detectar las principales quebradas activas en la precordillera de la ciudad. En general, las quebradas mayores, como Macul y San Ramón, poseen una susceptibilidad alta a media para flujos, mientras que las quebradas menores poseen una susceptibilidad media a baja. Este estudio presenta un mapa de peligro de flujos utilizando el programa de simulación numérica RAMMS-Debris Flows, con un modelo de fluido de Voellmy. Esto se lleva a cabo calibrando los parámetros de fricción mediante la simulación sistemática de distintos escenarios generados para el evento del 3 de mayo de 1993 en las quebradas de Macul, San Ramón y Lo Cañas. Las zonas de inundación obtenidas se comparan con los resultados obtenidos mediante el programa LAHARZ para la validación de los datos entrada del programa. Aunque la información relativa a alturas alcanzadas y la potencia de los depósitos es limitada, los resultados muestran que las distancias de alcance y las áreas de inundación del flujo simulado son similares a las del evento. La información obtenida se extrapola al resto de las quebradas del frente cordillerano de Santiago, principalmente por la similitud de las pendientes y los materiales disponibles. Además, se llevan a cabo simulaciones para el peor escenario posible, el que se obtiene con la combinación de la peor tormenta esperable, una isoterma 0°C anormalmente alta y suficiente material disponible en las cuencas hidrográficas. Estos escenarios se analizan en una matriz de peligro donde se relaciona la intensidad del flujo y su probabilidad de ocurrencia para obtener los grados de peligro asociados a cada zona. Los mapas de peligro obtenidos indican que las zonas de mayor peligro son las aledañas a la quebrada de Macul y San Ramón, mientras que en las quebradas menores del frente cordillerano, las zonas de peligro se restringen a zonas altas de los abanicos aluviales. A pesar de que los modelos numéricos no logran simular completamente la complejidad de los distintos tipos de flujos, RAMMS-Debris Flows es una aproximación confiable de estos fenómenos para obtener mapas de peligro de flujos de detritos, pero se debe actuar con precaución en la simulación de flujos con un mayor contenido de agua.

PRIN-SG: Sesión General Peligros y Riesgos Naturales

Caracterización de los procesos geomorfológicos e hidrícos de la cuenca del Rio Singuil-San Fernanda del Valle de Catamarca-Argentina

Ramona Carolina Córdoba[1], Adriana Niz[1].
(1) a Instituto de Monitoreo y Control de la Degradacion Geoambiental (IMCoDeG), Tecnología y Ciencias Aplicadas, Universidad Nacional de Catamarca, san fernando del valle de catamarca, Argentina

El presente trabajo se desarrolló en la cuenca del rio Singuil ubicada en la Sierra de Ambato, corresponde a la unidad geomorfológica denominada Sierras Pampeanas Noroccidentales. Se ubica al pie de la Cumbre de Narvaez, entre valles intermonatanos, cuyas divisorias de agua están conformadas por las cumbres de las Higeras al este y la Sierra de Humaya al oeste; el tramo superior del rio Singuil, de rumbo N-S y drenaje sur, presenta un quiebre pronunciado en su recorrido entre las cumbres de las Higeras y Balcozna, para desembocar hacia el norte en el embalse de Escaba. En primer lugar, utilizando el software ArcGis en conjunto con el programa Google Earth Pro, se delimitó la cuenca y se definieron los procesos geomorfológicos y parámetros morfométricos, esto permitió conocer en mayor medida el comportamiento hídrico y dinámico de la misma. Posteriormente, se realizaron los controles de campo correspondientes a este trabajo, obteniendo como resultado cartografía de base y temática del área de estudio, referida a las amenazas de origen hídricas y antrópicas presentes, tanto de deslizamientos de laderas como anegamiento. Se concluyó que la zona presenta en el área de cuenca alta-media una sensible predisposición a los deslizamientos de ladera, lo cual proporciona sedimentos al cauce principal, y que en la cuenca parte baja domina el riesgo hídrico de anegamiento controlado por diferentes tipos de estructuras, produciendo difentes eventos en el sistema del cauce principal y afluentes.

PRIN-SG: Sesión General Peligros y Riesgos Naturales

Tsunami early warning systems challenged in the near field: Technological positivism versus community co-responsibility?

Gabriel Armando González[1,2], Juan González[1,2], Rafael Aránguiz[1,3], Rodrigo Cienfuegos[1,5], Patricio A. Catalán[1,4], Yuji Yagi[6], Ryo Okuwaki[6].
(1) Centro de Investigación para la Gestión Integrada del Riesgo de Desastres (CIGIDEN), CONICYT/FONDAP/15110017, Santiago, Chile
(2) Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ingeniería y Ciencias Geológicas, Universidad Católica del Norte, Antofagasta, Chile
(3) Departamento de Ingeniería Civil, Facultad de Ingeniería, Universidad Católica de La Santísima Concepción, Concepción, Chile
(4) Departamento de Obras Civiles, Universidad Técnica Federico Santa María, Valparaíso, Chile
(5) Departamento de Ingeniería Hidráulica y Ambiental, Escuela de Ingeniería, Pontificia Universidad Católica de Chile, Santiago, Chile
(6) University of Tsukuba, Japan

On 16 September 2015 at 22:54:33 UTC, an Mw 8.3 subduction earthquake occurred off the coast of the Talinay Peninsula. The seismic moment release took ~2 min and the fault slip propagated beneath the sea causing a local tsunami, that rapidly reached the coastline. The Pacific Tsunami Warning Center issued a tsunami threat message 7 min after the initiation of the earthquake. Chilean authorities emitted a tsunami alert 1 min later, followed by a preventive evacuation for the entire Chilean coast 11 min after earthquake nucleation. More than one million people were safely evacuated. Despite the timely evacuation, 8 fatalities were caused by the tsunami. Five days after the earthquake, we conducted a post-tsunami survey in the impacted area. We interviewed fishermen in three coastal villages located where the tsunami struck first. While this area has a low population density a person died as a result of the tsunami. Witnesses reported that tsunami reached the coast even before the end of the seismic shaking and they self-evacuated immediately after the earthquake. Fishermen in Totoral indicated that the first wave arrived 3-4 min after the end of the earthquake. People living in the mouth of the Limari River and in Caleta Sierra reported that tsunami was generated at the same moment than the earthquake. Numerical tsunami modeling confirms these testimonials. In the simulation, initial inundation occurred during the earthquake and the first highest wave reaches the coast 6 min later. The reason for this quasi-instantaneous tsunami inundation is that the sea surface uplift included the Talinay coast. The bathymetry in the region has a very narrow shelf, with depths of 1,000 m close to shore, allowing for high tsunami propagation velocities. This finding of quasi-instantaneous inundation poses a major restriction to near-field TEWS in the region. It is of crucial importance in subduction zones with short distances between the trench and the coastline. In the segment activated, the distance is only 70 km. This implies that TEWS could be limited in its ability to anticipate near-field tsunami arrivals, particularly in communities located very close to the rupture zone. The recent Chilean experience further stresses that in order to reduce casualties people need to be prepared to interpret the natural alert, given by the earthquake itself. This fact is well known among the tsunami scientists, now the survivors of Talinay tsunami have put it in practice.

PRIN-SG: Sesión General Peligros y Riesgos Naturales

Erupciones históricas del Complejo Nevados de Chillán (CVNCh) y su comparación con el ciclo eruptivo actual.

Gabriela Jara[1], Felipe Flores[1], Virginia Toloza[1], Alvaro Amigo[1].
(1) Red Nacional de Vigilancia Volcánica, SERNAGEOMIN

El Complejo Volcánico Nevados de Chillán (36°51'S 71°24' O) se encuentra ubicado en la cordillera de la nueva región del Ñuble, en la frontera entre las provincias de Punilla y Diguillín. Cercano a importantes centros turísticos de la región, los cuales concentran gran población flotante, principalmente en temporada invernal y estival. Este centro eruptivo presenta un vasto registro de erupciones en tiempos históricos, destacando ciclos de varios años de extensión, con la formación de nuevos cráteres y conos, dentro de los cuales se encuentran las erupciones de Santa Gertrudis (1861-1865), Nuevo (1906-1948) y Arrau (1973-1987). Durante las últimas décadas, se han registrado pequeños eventos de corta duración asociados a la formación de los cráteres Chudcún (2003) y las coladas del volcán Sebastián (2008), siendo este último inadvertido por la población cercana. A partir de finales del año 2015, el complejo volcánico comenzó a presentar actividad sísmica anómala, lo cual derivó en la determinación de subir a alerta técnica de verde a amarilla el día 31 de diciembre de ese año. Nueve días después, comenzaron las manifestaciones externas como explosiones. Este proceso se mantuvo casi dos años con explosiones menores, hasta que en diciembre del 2017 comienza el emplazamiento del domo que se ha mantenido activo hasta la fecha. La revisión de fotografías de pulsos eruptivos del ciclo eruptivo Arrau muestra similitudes entre este ciclo y las explosiones del ciclo actual, donde se aprecian columnas del orden de 2 km. Por otro lado, estimaciones de la tasa eruptiva promedio del ciclo eruptivo Arrau y para la erupción efusiva de la lava Sebastián, entregan valores similares en este parámetro a los calculados para el actual proceso eruptivo. Adicionalmente, la composición de los productos muestra ser homogénea con lavas de composición dacítica en todas las erupciones magmáticas históricas ocurridas en el subcomplejo Las Termas. Dada las similitudes entre el actual ciclo eruptivo y el ciclo eruptivo del volcán Arrau, y en algunos aspectos a la erupción Sebastián, es posible concluir empíricamente, que es probable que el ciclo eruptivo actual tenga un desarrollo similar al observado en las dos erupciones magmáticas precedentes (Arrau y Sebastián).

PRIN-SG: Sesión General Peligros y Riesgos Naturales

Víctimas fatales causadas por remociones en masa en Chile (1928-2017)

Mónica Viviana Marín[1], Antonio Andrés Muñoz[2], José Antonio Naranjo[3].
(1) Geología Aplicada, Unida de Peligros Naturales y Ordenamiento Territorial, Servicio Nacional de Geología y Minería
(2) Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(3) Geología Regional, Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago, Chile

1 Introducción

La adhesión de Chile al Marco de Acción de Hyogo (UNISDR, 2005) y Sendai (UNISDR, 2015) para la reducción del riesgo de desastres y el diagnóstico realizado por las Naciones Unidas el año 2010, permiten a ONEMI plasmar una estrategia nacional para la gestión de riesgo de desastres (ONEMI, 2015). En el marco de esta estrategia, SERNAGEOMIN ha sido requerido cada año con mayor frecuencia por las autoridades locales, regionales y nacionales que trabajan en la gestión del riesgo; para la entrega de información técnica relativa a las zonas identificadas como áreas críticas de afectación de remociones en masa, ya sean detonadas por eventos hidrometeorológicos (lluvias y nieve) o por sismos.

En el marco de lo anterior, es fundamental poder cuantificar el número de fallecidos y desaparecidos a causa de peligros geológicos en Chile, en particular aquellos de mayor impacto como lo son las remociones en masa. Sin embargo, hasta la fecha se desconoce el balance total de muertes por estos procesos. Con base en lo anterior, este trabajo tiene por objetivo realizar un análisis estadístico de víctimas fatales a causa de dichos procesos.

Cabe destacar que en este trabajo se considera como víctimas fatales (decesos), la suma de fallecidos y desaparecidos, definidas por ONEMI (2002).

2 Metodología

El proceso metodológico se sustenta en el recuento de víctimas fatales por procesos de remoción en masa en Chile, basándose en la revisión exclusiva de documentos pertenecientes al catastro nacional de remociones en masa de SERNAGEOMIN (2017), desde 1928 hasta 2017.

Para todas las Regiones de Chile, se recopila la información referente a los siguientes ítems: i) fecha, ii) ubicación referencial, iii) tipo de remoción en masa (flujos, deslizamientos, avalanchas y caídas), iv) su detonante (principalmente sismos y precipitaciones) y v) número de fallecidos y desaparecidos (víctimas fatales).

Cabe destacar, que los colapsos de relaves declarados se originaron como deslizamientos e incluso en ocasiones cambiaron a flujos a medida que se desarrollaron, pero en este trabajo se analizan por separado por la alta intervención antrópica que presentan. Además, para este análisis no se consideraron las muertes causadas por peligros volcanogénicos, como por ejemplo *lahares*.

3 Resultados

Los resultados indican que, dentro de los 52 eventos declarados en Chile, existe un total de 1010 víctimas fatales provocadas por remociones en masa, las que corresponden a 882 fallecidos y 128 desaparecidos entre los años 1928 y 2017 (90 años).

Además, para este intervalo de tiempo la tasa anual de víctimas fatales (TAVF) resulta en 11 personas, mientras que el promedio por evento corresponde a 19 personas.

Al considerar el tipo de remoción en masa, estos decesos se distribuyen de la forma: Flujos (425; 42%), Colapsos de relaves (254; 25%), Deslizamientos (165; 16%), Avalanchas (148; 15%) y Caídas (18; 2%) (ver Figura 1a).

Mientras que su distribución regional es: Arica y Parinacota (1), Tarapacá (17), Antofagasta (117), Atacama (132), Coquimbo (21), Valparaíso (246), Metropolitana (139), Bernardo O´Higgins (158), Maule (0), Biobío (28), Araucanía (4), Los Ríos (1), Los lagos (135), Aysén (11) y Magallanes (0) (ver Figura 1c).

Es importante destacar que, según este registro, los años que concentran la mayor cantidad de víctimas fatales por remociones

en masa en Chile corresponden a 1965 (268), 1991 (110) y 2015 (94).

A continuación, se presentan resultados para diferentes periodos de tiempo:

1928-1965:

- Para este periodo sólo hay 12 eventos declarados que generaron 463 decesos.
- El promedio de víctimas fatales por evento es de 39 personas.
- La TAVF es de 12 personas.

1966-1978:

- Para este periodo no se registran eventos que hayan ocasionado víctimas fatales.

1979-2017:

- Para este periodo sólo hay 40 eventos declarados que generaron 547 decesos.
- El promedio de víctimas fatales por evento es de 12 personas.
- La TAVF es de 13 personas.
- El factor desencadenante que ha generado más víctimas fatales en Chile corresponde a lluvias (93%), seguido por sismos con un 7% (ver Figura 1b).
- Otoño es la estación en la cual ha habido más víctimas fatales por remociones en masa detonadas por lluvias (317; 66%), mientras que el verano posee la menor cantidad (17; 4%) (ver Figura 1b). Cabe destacar que para este periodo no se encontraron registros de decesos por colapsos de relaves y la única avalancha declarada fue desencadenada por nieve, por esta razón estas dos categorías no se consideraron en los resultados mostrados en la Figura 1b.

4 Discusiones y conclusiones

En el periodo entre 1928 y 1965 se contabilizan 12 eventos declarados que generaron 463 decesos por remociones en masa, por lo que la TAVF es de 12 personas. Entre 1966 y 1978 no se tienen registros de eventos con estas características. Mientras que entre los años 1979 y 2017, 40 eventos declarados cobraron la vida de 547 personas, por lo que su TAVF es de 13 personas, siendo un 8% superior al primer periodo analizado. De lo anterior se deduce que la TAVF de los eventos catastrados en los últimos 90 años, se ha mantenido prácticamente constante. Sin embargo, el primer periodo analizado ha concentrado más víctimas por evento, pero a la vez, presenta una menor recurrencia en comparación a las últimas 4 décadas.

Por otro lado, las remociones en masa del tipo flujos son las que han cobrado la mayor cantidad de víctimas fatales en la sociedad chilena, alcanzando un total de 425 personas en los últimos 90 años, lo que corresponde a un 42% (ver Figura 1a). De estos eventos, los que han causado la mayor cantidad de decesos acontecieron en el norte de Chile y corresponden a los flujos (aluviones) ocurridos el 18 de junio de 1991 en la Región de Antofagasta y el 24-26 de marzo de 2015 en la Región de Atacama, que cobraron la vida de 110 y 87 personas, respectivamente.

Entre 1928 y 2017, existen 7 regiones del país que superan las 100 víctimas fatales producto de remociones en masa, donde la Región de Valparaíso lidera este ranking con 246 personas, seguida por las regiones de O´Higgins, Metropolitana, Los Lagos, Atacama y Antofagasta. Sin embargo, esta situación se ve fuertemente condicionada por un evento en particular: el colapso del relave ocurrido en la Mina El Soldado de la Región de Valparaíso el 28 de marzo de 1965, el cual cobró la vida de 200 personas. En segundo lugar, se encuentra la Región de O´Higgins, la que también está condicionada por un colapso de relave, esta vez de la Mina Sewell (en la actualidad perteneciente a la División El Teniente de CODELCO) el cual causó el deceso de 54 personas el 1 de diciembre de 1928. Ambos eventos fueron desencadenados por sismos y juntos constituyen el 25% de las víctimas fatales registradas en este estudio (ver Figura 1c).

La Región de Atacama es la que presenta más víctimas fatales producto de remociones en masa tipo flujos con un total de 132 personas, seguida por las regiones de Antofagasta, Metropolitana y Los Lagos. Mientras que para deslizamientos esta última lidera el ranking con 74 personas, seguida por las regiones Metropolitana, del Bio Bio, Coquimbo y Aysén. Por su parte, las remociones en masa tipo caídas se concentran en la Región de Tarapacá. Finalmente, las avalanchas catastradas en este trabajo están asociadas principalmente a precipitaciones sólidas (nieve), donde el mayor evento ocurrió en la Mina Sewell el 8 de agosto de 1944 con 100 fallecidos, por tanto, se concentran en la Región de O´Higgins (ver Figura 1c).



Los resultados muestran que en Chile, las lluvias corresponden al principal factor detonante cuando se trata de víctimas fatales producto de remociones en masa, las cuales se han concentrado especialmente en otoño (ver Figura 1b). Por tanto, para cada territorio se debe procurar la determinación de umbrales de precipitación asociados a estos fenómenos, para establecer un monitoreo hidrometeorológico y con ello mitigar los efectos de remociones en masa mediante la oportuna generación de alertas tempranas (Naranjo et al., 2005).

Por otra parte, el registro de remociones en masa analizado es acotado y su grado de completitud podría ser mejorado sobre la base de una revisión histórica en otras fuentes de información. Pese a ello, la evaluación desarrollada en este trabajo permite generar una línea base que da cuenta de la magnitud y consecuencias sociales de este tipo de procesos.

Además, el hecho de que sólo el evento del 24-26 de marzo de 2015 en el norte de Chile generó costos de US$ 1.500 millones aproximadamente (Naranjo & Olea, 2015), fundamenta la necesidad de complementar este trabajo con estudios que evalúen tanto la inversión en prevención como, el impacto socioeconómico a nivel país producto del daño causado por el alcance de remociones en masa. Junto con lo anterior, es pertinente realizar un balance con respecto a otros peligros geológicos con motivo de optimizar la distribución de recursos enfocados a la reducción del riesgo de desastres socionaturales, según el Marco de Acción de Sendai (UNISDR, 2015).

Finalmente, el análisis realizado en este trabajo sugiere que es imperativo generar, desarrollar e implementar planes de emergencia con un enfoque preventivo en comunidades expuestas al alcance de remociones en masa, con el objetivo de reducir las condiciones de riesgo frente a estos procesos y mitigar sus efectos. Junto a esto, resulta fundamental efectuar estudios técnicos que permitan elaborar mapas de amenaza de remociones en masa, identificar la población en peligro y determinar zonas seguras, con el objetivo de incluir la evaluación de riesgos asociados a estos procesos en los instrumentos de planificación territorial.

5 Agradecimientos

Se agradece el patrocinio de la Subdirección Nacional de Geología del SERNAGEOMIN y al geólogo Alejandro Alfaro por su apoyo en este trabajo.

6 Referencias

Naranjo J. A., Clavero J., Hauser A., Ramírez P., 2005. Informe geológico sobre las remociones en masa causadas por las lluvias torrenciales de los días 26 y 27 de junio 2005 en Concepción, VIII Región. Servicio Nacional de Geología y Minería, SERNAGEOMIN, Chile.

Naranjo J. A., Olea-Encina P., 2015. Descargas aluviales durante la tormenta del desierto de Atacama en marzo de 2015, Chile. XIV Congreso Geológico Chileno. La Serena, Chile. 4 y 8 de octubre del 2015.

ONEMI, 2015. Plan Estratégico Nacional para la Gestión del Riesgo de Desastres 2015-2018. Chile.

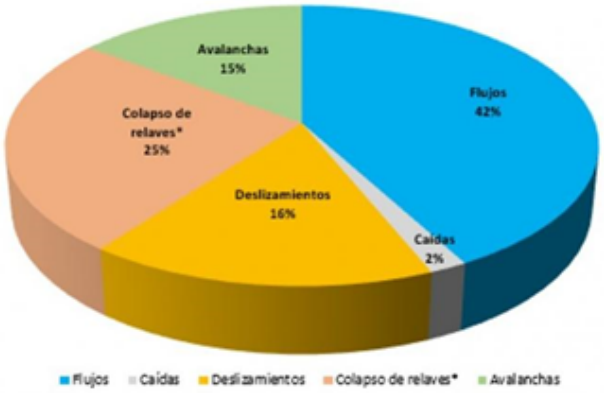
ONEMI, 2002. Plan Nacional: Instrumento Indicativo para la Gestión Integral Decreto N° 156. Chile.

SERNAGEOMIN, 2018. Catastro de remociones en masa a nivel nacional, Servicio Nacional de Geologia y Mineria. < http://portalgeo.sernageomin.cl/Visor/ >

UNISDR (United Nations International Strategy for Disaster Reduction), 2005. Marco de Acción de Hyogo 2005-2015: Aumento de la resiliencia de las naciones y las comunidades ante los desastres. Hyogo, Japón.

UNISDR (United Nations International Strategy for Disaster Reduction), 2015. Marco de Sendai para la Reducción del Riesgo de Desastres 2015-2030. Sendai, Japón.

a) Distribución de eventos de remoción en masa que ocasionaron víctimas fatales en Chile (1928-2017)



b)

Estación del año	N° de víctimas fatales en Chile (1979-2017)** causadas por remociones en masa desencadenadas por:	
	Lluvias	Sismos
Verano	17	6
Otoño	**317**	**29**
Invierno	74	0
Primavera	73	0
Total	483	35
Porcentaje	**93%**	**7%**

c) Distribución regional de víctimas fatales por remociones en masa en Chile (1928-2017)

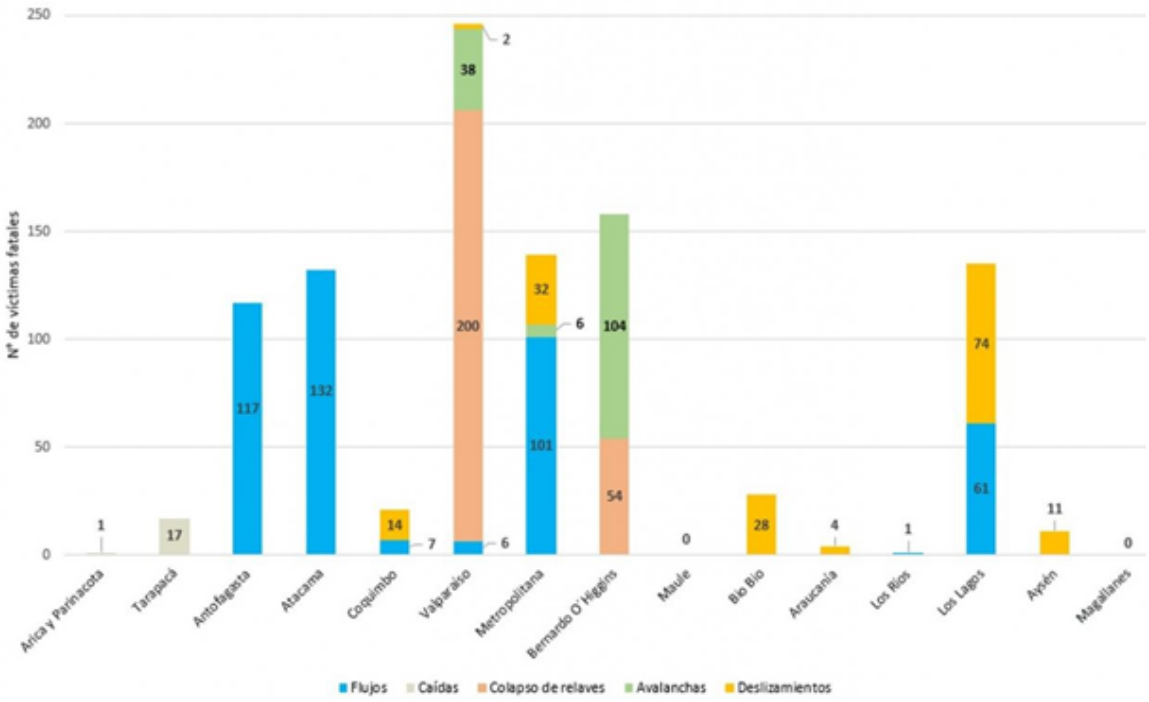


Figura 1. a) Distribución de eventos de remoción en masa que ocasionaron víctimas fatales en Chile, entre los años 1928 y 2017. b) Distribución estacional de víctimas fatales causadas por remociones en masa entre los años 1979 y 2017. Agrupación por factor desencadenante: por lluvias o sismos. c) Distribución regional de víctimas fatales por remociones en masa entre los años 1928 y 2017. *Se originaron como deslizamientos e incluso en ocasiones cambiaron a flujos a medida que se desarrollaron, pero en este trabajo se analizan por separado por la alta intervención antrópica que presentan. ** Para este periodo no se encontraron registros de decesos por colapsos de relaves y la única avalancha declarada fue desencadenada por nieve, por esta razón estas dos categorías no se consideran en esta tabla.

PRIN-SG: Sesión General Peligros y Riesgos Naturales

Avanzando de la visión habitual de la gestión del riesgo de desastres en Latinoamérica hacia una perspectiva efectiva en prevención y reducción de riesgos.

Miguel Morales[1], Laura Cecilia Paris Leal[1].
(1) Gerencia técnica, Consultora Sobreriesgos.com, Cochabamba, Bolivia

La gestión del riesgo de desastres como compendio de acciones dirigidas a la reducción de los riesgos en los modelos implementados en Latinoamérica, se ha enfocado en la preparación de la ciudadanía para responder ante los eventos adversos desde una perspectiva tendente a mostrar a los desastres como consecuencias inevitables, como eslabones cíclicos frente a los cuales la adaptación y la asimilación de los efectos de estos fenómenos es la estrategia viable; la respuesta institucional es en línea general reducida a una respuesta operativa-reactiva basada en la atención a los afectados, y los programas educativos enmarcados en la gestión del riesgo se desenvuelven en el "que hacer antes, durante y después de". Esto corresponde a una forma costumbrista sumamente arraigada, tanto en muchos de los cuerpos técnicos con pertinencia en el tema, como en las autoridades de los gobiernos locales, regionales y en el nacional. De igual manera, los procesos referidos a la gestión del riesgo se limitan a la identificación y evaluación primigenia de los riesgos a una escala muy puntual y local. Una modificación del entendimiento de la fenomenología de los desastres es necesaria para generar un modelo de gestión de riesgos más efectivo, partiendo de la acepción de que los desastres no son cíclicos, más los procesos detonantes capaces de generarlos si lo son; considerando que una notable proporción de los desastres ocurridos en la región, son tales por condiciones específicas pero comunes de vulnerabilidad, y que la identificación, y valoración oportuna de los riesgos, es una poderosa manera de contribuir a su mitigación en etapas tempranas, pero no la única. Se hace necesario sustituir paradigmas convencionales y tradicionales, para desde un abordaje holístico y sobre todo prospectivo, reducir los escenarios de riesgo que cobran costosas y dolorosas facturas a la sociedad.

PRIN-SG: Sesión General Peligros y Riesgos Naturales

The most catastrophic Late Holocene geologic process in Central-South Chile: The Antuco volcanic debris avalanche-induced Laja Lake flooding, 37.4°S

Hugo Alberto Moreno[1], Mauricio Mella[1], Carolina Jara[2].
(1) Oficina Técnica Puerto Varas, Sernageomin
(2) Avenida Santa María 0104, Sernageomin, Santiago, Chile

The Laja Lake currently is dammed by Historic and Late Holocene basaltic lava flows from Antuco volcano. Its waterline historically has been 1.380 ± 20 m asl, due to its underground drainage and climate oscillations, with a maximum volume of *ca*. 6 km3. Since the beginning of the Antuco volcano building at *ca*. 150 ka BP, its lava flows have dammed the intra Andean upper Laja basin, forming successive Laja lakes, because of the eruptions, glacial and fluvial erosion, the latter during Postglacial times (< 17 ka BP). The early Antuco edifice covered Miocene rocks of the Curamallin Formation and the glacially eroded lavas of Sierra Velluda volcano. The early Antuco building ended with a sector collapse at *ca*. 6.2 ka BP producing a *ca*. 5 km3 debris avalanche toward the northwest, which travelled about 20 km down the Laja river valley. This collapse was triggered by a Bandai type phreatomagmatic eruption, since no fresh juveniles (PJBs) have been recognized. The volcanic landslide left a 4 km wide horseshoe-shaped crater, opened to the west. The debris avalanche collided with a mountain range spur of Curamallin Formation, damming the Laja lake drainage that increased its level up to 1.600 m asl. The result was a new Laja lake *ca*. 60 km3 in volume, evidenced by paleo-coastlines left at that altitude. These new lake would have produced water infiltrations into the volcanic system, generating huge phreatomagmatic blasts toward the west along the Laja river valley, which high-energy pyroclastic surges, can be recognized 40 km far. There are not enough evidences yet to establish how long lasted this period that ended with both: the Holocene Antuco building nested in the avalanche crater and the violent lake breakage. According to botanists, diatoms and pollen disappeared from the lake at *ca*. 1380 AD. So our hypothesis is that a violent lake breakage took place by that time, causing a voluminous high-energy flood that covered about 5.000 km2 of Chile's Central Depression 110 km wide. The sandy flows, climbed 50 m high along some creeks in the Coastal Range, 140 km far and left a large fan of reworked volcanic sand deposit *ca*. 50 km3, that reached the ocean along the Biobio and Itata rivers. Since the SW prevailing winds at the coast, the basaltic sands were carried toward the north along the coastline and have been recognized at the Vichuquen Lake sand bar 200 km north. This work has the sponsorship of the SERNAGEOMIN Sub Direction of Geology.

PRIN-SG: Sesión General Peligros y Riesgos Naturales

Metodología para evaluar la amenaza de flujos de detritos utilizando un análisis jerárquico de procesos y el software RAMMS, con aplicación en la cuenca del estero San Alfonso.

Antonio Andrés Muñoz[1].
(1) Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile

En este estudio se desarrolla una metodología determinística para evaluar la amenaza de flujos de detritos, la cual contempla dos etapas con sus respectivas aplicaciones en la cuenca del estero San Alfonso, afluente del río Maipo de la Región Metropolitana. La primera consiste en una metodología orientada a evaluar la susceptibilidad de flujos de detritos mediante la ponderación de factores condicionantes con el uso de Sistemas de Información Geográfica (SIG) y la implementación de un análisis jerárquico de procesos (AHP). Los resultados muestran que el AHP permitió realizar un análisis comparativo entre propiedades que no tienen una escala de medición entre sí, bajo tres principios fundamentales: la construcción de jerarquías, el establecimiento de prioridades y la consistencia lógica. Además, esta metodología es aplicable a nivel de cuencas en cualquier ambiente geológico y escala de trabajo. La segunda etapa consiste en una metodología para evaluar la amenaza de flujos de detritos. Como criterios para zonificar en grados de amenaza se incorporan morfologías (abanico y vías aluviales) y áreas de alcance de flujos (conocidos y posibles), en base a la clasificación de tamaño de flujos de detritos de Jakob (2005), agregando como hipótesis que, a mayor volumen de flujo, menor probabilidad de ocurrencia y, por tanto, menor grado de amenaza. Los posibles flujos se simulan con el programa *RAMMS-debris flow v.1.6* y sus áreas de generación se definen en base a una evaluación de susceptibilidad de flujos de detritos. Los parámetros de resistencia de las simulaciones se obtienen a partir del retroanálisis de un evento conocido, cuyos datos de entrada se calculan mediante lametodología para estimar parámetros físicos de un flujo de detritos mediante trabajo en terreno y de gabinete (MPF), propuesta en este estudio. De los resultados finales, se desprende que la cuenca del estero San Alfonso presenta zonas de alta, media y baja susceptibilidad de flujos de detritos, siendo la subcuenca NE aquella con mayor inestabilidad. Además, muestra grados de amenaza de este tipo de remoción en masa: muy alto, alto, medio y bajo; siendo los eventos de Clase III, como el ocurrido el 21 de enero de 2013, los de mayor amenaza. Los mapas elaborados para esta cuenca son válidos a una escala 1:20.000.

PRIN-SG: Sesión General Peligros y Riesgos Naturales

Cachi, mucho que cuidar Distrito de Cachi, Canton Paraiso, Provincia Cartago.

Luis Guillermo Salazar[1].
(1) Escuela Centroamericana de Geologia, Ciencias, Universidad de Costa Rica

Cachí, se localiza a unos 35 km al SE de la ciudad capital de Costa Rica, San José. Esta comunidad forma parte del distrito IV del cantón de Paraiso, de la provincia de Cartago, Costa Rica. La zona es muy rica en sus paisajes y su gente honesta y trabajadora, siempre en busca de mejorar en todos los ámbitos: social, empresarial, turísticos, educacional, etc. Uno de los actores principales en todo este proceso, es la RED LOCAL DE CACHI, integrada en su origen por unos 30 miembros de los siete caseríos que forman el distrito, hoy siguen activos menos de 10 ellos. Uno de sus logros, ha sido el premio de PREVENETC "a la comunidad más segura del país", otorgado por un jurado compuesto por: por la Universidad de Costa Rica, el Ministerio de Ciencias y Tecnología y la Comisión de Emergencias de Costa Rica, en acto de reconocimiento fue el 13 de octubre del 2011; en otorgamiento de la mención se indicó "A esta comunidad se le reconoce su capacidad de organización y el esfuerzo de un grupo de líderes locales a lo largo del tiempo, por convertir esa zona de alto riesgo por deslizamientos, en un lugar más seguro para sus habitantes, integrando a diversas instituciones e involucrando en especial a la población joven". La Universidad de Costa Rica, ha colaborado con la Red desde el año, 2004, a través de prácticas dirigidas de La Escuela de Trabajo Social, tesis de licenciatura, Proyectos de Trabajado Comunal Universitario; hoy participan además: Laboratorio de materiales y modelos estructurales (LANAME), así como las escuelas de: Estadística, Educación, Geografía, Geología, Historia, Topografía. La presentaciión tratará sobre la amenazas naturales que afectan el distrito y tiene como fin, buscar alternativas de desarrollo responsable, para la población.

PRIN-SG: Sesión General Peligros y Riesgos Naturales

The Anthropocene: Rising Risks, Critical Choices

Will Steffen[1].
(1) Emeritus Professor, Australian National University, and Senior Fellow, Stockholm Resilience Centre

Human-driven changes to the structure and functioning of the Earth System at the planetary level are now well-established. The climate system is being destabilised and Earth's biosphere is heading towards its sixth great extinction event. Novel materials created by humans – plastics, aluminium, radionuclides, and thousands of chemicals – are now being poured into the Earth System at accelerating rates. These, and other changes, have prompted Earth System scientists to propose that the system has been driven out of the Holocene, the most recent 11,700-year period of relative stability, and onto a new trajectory called the Anthropocene, a trajectory of increasing instability, growing risks, and more frequent disruptions. The geological community, via the Anthropocene Working Group, has recommended that the Anthropocene be formally accepted at the epoch level as a potential new unit in the Geological Time Scale. A mid-20th century start date is proposed for the Anthropocene. The search is now on for a suitable GSSP (Global Boundary Stratotype Section and Point) to provide the stratigraphical marker needed to formalise the Anthropocene.

Perhaps the most striking implication of the Anthropocene is that it is putting geology at the centre of a profound challenge to society. Is all of humanity responsible for the Anthropocene? What are the risks and opportunities that the Anthropocene brings? What changes in human societies are required to steer the Anthropocene onto a more sustainable pathway? What are the consequences of the current trajectory of the Anthropocene? Although no one can yet project the future trajectory of the Anthropocene with any certainty, potential risks are beginning to emerge. The most important of these are tipping points in the Earth System that, if thresholds are crossed, could take the trajectory out of human control and onto a pathway towards a much hotter planet, with higher sea levels and a much less diverse biosphere. The risks of the Anthropocene are coming into sharper focus, with critical choices for humanity looming ahead.

PRIN-SG: Sesión General Peligros y Riesgos Naturales

Simulaciones de Flujos de detritos de 16.12.2017 en Villa Santa Lucía por medio del programa RAMMS.

Laura Bono Troncoso[1], **Moyra Gardeweg Peede[2]**.
(1) SERNAGEOMIN
(2) AURUM Consultores

Introducción y objetivo

La localidad de Villa Santa Lucia, perteneciente a la comuna de Chaitén de la Región de Los Lagos, fue afectada el 16 de diciembre del 2017 por un evento de remoción en masa gatillado por fuertes precipitaciones con elevada isoterma 0°C (frente cálido). Durante las 24 horas previas a los aluviones se registraron 123 mm de lluvia (Sernageomin, 2018), cercana a la precipitación promedio (140 mm) de la totalidad del mes de diciembre (Climate-Data.org), además de un período anormal de temperaturas medias y extremas altas (Sernageomin, 2018)

La Villa Santa Lucía se ubica a los 43°24'49" de latitud sur y 72°22'02" de longitud oeste, 62 km en línea recta al SE de Chaitén, a una cota de 230-240 m s.n.m y a pocos metros del cauce del río Burritos. La Villa está emplazada en un valle tectónico-glacial controlado por la rama principal del Sistema de Falla Liquiñe-Ofqui de dirección NS y que en esta localidad intersecta una falla NO (Sernageomin, 2008). El valle está relleno por sedimentos predominantemente aluviales y pantanosos (mallín) y rodeada por cordones montañosos con pendientes sobre 15º y que sobrepasan los 1800 m s.n.m. Remociones en masas ya habían sido registradas en agosto y septiembre de 2011 en la ribera norte del río Roberto, 2,7 km este de la Villa. En este caso las remociones ocurrieron en una escarpada ladera de rocas graníticas, también gatilladas por intensas precipitaciones (Duhart y Derch, 2011). Específicamente a las 9:03 de la mañana (hora local) una pared de roca cayó sobre un glaciar parcialmente cubierto que alimenta la cuenca donde se encuentra esta villa. La pared rocosa corresponde a un escarpe de alta pendiente formado en rocas volcánicas fracturadas y afectadas por alteración hidrotermal. La base del escarpe estaba cubierto por depósitos de talud correspondientes a bloque rocosos sueltos los que a su vez sobreyacían el glaciar parcialmente cubierto y los remanentes de una morrena. Es así como el evento desencadenante sumado a las condiciones iniciales del punto de origen favoreció la generación de un deslizamiento que incorporó sedimentos, glaciar cubierto (hielo + bloques) y agua, formando un flujo de detritos y lodo que erosionó el valle del río Burritos incorporando más sedimentos, además de suelo y árboles (Sernageomin, 2018). Sernageomin (2018) estimó que el volumen movilizado es de 7.200.000 m^3 de sedimentos, agua, hielo y cobertura vegetal, de los cuales 2.000.000 m^3 fueron depositados en el abanico de Villa Santa Lucía (900.100 km^2), con una velocidad promedio estimada es de 72 km/h (20 m/s) en el cañón del río Burritos, el área afectada es de 532 hectáreas (5.320.000 m^2) y las alturas del flujos entre 3 a 8 m de altura en la Villa Santa Lucia y de altura de ola de 20 m en el cajón del Río Burritos en la zona NS, con áreas de rebalse local.

El objetivo de este trabajo es validar la modelación de flujos de detritos en el sector de Santa Lucia por medio del software RAMMS. Para cumplir este objetivo se deben calibrar los parámetros friccionales que dominan la modelación de flujos del software RAMMS. Esta calibración de lo datos se hace comparando los resultados de las áreas de inundación de los flujos simulados, al variar los parámetros friccionales, y las áreas directamente observadas del aluvión de Santa Lucia.

El software RAMMS es un programa de modelación para flujos de detritos; avalanchas de nieve; y caída de rocas. Los primeros dos módulos (flujos de detritos y avalanchas de nieve) fueron diseñados para simular fenómenos de flujos particulados rápidos de detritos de nieve y roca. En las avalanchas de nieve el fluido intersticial es aire, mientras que en los flujos de detritos es el lodo. En ambos módulos, para calcular el movimiento de los flujos se utiliza un punto inicial de descarga y un modelo tridimensional del terreno. Los modelos usan ecuaciones de profundidad del terreno y predicen las velocidades y altura de los flujos. Toda esta información es más que suficiente para la mayoría de las aplicaciones ingenieriles (Bartelt *et al.,* 2017). Las velocidades máximas del flujo en cada instante nos permiten estimar la energía cinética con la que el flujo impacta los obstáculos, por ejemplo se puede determinar cuánto puede afectar a una vivienda o edificación o probar si se construyen construcciones de contención cuánta energía es necesaria que soporten. Por otro lado, al saber la altura máxima del flujo en cada instante se puede determinar áreas de seguridad que se estén más arriba de esta altura. Otra utilidad que tiene saber las alturas del flujo es saber en qué partes del cauce o canal se va a rebalsar y así estimar áreas de susceptibilidad ante este tipo de flujos.

En este estudio se utilizó la versión para flujos de detritos (RAMMS::DEBRISFLOW). La ecuación principal que utiliza este programa se basa en la ley de Voellmy, que divide la resistencia friccional (medida en Pa) en dos partes: un coeficiente μ, que representa la fricción seca de Coulomb; el coeficiente ξ, que es un parámetro de fricción viscoso-turbulenta. Esta ecuación incluye al parámetro C, que también se debe calibrar, y ayuda a evitar la difusión exagerada de los flujos en las zonas planas.
Metodología



PRIN-SG: Sesión General Peligros y Riesgos Naturales

Los parámetros de entrada utilizados para las simulaciones fueron: a) un punto de descarga al final de los glaciares que se observan en las imágenes en Google Earth, b) un modelo de elevación digital obtenido por el satélite ASTER (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer), con una resolución espacial de 30 m. El punto de descarga se encuentra en las coordenadas E 708.205 y N 5.195.928, la cota es de 1375 m s.n.m., el trayecto del flujo fue de 9,5 km y la pendiente es de 0,14 m/m. El cauce del río Burritos nace del glaciar Yelcho, y en su nacimiento se encajona en un valle glaciar en dirección Este-Oeste por 4,2 km. Luego al llegar al valle longitudinal, paralelo a la cordillera de Los Andes, el cauce tiene una dirección Norte-Sur, por 4,3 km hasta llegar a la Villa Santa Lucia. Aproximadamente 2 km aguas abajo se une al Río Frío.

Se realizaron 7 simulaciones con diferentes valores de μ y ξ (se muestra en la Figura 1C) y se compararon las áreas de inundación de las simulaciones con las observadas por medio de imágenes satelitales del Informe Inédito del Sernageomin (2018) (Figura 1A y Figura 1B), y se obtuvo que los valores que mejor modelaban los flujos ocurridos en la Villa Santa Lucia son; μ de 0.01, ξ de 1000 m/s^2 y una cohesión de 100 Pa (demarcados en rojo en la Tabla de la Figura 1C). Los criterios utilizados para determinar los parámetros más adecuados para las simulaciones corresponden a) al alcance del flujo, específicamente, si alcanzaban la Villa Santa lucia y b) como los flujos cubrían este sector, dado que las fotografías muestran que 50% de la localidad fueron cubiertos por los flujos. Usando estos criterios se cambiaron los parámetros friccionales en el software para ir comparando los resultados.

Resultados

Los resultados obtenidos de la simulación calibrada se muestran en la Figura 1B. Se puede observar que la máxima velocidad obtenida corresponde a 56 m/s, y la velocidad promedio del flujo corresponde a 9.15 m/s y las alturas de ola en las zonas llanas en la localidad de Santa Lucia van desde los 2-9 m. El área afectada por la simulación corresponde aproximadamente 6.000.000 m^2 en total, desde donde se inicia el flujo hasta llegar a la localidad de Santa Lucia. Si comparamos esto valores con los observados en terreno por los profesionales de SERNAGEOMIN, vemos que la velocidad obtenida es la mitad que la obtenida por SERNAGEOMIN. Las alturas de ola en la zona cercanas a las zonas afectadas se encuentran dentro de los órdenes de magnitud con 1 metro de diferencia con la altura mínima y máxima respecto a los valores de terreno. En tercer lugar, el área de afectación obtenida por el software es del mismo orden de magnitud que la obtenida por los profesionales del SERNAGEOMIN, con un error menor al 10%.

Conclusiones

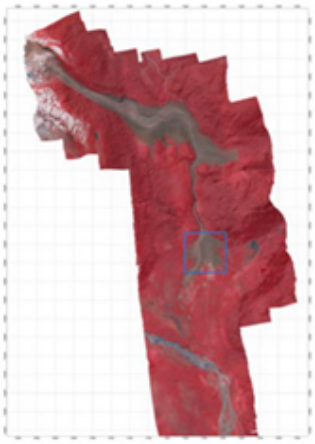
Al comparar la simulación realizada en el software RAMMS con los datos empíricos tomados en terreno se puede observar que las áreas de afectación del flujo simulado son mayores que las observadas (SERNAGEOMIN, 2018), principalmente, en el ancho que tiene el flujo simulado comparado con el flujo observado a lo largo del río Burritos (Figuras 1A y 1B). Esto se debe a la resolución del modelo topográfico que se utilizó, al tener una baja resolución (30 m), no representa los canales pequeños o cauces con terrazas fluviales bajas (menores a 10 m). Otro aspecto diferente en las áreas de afectación es que en la simulación obtenida por el software parte del flujo se va por río Roberto (Figura 1B a la derecha), lo cual no se vio en situ según las observaciones de Sernageomin (2018), pero si se logra representar que el flujo de 7.200.000 m^3 cubra la localidad de Santa Lucia. Los ajustes que se podrían hacer para simular con mejor detalle el flujo y efectuar un mejor análisis de peligros usando este software es utilizar un modelo topográfico de mejor resolución (por ejemplo, un DEM de 10 m). En cuanto a los valores de altura de ola, con este software se asemejan a lo observados en la zona. La velocidad promedio obtenida subestima a la estimada en terreno, por lo que, al considerar el impacto del flujo sobre las edificaciones en la Villa Santa Lucia, se subestimaría esta energía.
Al calibrar los parámetros utilizando únicamente las áreas de afectación y modelos de elevación de terreno de no tal alta resolución, se obtiene un modelo para la escala de mapas 1:50.000-1:100.000 que sirven para la obtención preliminar de mapas de peligros de la zona.

En conclusión, con el software RAMMS se puede simular los flujos ocurridos en la localidad de Villa Santa Lucia, por lo que se puede extrapolar la aplicación de modelos por medio de este software para otras zonas pobladas en la zona, que tengan similares características y se podrían ver afectadas por eventos de remociones en masa.

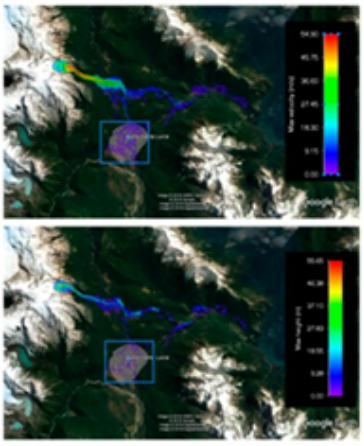
Referencias

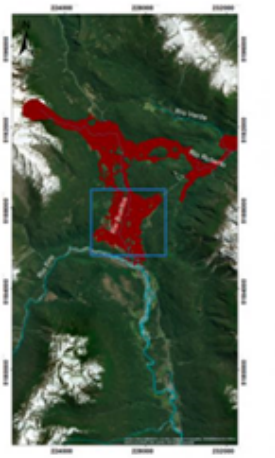
Bartelt, P., Bieler, C., Bühler, Y., Christen, M., Deubelbeiss, Y., Graf, C., Schneider, M. (2017). *User Manual V1.7.0.* Zürich: WSL.
Duhart O., P. y Derch F., P. (2011). Remociones en masa ocurridas en el área de Villa Santa Lucía, Provincia de Palena, los días 30.08.11 y 02.09.11. Informe Técnico, 16 pags.
SERNAGEOMIN (Enero de 2018). Origen y efectos de la remoción en masa del 16.12.2017 que afectó a la localidad de Villa Santa Lucía, Comuna de Chaitén, Region de Los Lagos. Informe Técnico Inf. Inf-X-01.2018. 60 pags.
SERNAGEOMIN (Junio de 2018). *http://www.sernageomin.cl*. Obtenido de http://www.sernageomin.cl/aluvion-villa-santa-lucia/
SERNAGEOMIN(2008). Evaluación Preliminar de los Peligros Geológicos en la localidad de Villa Santa Lucía, Provincia de Palena, Región de Los Lagos. 8 pas., 3 mapas escala 1:25.000

A)



B)





C)

Simulación	Volumen	Datos calibración			Datos salida			
		Mu	Xi (m/s^2)	Cohesión (Pa)	Altura Máxima (m)	Altura Promedio (m)	Velocidad Máxima (m/s)	Velocidad Promedio (m/s)
01_SantaLucia	8220000	0.2	200	100	62.19	10	35.99	6
02_SantaLucia	7300000	0.01	1000	-	69.55	12	63.33	10
03_SantaLucia	7200000	0.01	200	-	79	13	41.03	6.84
04_SantaLucia	7800000	0.01	400	500	68.32	5	42.19	7
05_SantaLucia	7200000	0.05	800	50	46.93	6	33.45	5.6
06_SantaLucia	9200000	0.01	100	800	92.95	15	33.53	5.6
07_SantaLucia	9200000	0.01	1000	800	79.34	13.22	71.6	11.93
08_SantaLucia	9900000	0.001	400	400	75.64	12.61	65.16	21.72
09_SantaLucia	9900000	0.01	1000	100	96.43	16.2	57.65	9.61
10_SantaLucia	9700000	0.01	2000	100	82.65	13	77.16	12.86
11_SantaLucia	9300000	0.01	2000	400	56.26	9.38	71.67	11.94
12_SantaLucia	9600000	0.01	50	100	42.75	7.13	26.6	4.43
13_SantaLucia	9900000	0.005	50	50	51.4	8	14.28	2.38
14_SantaLucia	7200000	0.01	1000	100	55.65	7	54.9	9.15

Figura 1. A) Áreas de afectación mapeadas por SERNAGEOMIN (2018). B) Superior izquierda: Máxima velocidad del flujo en cada instante obtenida de la simulación en RAMMS. Inferior izquierda: Altura máxima delfFlujo en cada instante obtenida de la simulación en RAMMS. Derecha: Área de afectación obtenida de la simulación en RAMMS. C) Tabla con las simulaciones y datos de entrada y salida obtenidos del software.

PRIN-SG: Sesión General Peligros y Riesgos Naturales

El riesgo creciente de la Falla San Ramón y la sostenibilidad de Santiago, Chile

Gabriel Vargas Easton[1], Jorge Insulza Contardo[2], Sonia Perez Tello[3], Daniela Ejsmentewicz Caceres[4], Catalina Jimenez Yañez[2].
(1) Geología, Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(2) Arquitectura, Arquitectura y Urbanismo, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(3) Psicología, Ciencias Sociales, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(4) Enseñanza Clínica del Derecho, Derecho, Universidad de Chile, Santiago, Chile

Santiago de Chile es habitada por cerca de 7 millones de personas y se ubica a los pies del flanco occidental de la Cordillera Principal de Los Andes. La zona oriente de la ciudad ha experimentado una expansión urbana sin precedentes en las últimas cuatro décadas, generando un aumento de la exposición de sus habitantes a riesgos socionaturales de origen geológico, entre ellos la posibilidad de terremotos corticales asociados a la Falla San Ramón (FSR), siendo esta última una estructura cortical de naturaleza inversa y activa (Vargas et al., 2014). El presente trabajo explora este escenario de amenaza y riesgo sísmico, utilizando cartografía especializada a partir de cinco estados de avance claves para la ciudad, impulsados por políticas urbanas nacionales e instrumentos de planificación intercomunal desde 1960 hasta la actualidad. Los resultados muestran que, como producto de marcos regulatorios que desde 1979 en adelante han favorecido en la práctica el relativo éxito del libre mercado por sobre la planificación urbana sostenible, la urbanización directa sobre la traza de la FSR alcanza en la actualidad un 55% de su largo total, medido entre los ríos Mapocho por el norte y Maipo por el sur, mientras que la brecha entre lo urbanizable y lo urbanizado ha disminuido desde aproximadamente un 100% en 1979, a un 29% en 2017. Se constata que, en el marco de las regulaciones urbanas vigentes, es posible avanzar hacia cambios normativos que potencialmente incluyan restricciones de edificación directa sobre la falla, y posibiliten la disponibilidad de información transparente y pertinente a la ciudadanía. Se concluye entonces, en la necesidad de avanzar en los vacíos normativos a través de la articulación de la amenaza sísmica natural con el medio urbano, como base para la reducción del riesgo de desastres y un desarrollo sostenible que considere además las inequidades de la urbe.
Estudio realizado en el marco del "Monitoreo sísmico y potencial sismogénico de la Falla San Ramón", ONEMI-CSN (2016-2019).

PRIN-SG: Sesión General Peligros y Riesgos Naturales

Infraestructura natural o verde, beneficios y su aplicación en Chasquitambo (Ancash-Perú)

Sandra Villacorta[1], Emilie Etienne[2], Enrique Martin Biminchumo Sagastegui[3], Luis Alberto Araujo Ramos[4].
(1) DGAR, INGEMMET
(2) Practical Action, Peru
(3) Universidad Nacional de Ingeniería, Perú
(4) Universidad Cesar Vallejo, Perú

En las últimas décadas, la frecuencia de eventos climáticos extremos ha aumentado a nivel mundial, así como la vulnerabilidad ante inundaciones y peligros asociados, como los huaycos. La deforestación, la degradación de suelos, la construcción de infraestructura sin considerar un enfoque de cuenca, constituyen algunos de los factores que han incrementado el riesgo ante estos procesos. Una solución es la restauración del capital natural, es decir de los recursos basados en la naturaleza, incluyendo la productividad de la tierra y las acciones para mantenerla, el agua, y otros recursos relacionados a los medios de vida (Keating, 2017). En Perú, varias iniciativas han emergido en los últimos años para crear un entorno más propicio para este tipo de inversiones. A nivel normativo, dos marcos claves son la Ley de Mecanismos de Retribución por Servicios Ecosistémicos-MRSE N°30215, impulsada por el Ministerio del Ambiente (Minam) y la Resolución del Consejo Directivo de la Superintendencia Nacional de Servicios de Saneamiento (Sunass) N°022-2015-SUNASS-CD. Por otra parte, se han desarrollado mecanismos para fomentar las inversiones ligadas a la infraestructura natural: por ejemplo, el fondo "Sembramos Agua" del Servicio de Agua Potable y Alcantarillado de Lima -Sedapal, ha creado una página web para listar e incentivar los MRSE y la infraestructura natural es actualmente reconocida en el marco de Invierte.pe. A nivel de implementación, en el Perú, las iniciativas son todavía incipientes. Las autoridades locales y nacionales tienen un conocimiento limitado de los beneficios de recurrir a la "Infraestructura natural" para atender problemas geodinámicos como los que nos aquejan año a año. Cabe resaltar que "infraestructura Verde" para inundaciones, es aquella que se configura bajo un enfoque basado en la conservación de los ecosistemas para incrementar la resiliencia ante las inundaciones y que a la vez "contribuye a la mejora de la calidad de vida de las comunidades" (Benedict, 2006). En este artículo se presenta la infraestructura natural, también llamada "Verde" a nivel internacional; sus beneficios y una iniciativa de su aplicación en el Perú desarrollada por la Universidad Nacional de Ingeniería. Con apoyo del INGEMMET, Practical Action y la Universidad Cesar Vallejo se prevé replicar esta experiencia en un sector de Lima Metropolitana en la búsqueda de promover ciudades resilientes y auto-sostenibles en nuestro país.

PRIN-SG: Sesión General Peligros y Riesgos Naturales

Evaluación de la susceptibilidad de fenómenos de remoción en masa mediante análisis de redes neuronales aplicada en el Fiordo Comau, Región de Los Lagos, Chile

Bruno Franco Villela[1], Pablo Andres Gonzalez Ramos[1], Jose Miguel Lagos Zagal[1].
(1) ARCADIS

El presente trabajo tiene como objetivo principal la evaluación de susceptibilidad de generación de fenómenos de remoción en masa mediante el uso de redes neuronales artificiales y su aplicación en el fiordo Comau, región de Los Lagos, Chile.

Dentro de los factores condicionantes de generación de fenómenos de remoción en masa se consideraron la elevación, pendiente, orientación de ladera, curvatura media, unidades geológicas, distancia a lineamientos, fallas, cursos de agua y radiación solar.

Los puntos de control ingresados a la red neuronal están agrupados en aquellos en los que se evidenció la generación de remociones en masa denominados Punto de Remoción en Masa (PRM) y otros en donde es muy difícil que ocurran denominados Puntos Libres de Susceptibilidad de Remoción en Masa (PLSRM). Ambos grupos fueron utilizados para determinar la matriz de características con la que se realizó el entrenamiento de la red neuronal, y que entregó las condiciones para que la red "aprenda" bajo que conjunto de factores condicionantes se generan remociones en masa y bajo cuales no.

Con los resultados, se determinó una correlación entre zonas de muy alta susceptibilidad y sectores con pendientes sobre los 35°, elevaciones entre los 800 y 1.600 m.s.n.m, laderas orientadas hacia el oeste y curvaturas cóncavas, mientras que las zonas de muy baja susceptibilidad se encuentran caracterizadas por pendientes planas, baja elevación y unidades geológicas cuaternarias. Los resultados también indicaron que una cantidad optima de factores condicionantes es 10, mientras que con 6 se obtienen bueno resultados, pero con solo 3 factores condicionantes los resultados son erráticos.

PRIN-1: V Simposio de movimientos en masa en la región andina

Efecto "cascada de corto plazo" en la Laguna Pejerreyes: deslizamientos, tsunami y flujo de detritos en el valle del río Cortaderal, Región de O'Higgins

Alejandro Alfaro[1], Javier Fernández[1].
(1) Geología Aplicada, SERNAGEOMIN

Introducción

El 5 de agosto de 2017 al menos un par de deslizamientos ocurrieron en el sector de Laguna Pejerreyes situada en el valle del Río Cortaderal. Las evidencias geológicas recopiladas en terreno y mediante la observación de imágenes satelitales permiten concluir una continuidad de fenómenos, en un sistema consecutivo de causa y efecto a partir de un primer evento. La evolución de estos procesos corresponde a un efecto "cascada de corto plazo" en donde se reconoce i) la generación de un deslizamiento de roca en la ladera sur-oeste de la Laguna Pejerreyes, ii) el represamiento del río, incremento del espejo de agua y formación de una laguna temporal, ii) el impacto de un segundo deslizamiento y generación de una ola de tsunami, iii) el desborde de la ola sobrepasando la presa original de la laguna y iv) avance de un flujo y posterior depositación en la llanura de inundación ubicada aproximadamente a 1 km aguas abajo del frente de la presa.

Descripción del área de estudio

La Laguna Pejerreyes, se ubica en la comuna de Machalí, región del Libertador General Bernardo O´Higgins, aproximadamente a 53 km al sureste de la ciudad de Rancagua, en el valle del río Cortaderal, afluente del río Cachapoal. En sus nacientes afloran rocas intrusivas granodioriticas del Mioceno Tardio (Maksaev et al., 2009), las cuales intruyen a la Formación Río Damas en el sector más oriental y a la Formación Coya-Machalí hacia el sector de Laguna Pejerreyes. Aproximadamente desde la confluencia del río Cortaderal con el estero Colorado, afloran rocas de la Formación Coya-Machalí (Eoceno Superior-Mioceno Inferior; Klohn, 1960) la cual se compone principalmente de lavas y rocas piroclásticas, con presencias secundarias de conglomerados, areniscas, limolitas y margas. Particularmente en la Laguna Pejerreyes, los estratos presentan manteos de 25 a 35 grados hacia el nor-este y la fábrica estructural de la masa rocosa es dominada por discontinuidades de fuerte inclinación y con orientación hacia el nor-noroeste y de moderada inclinación con orientación este-oeste (EIA Nido de Águilas, 2015). A lo largo del río Cortaderal, se reconoce un valle amplio con forma de "U", indicando su origen glaciar, no obstante, los procesos fluviales, aluviales y periglaciares son los que dominan actualmente el sector. Específicamente en el área de la Laguna Pejerreyes, se observa un ensanchamiento del fondo del valle, alcanzando los 400 m de ancho medio (600 m máximo) por un largo aproximado de 6 km. Según Niemeyer (1980), en este sector solía observarse una laguna, no obstante los registros recientes de imágenes dan cuenta que en la última década su desarrollo como cuerpo de agua ha sido escaso a nulo. Más aún, previo a los recientes deslizamientos, en el sector dominaba una morfología plana. Asimismo, en el valle se observan depósitos gravitacionales en las partes bajas de las laderas, muchos de los cuales han represado el río, generando depósitos lacustres que se sobreponen e intercalan con depósitos fluviales. Dentro de los depósitos cuaternarios destacan los abanicos aluviales, coluvios en manto y de gran potencia, conos de deyección (compuestos por gravas y bloques), sedimentos lacustres y depósitos de deslizamientos masivos. Asimismo, el limite frontal de la Laguna Pejerreyes, corresponde a una presa natural compuesta por depósitos de remociones en masa, la cual, previo al último deslizamiento, presentaba escorrentía superficial en un cauce definido a través del margen sur-poniente. Aguas abajo de la presa, se observa un cambio de altura importante, con un desnivel del cauce del río Cortaderal de aproximadamente 250 metros.

Caracterización de los eventos

Las evidencias recopiladas indican que el sábado 5 de agosto de 2017, desde la parte media y alta de la ladera sur-oeste de la Laguna Pejerreyes, se originó un deslizamiento, el cual a su vez generó un represamiento del cauce. Esta situación evolucionó hacia un alza en el nivel del espejo de agua de la laguna. Testigos del evento señalaron que aquel día granizó brevemente por la mañana, y luego de esta precipitación sólida ocurrió el deslizamiento mayor. No obstante las estaciones meteorológicas disponibles solo registran una lluvia de 0,1 mm para aquel día. Los depósitos de remoción en masa asociados, corresponden principalmente a bloques de rocas volcánicas de colores grises, gris verdosas y tonos morados, pertenecientes a la Formación Coya-Machalí, y arena gruesa a media, en los sectores más distales del depósito. Los bloques presentan tamaños variables desde decenas de centímetros hasta algunos que alcanzan casi los 7 m en su eje mayor. En superficie, destacan los bloques métricos, pero predominan los bloques de tamaño entre 0,5 m a 1 m en la totalidad del depósito. Se observa además que el material deslizado se emplaza sobre depósitos lacustres asociados a un ambiente periglaciar. Estos últimos se vieron intensamente deformados por el impacto del material sobre los mismos. A partir de una visión panorámica del sector, se aprecia una deformación de los depósitos del fondo del valle que hace referencia a la propagación de la onda de impacto del deslizamiento a través de los depósitos



PRIN-1: V Simposio de movimientos en masa en la región andina

lacustres antes señalados, destacando ondulaciones, volcanes de arena, pliegues y deformación caótica, entre otros. Por otro lado, se reconocieron marcas de alcance de olas en sectores ubicados hasta 350 m al nor-este del depósito, y a 30 m sobre el nivel base del valle. Además, en torno al centro del valle, se aprecia un sector donde la ola habría rebalsado los márgenes confinantes de la presa, pasando por sobre esta y escurriendo aguas abajo. Se observa que existen algunos bloques de roca cubiertos, parcial y totalmente, por sedimento lacustre e inclusive fragmentos compactos de los mismos, lo que indicaría claramente, la ocurrencia de a lo menos 2 deslizamientos principales. Aguas abajo de la presa, la llanura fluvial presenta marcas y depósitos superficiales de un flujo con alto contenido de agua, sedimentos finos y detritos.

Análisis del efecto "cascada de corto plazo"

En contraste con el análisis singular de una amenaza específica, el efecto "cascada" considera la relación entre los distintos fenómenos involucrados en un proceso continuo desde que se desencadena una determinada amenaza y como ésta conlleva a eventos subsecuentes, todos los cuales, a su vez, están interconectados. En general, estos sistemas complejos tienen efectos inesperados y plantean amenazas que no se comprenden por medio del análisis separado de un solo peligro (Kappes et al., 2012). De acuerdo a las observaciones de terreno y el análisis de imágenes satelitales anteriores y posteriores al evento, se realizó una caracterización del proceso en general, identificando además el espejo de agua de la laguna al 26 de octubre del 2017. Asimismo, se determinó la sucesión de eventos ocurridos, pudiendo separar a lo menos 5 estados transicionales: i) deslizamiento de roca, ii) represamiento del río y formación de una laguna temporal, iii) impacto de un segundo deslizamiento sobre el fondo del valle y generación de una ola tipo tsunami, iv) desborde de la ola sobrepasando la presa original de la laguna y v) avance de un flujo y posterior depositación en la llanura de inundación ubicada aproximadamente a 1 km aguas abajo del frente de la presa (Figura 1 c). En primer lugar, las remociones en masa analizadas, corresponden a deslizamientos de roca con un control estructural importante. Esto hace suponer un tipo de falla planar, al menos en la base del cuerpo deslizado. Los deslizamientos estarían favorecidos por los planos de estratificación presentes en la secuencia volcanosedimentaria de la Formación Coya-Machali, los cuales, se disponen con un manteo hacia el nor-este, con ángulo cercano a los 35°. Cabe destacar la presencia de estructuras de rumbo nor-noroeste y nor-noreste, las cuales tendrían influencia en la estabilidad de la ladera sur-oeste del valle. En una línea temporal de hechos, el primer deslizamiento habría generado el mayor bloqueo del río, permitiendo la acumulación de agua en la laguna, y uno posterior produjo el tsunami local. Esta relación es consistente con los datos de caudales analizados de la estación fluviométrica "Río Cortaderal ante Junta Río Cachapoal" ubicada aproximadamente a 10 km aguas abajo del área de estudio (Figura 1 a y b). En el registro se ve un primer descenso de caudal entre las 7:19 am y las 8:19 am del 5 de agosto, de lo que se infiere que el primer bloqueo del río ocurrió dentro de ese rango horario. Posteriormente, en el registro de las 10:19 am se ve un notorio aumento en el caudal, el cual bajó bruscamente. Dicho *peak* se puede asociar a una segunda remoción, que generó la ola de tsunami debido al impacto del material deslizado sobre el agua acumulada luego del primer evento. A consecuencia de este proceso, el agua sobrepasó la presa natural generando un flujo de detritos el cual, aguas abajo, quedó reflejado en la estación como un aumento brusco en el caudal hasta 6,8 m^3/s, estabilizándose luego de las 12 hr en torno a los 2,7 m^3/s. Finalmente, el 10 de agosto el caudal comienza a aumentar paulatinamente, alcanzando, a mediados de Septiembre, la tendencia previa a los eventos del 5 de agosto.

Discusión y conclusiones

Si bien, no se identifica un factor desencadenante claro para los deslizamientos de roca ocurridos el día 5 de agosto de 2017, una posible interpretación es que estos eventos se habrían generado producto de los constantes cambios y procesos de un ambiente periglaciar, en especial el crioclastismo, los aportes de agua por derretimiento de nieve y deshielos, y la influencia directa de la disposición litoestructural de las rocas. Esta particularidad ambiental, desarrollada en un ambiente geológico de importantes estructuras locales y regionales, son gravitantes para generar grandes deslizamientos de roca en las laderas de alta pendiente y, más aun, en valles glaciares con forma de "U". La transición de los diferentes procesos descritos en el sector de Laguna Pejerreyes, dan cuenta de un efecto "cascada" local y cuya extensión se limita a un periodo breve que puede extenderse desde el primer deslizamiento hasta la regulación del caudal natural del río en menos de dos meses. Este espacio temporal permite asociar el término de "corto plazo" (*short-term cascade effect*), restringiendo así los procesos y estados anteriores al evento primario. El concepto presentado en este trabajo permite acotar temporal y espacialmente un sistema de multi-amenazas. Esta idea ayuda a restringir el análisis a un conjunto limitado de agentes y condiciones que están íntegramente relacionados con la ocurrencia de un fenómeno más extenso que si se evalúa solamente un tipo específico de amenaza. Las evidencias geológicas observadas en el área de estudio, dan cuenta que las remociones en masa, similares a las descritas en el presente documento, han ocurrido anteriormente en el pasado geológico, generado el represamiento el río Cortaderal en a lo menos otros seis sectores. Esto último es un indicador que estos eventos son muy comunes a lo largo del drenaje principal, pudiendo inferir un posible origen común para

muchas de ellas. Este razonamiento sugiere la interconexión de procesos, quizá regionales, en periodos de tiempo no acotados, y que harían pensar en un efecto cascada de largo plazo (*long-term cascade effect*), responsable de la evolución de relieve.

Agradecimientos

Los autores agradecen el patrocinio de la Subdirección Nacional de Geología del SERNAGEOMIN.

Referencias

Hidroeléctrica Nido de Águilas S.A. 2015. Estudio de Impacto Ambiental, http://seia.sea.gob.cl/documentos/documento.php?idDocumento=2130387174 Kappes, M., Keiler, M., Von Elverfeldt, K., Glade, T. 2012. Challenges of analyzing multi-hazard risk: a review. – Nat. Hazards, 64: 1925-15958. Klohn, C. 1960. Geología de la Cordillera de los Andes de Chile Central, provincias de Santiago, O´Higgins, Colchagua y Curicó. Instituto de Investigaciones Geológicas, Boletín, No. 8, 95 p. Maksaev, V.; Munizaga, F.; Zentilli, M.; Charrier, R. 2009. Fission track thermochronology of Neogene plutons in the Principal Andean Cordillera of central Chile (33-35°S): Implications for tectonic evolution and porphyry Cu-Mo mineralization. AndGeo, v.36, n.2, pp.153-171. Niemeyer, H. 1980. Hoyas Hidrográficas de Chile, v.7: Dirección general de Aguas (DGA), Sexta Región.

PRIN-1: V Simposio de movimientos en masa en la región andina

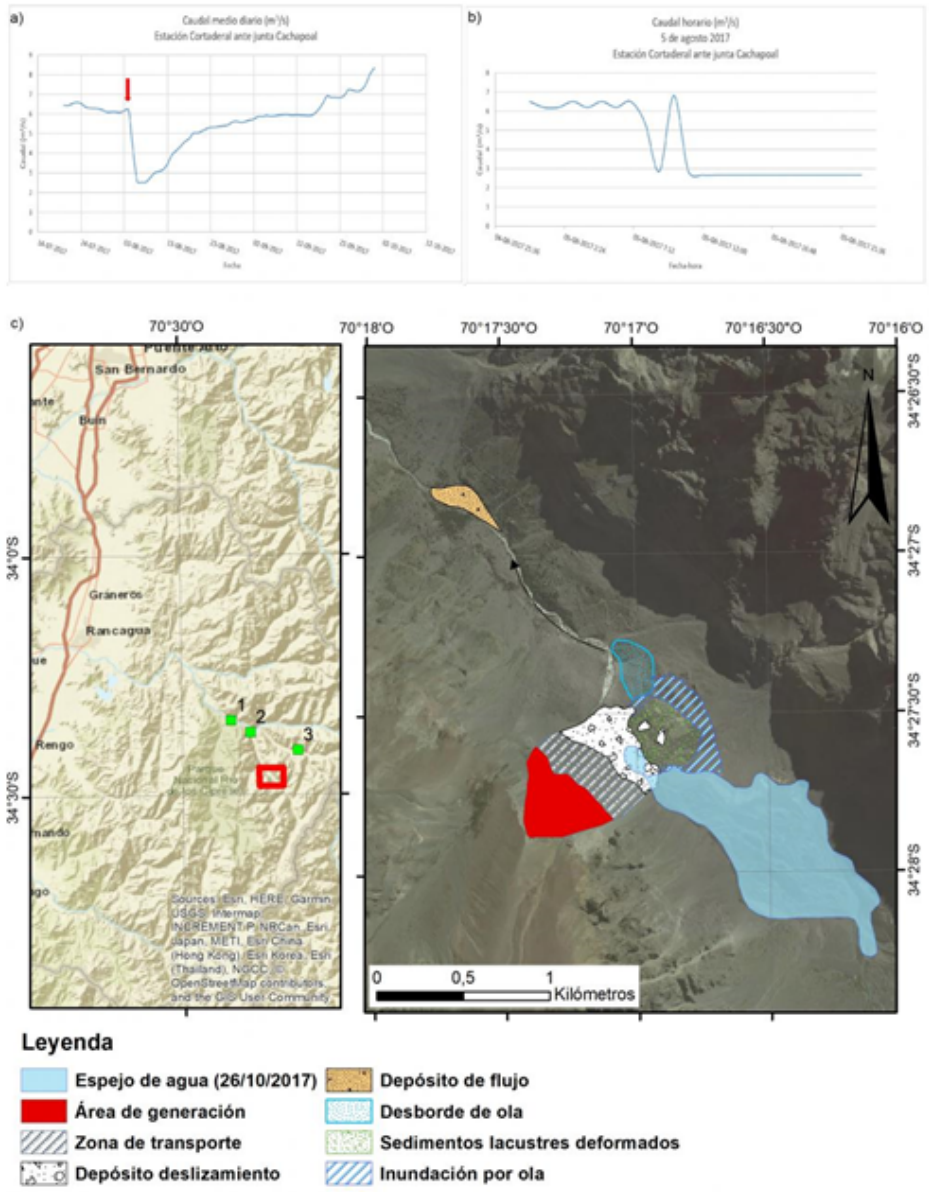


Figura 1. a) Caudales medios diarios entre julio y septiembre de 2017 en la estación fluviométrica río Cortaderal ante junta río Cachapoal. La flecha roja indica la ocurrencia del primer deslizamiento que da origen al efecto cascada de corto plazo. b) Registro de caudales del 5 de agosto de 2017 en la estación fluviométrica río Cortaderal ante junta río Cachapoal. c) Izquierda: mapa de ubicación con estaciones fluviométricas río Cachapoal 5 km aguas abajo junta Cortaderal (1), río Cortaderal ante junta río Cachapoal (2) y laguna el Yeso (3). En el recuadro rojo se indica el área de estudio; derecha: mapa de evidencias del efecto cascada de corto plazo en la laguna Pejerreyes.

PRIN-1: V Simposio de movimientos en masa en la región andina

Evaluación de peligro de grandes remociones en masa en el valle del río Pangal, provincia de Cachapoal, región de O´Higgins

Diego Chacón[2], Sergio Sepúlveda[2], Fernando Poblete[3], Stella Moreiras[1].
(1) IANIGLA-Conicet, Argentina
(2) Departamento de Geología, FCFM, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(3) Instituto de Ciencias de la Ingeniería, Universidad de O´Higgins, Rancagua, Chile

En el valle del río Pangal, ubicado en la parte alta de la cuenca del Cachapoal en la zona central de Chile, se encuentra depositado un complejo de mega-remociones en masa identificado como avalanchas de roca. Estudios geomorfológicos preliminares sugieren la existencia de 4 avalanchas en dicho complejo denominadas Pangal I, II, III y IV (Sepúlveda y Moreiras, 2017). Estos generaron un represamiento natural del río evidenciado por una columna de, al menos, 1 metro de depósitos finos (arcilla) identificados como depósitos lacustres aguas arriba de los depósitos de avalancha. Se identificó, además, otro depósito de avalanchas de roca importante aguas arriba, cercano a la confluencia entre los ríos Blanco y Paredones. La geología de la zona está compuesta por rocas volcánicas de la Fm. Farellones, Fm. Coya-Machalí, intrusivos graníticos y dioríticos, depósitos aluviales, coluviales y depósitos de remociones en masa asociados a flujo de detritos, deslizamiento de roca, caídas de roca y avalanchas de roca, principalmente. A partir de esta evidencia surge el interés por comprender el impacto de estas remociones en masa en la evolución del valle cordillerano del río Pangal y evaluar el peligro de deslizamientos similares en el futuro, teniendo en cuenta que remociones de tales magnitudes representan potenciales riesgos para la población e infraestructura, principalmente minera e hidroeléctrica, aguas abajo. Para ello, se desarrollan estudios geomorfológicos, análisis geocronológicos y fotogrametria de detalle a partir de vuelos con UAV de los depósitos, que permitirán estimar las edades y volúmenes de los depósitos ya existentes y el peligro potencial de grandes remociones en masa en la zona.

PRIN-1: V Simposio de movimientos en masa en la región andina

Remoción en masa de Villa Santa Lucía (16.12.17), Chaitén-Chile: características e impactos

Paul Duhart[1], Natalia Garrido[1], Violchen Sepulveda[1], Mauricio Mella[1], Javier Fernandez[2], David Quiroz[1], Gonzalo Hermosilla[3].
(1) Oficina Técnica Puerto Varas, Sernageomin
(2) Geología Aplicada, Sernageomin
(3) Observatorio Volcanológico de la Patagonia, Sernageomin

Introducción El día 16 de diciembre de 2017 se produjo una remoción en masa en la cabecera del valle del río Burritos, del tipo deslizamiento con flujo de detritos y lodo asociados. Estos últimos afectaron tramos de las rutas 7 y 235 y la localidad de Villa Santa Lucía cubriendo, aproximadamente, el 50% del área urbana en su parte norte y afectó directamente a personas que fueron arrastradas por el flujo. A la fecha, los equipos de búsqueda dan cuenta de 21 fallecidos y 1 desaparecidos. Este evento geológico se generó con la conjugación de elementos tales como: i) condiciones iniciales del área de generación en el Cordón Yelcho: escarpes de alta pendiente, rocas volcánicas con fracturamiento subvertical y grietas abiertas debilitadas por alteración hidrotermal (arcillas); ii) área inferior caracterizada por presencia de detritos (bloques rocosos) que cubren un remanente de glaciar en retroceso (hielo) y morrena con núcleos de hielo (Sepúlveda y otros, 2018). El desencadenante correspondió a un evento hidrometeorológico de precipitaciones intensas con elevada isoterma 0°C que fue precedido por un periodo anormal de temperaturas medias y extremas altas (Sepúlveda y otros, 2018), efecto atribuible al cambio climático. Así, el evento desencadenante y las condiciones iniciales favorecieron la generación de un deslizamiento que empujó sedimentos con núcleos de hielo, glaciar cubierto y agua, generando un flujo de detritos y lodo (Mella y otros, 2018) que erosionó el valle del río Burritos incorporando sedimentos, suelo y bosque, y que descendió de manera violenta hacia Villa Santa Lucía. Por otra parte, durante las labores de búsqueda y rescate (Vergés y Duhart, 2018) y ante la inestabilidad de la remoción en masa en su área de generación (Sepúlveda y otros, 2018) y posibilidad de desborde del río Burritos (Díaz y otros, 2018), SERNAGEOMIN prestó una asistencia técnica permanente en Villa Santa Lucía (Garrido y otros, 2018). Geología regional Las rocas más antiguas del área están representadas por anfibolitas y esquistos micáceos del Complejo Metamórfico de la Cordillera Principal de edad Paleozoica, sobre las cuales se disponen rocas volcánicas del Jurásico y volcanosedimentarias del Cretácico (SERNAGEOMIN-BRGM, 1995) (Figura 1a). Tonalitas y granitos intruyen a las unidades anteriores, los que constituyen parte del Batolito Nor-Patagónico con pulsos magmáticos identificados en el Cretácico (120-100 Ma) y Mioceno (20-8 Ma) (Figura 1a). Sobre los granitoides, se dispone una unidad sedimentaria de origen lacustre, denominada Formación La Silla, la cual a su vez son cubiertas por rocas volcánicas de composición andesítica-dacítica del Complejo Volcánico Cordón Yelcho, localmente datadas en 1,2 Ma (SERNAGEOMIN-BRGM, 1995) cuyos conductos alimentadores (diques basálticos) cortan a las unidades anteriores. Los valles cordilleranos se encuentran rellenos por depósitos de origen glacial, remociones en masa y fluvial. El mayor rasgo estructural de la región lo constituye la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui, cuya traza principal exhibe una cinemática transcurrente dextral (Cembrano, 1996). Por otra parte, la geología preliminar del cañón del río Burritos se describe en una contribución de este congreso (Quiroz y otros, 2018). Características del deslizamiento y flujo de detritos y lodo El flujo en su conjunto (lodo y detritos) se desplazó una distancia de 8,6 km desde su origen, en la naciente del río Burritos, hasta Villa Santa Lucía. El área de generación del deslizamiento (Escarpe de Remoción en Masa, Figura 2a) corresponde a rocas volcánicas del Complejo Volcánico Cordón Yelcho con fracturas subverticales en una cota de entre 1.400 y 1.000 m s.n.m, con presencia de bloques colgantes inestables y grietas, además de bloques con núcleos de hielo y lagos glaciales (Sepúlveda y otros, 2018). La incorporación de agua-hielo-sedimentos derivó en la generación de un flujo de detritos y lodos, el cual se canalizó (Tramo 1, Figura 2a) por 2,17 km entre la cota 1.000 y 600 m s.n.m., e incorporó sedimentos y cobertura vegetal del curso alto del valle del río Burritos. Al cambiar la pendiente, entre las cotas 600 y 400 m s.n.m. (Tramo 2, Figura 2a) el flujo se abrió, alcanzó una longitud de 3,41 km y un ancho de 2,3 km, sobrepasando la ruta 7 en un tramo estimado en 2 km y rellenó un antiguo humedal (Figura 2a). En este sector, se encauzó en el cañón norte-sur del río Burritos (Tramo 2, Figura 2a) sobre una longitud de 2,11 km entre las cotas 400 y 250 m s.n.m. A la salida del cañón se generó un depósito de lodo, fragmentos de rocas y troncos, con forma de un abanico radial, de 600 a 1.000 m de extensión entre las cotas 250 y 230 m s.n.m. (Tramo 4, Figura 2), el que cubrió y destruyó parcialmente a Villa Santa Lucía, alcanzó 90 hectáreas de superficie y entre 1 y 8 m de potencia. El flujo de detritos y lodo continuó su descenso, entre las cotas 230 a 216 m s.n.m. sobre un segmento de 2,5 km de extensión (Tramo 5, Figura 2a) inundando terrenos de baja pendiente hasta confluir con el río Frío. Se estima que la remoción en masa movilizó, desde el área de generación, un volumen de 7.200.000 m^3 de sedimentos, agua, hielo y cobertura vegetal, de los cuales 2.000.000 m^3 fueron depositados en el abanico de Villa Santa Lucía el que cubrió una superficie de 900.100 m^2 (Fernandez y otros, 2018). El flujo en el segmento del cañón del río Burritos habría alcanzado una velocidad media de 72 km/hora (Fernández y otros, 2018). Conclusiones La remoción en masa aún se encuentra activa en su área de generación (Sepúlveda y otros, 2018), siendo sensible a eventos hidrometeorológicos y sismos, mientras que el cauce del río Burritos experimentó variaciones significativas pudiendo generar desbordes por lo que obras preventivas y de mantenimiento en su cauce de parte del organismo competente, deben ser ejecutadas antes del periodo otoñal (Díaz y otros, 2018). Así, los escenarios que podrían afectar en el corto a mediano plazo a Villa Santa Lucía se relacionan,



PRIN-1: V Simposio de movimientos en masa en la región andina

principalmente, con: i) la posibilidad de ocurrencia de nuevos deslizamientos en el área de generación detonados por precipitaciones intensas con elevada isoterma 0°C, fenómenos sísmicos de subducción y/o sismos por activación de la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui; ii) posibilidad de inundación por desborde del cauce inferior del río Burritos relacionado con precipitaciones intensas. Sernageomin en asociación con empresa y universidad realizó pruebas de monitoreo e instaló un sensor de caudal, lo que no constituyen un sistema de monitoreo robusto, siendo su objetivo principal determinar comportamientos y umbrales. Los sensores o equipamientos deben ser probados en un horizonte de meses para seguidamente, en coordinación con organismos de protección civil y servicios públicos relacionados, determinar un sistema de avisos y alertas. Con la información disponible aún no es posible estimar la magnitud ni recurrencia de los eventos de remociones en masa presentes en la cuenca de Villa Santa Lucía y es posible que el evento del 16.12.17 represente un promedio o máximo en magnitud. Para resolver lo anterior y realizar una evaluación detallada del grado de peligro de la cuenca del río Burritos en su curso bajo, donde se emplaza Villa Santa Lucía, es necesario realizar un estudio de magnitud, recurrencia y alcance de eventos anteriores sobre la base de trabajos en terrenos y análisis de laboratorio y realizar estudios geotécnicos del área de generación, geofísicos para determinar espesores de sedimentos, determinar el nivel piezométrico y comportamiento en relación con solicitaciones sísmicas. Agradecimientos El Servicio Nacional de Geología y Minería (Sernageomin) agradece la colaboración y apoyo de los servicios, instituciones, autoridades y personas naturales que trabajaron en la atención de emergencia de Villa Santa Lucía. Esta contribución es auspiciada por la Subdirección Nacional del Servicio Nacional de Geología y Minería. Referencias Cembrano, J.; Hervé, F.; Lavenue, A., 1996. The Liquiñe-Ofqui Fault Zone: a long-lived intra-arc fault system in southern Chile. Tectonophysics 259: 55-66. Díaz y otros, 2018. Obras hidráulicas en el río Burritos posteriores al aluvión de Villa Santa Lucía del 16.12.17. Este congreso (enviado). Fernandez y otros, 2018. Estimación de volúmenes y velocidad del flujo de detritos que afectó a Villa Santa Lucía. Este congreso (enviado). Garrido y otros, 2018. Experiencias humanas y geológicas en atención de emergencia geológica: aluvión de Villa Santa Lucía 16.12.17. Este congreso (enviado). Mella y otros, 2018. Flujo de lodo turbulento por desagüe explosivo (outburst) de lago proglacial asociado a un deslizamiento en el marco del cambio climático: Desastre en Villa Santa Lucía, Andes del Sur, Chile. Este congreso (enviado). Quiroz y otros, 2018. Observaciones geológicas preliminares en el cañón del río Burritos post remoción en masa que afecto Villa Santa Lucía en diciembre 2017. Este congreso (enviado). Sepúlveda y otros, 2018. Características geológicas y geomorfológicas del área de generación de la remoción en masa que afectó Villa Santa Lucía el 16.12.17, región de Los lagos. Este congreso (enviado). SERNAGEOMIN-BRGM, 1995. Carta Metalogénica X Región Sur, Chile. Informe Registrado IR-95-05 (Inédito). Vergés, A.; Duhart, P., 2018. Remoción en masa de Villa Santa Lucía (16.12.17), Chaitén-Chile: rol de ONEMI en el rescate y búsqueda en la emergencia. Este congreso (enviado).

PRIN-1: V Simposio de movimientos en masa en la región andina

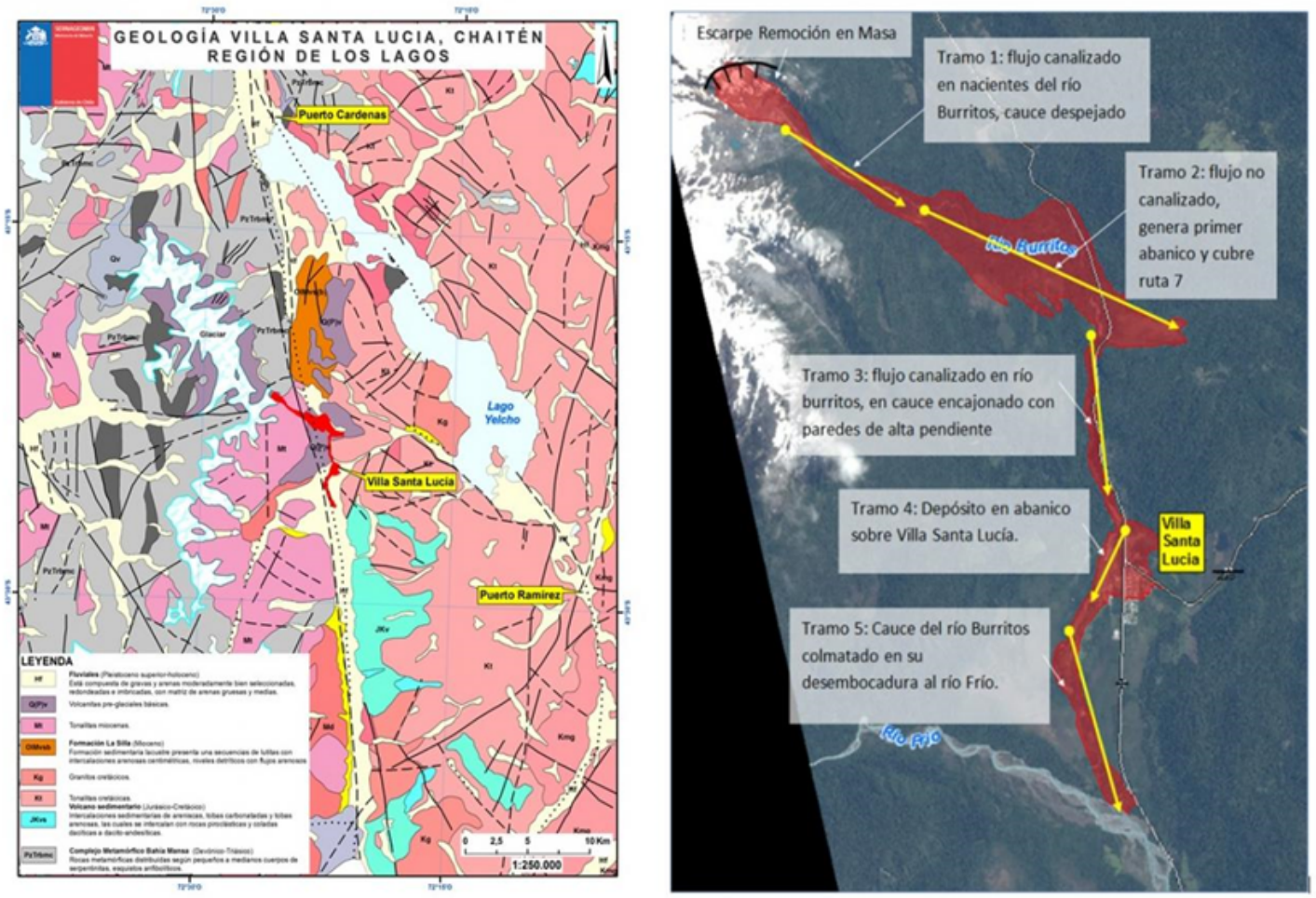


Figura 1. a) mapa geológico esquemático del área de Villa Santa Lucía indicando en rojo el área de la remoción en masa ; b) imagen de Google Earth donde se esquematiza el área de generación (escarpe de la remoción en masa), diferentes segmentos explicados en el texto (flechas amarillas) y área de afectación (polígono rojo).

PRIN-1: V Simposio de movimientos en masa en la región andina

Remociones en masa asociadas a sismicidad en el norte de Chile, región de Tarapacá

Valeska Francisca Farías[1], Sergio Sepulveda[2].
(1) Xterrae Geología , Chile
(2) Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile

A lo largo de la Depresión Central y la parte más occidental de la Precordillera, entre las quebradas de Camarones y Tarapacá se preservan al menos 407 remociones en masa de área superior a $2{,}4{*}10^3\,km^2$, de las cuales 351 tienen volumen superior a $10^6\,m^3$ y son de falla profunda. Estas se distribuyen tanto en el bloque occidental como oriental del pliegue monoclinal alzado por las fallas ciegas asociadas a las Flexuras Humayani, Moquella, Calacala, Soga y Aroma. La mayoría de estas remociones en masa fueron clasificadas como deslizamientos rotacionales coherentes de roca, secuenciales o múltiples, indicando multiplicidad de eventos de remoción en masa. Se caracterizan por encontrarse en rocas volcánicas y sedimentarias del Cenozoico, cuya favorabilidad a presentar remociones en masa es reconocida a nivel mundial.

Se observa que la concentración de remociones en masa aumenta con la cercanía a las posibles fuentes sísmicas corticales, mientras que disminuye con respecto a la fuente sísmica de terremotos interplaca. Además, las remociones en masa de mayor tamaño se encuentran sobre el eje de las flexuras, en donde las aceleraciones teóricas máximas debidas a terremotos corticales (~ 0,7g) son mayores a las asociadas a terremotos de subducción (~ 0,2g). Lo cual lleva a favorecer la hipótesis de la sismicidad asociada a fallas corticales como el principal gatillante de estas remociones en masa. Complementariamente se calcula la curva de densidad de frecuencia para las remociones en masa del área de estudio, obteniéndose que la cola de la ley de potencia asimila una pendiente de tipo $m_L \sim 6$.

Si se acepta un gatillante sísmico, se favorece la opción de que estas remociones en masa fueron detonadas por aproximadamente 1000 terremotos corticales de $M_w \sim 7$, cuyas aceleraciones fueron amplificadas por efectos de sitio por sobre los valores teóricos de PGA hasta alcanzar ~ 1 g. Esto frente a la opción de que al menos un terremoto de interplaca de de magnitud $M_w > 9$ haya generado el conjunto de remociones en masa del área de estudio, lo cual no se correlaciona con su estado de preservación ni con las relaciones de contacto entre ellas. Por otro lado, si se estima el comienzo de la generación de remociones en masa junto al inicio de la erosión (~ 5,5 Ma), es posible calcular la recurrencia sísmica de 1 terremoto de $M_w \sim 7$ cada 5.500 años para el conjunto de fallas corticales sismogénicas que se distribuyen en este sector de la Depresión Central y Cordillera.

PRIN-1: V Simposio de movimientos en masa en la región andina

Estimación de volúmenes y velocidad del flujo que afectó a Villa Santa Lucía

Javier Fernandez[1], Natalia Garrido[2], Mauricio Mella [2], Violchen Sepúlveda[2], David Quiroz[2], Gonzalo Hermosilla[2], Paul Duhart[2], Hugo Moreno[2].
(1) Geología Aplicada, SERNAGEOMIN
(2) SERNAGEOMIN

El día 16 de diciembre de 2017, en las cabeceras del río Burritos se produjo un deslizamiento, el cual evolucionó a un flujo de detritos, alcanzando tramos de las rutas 7 y 235 y la localidad de Villa Santa Lucía (Duhart *et al*., este congreso). A su paso destruyó el 50% del área urbana, 2 km de la ruta 7 y 400 m de la ruta 235, afectando directamente a personas que fueron arrastradas por el flujo, dejando un total de 21 víctimas fatales y 1 desaparecido. El flujo en su conjunto (lodo y detritos) se desplazó una distancia aproximada de 8,5 km desde su origen, en la naciente del río Burritos, hasta el pie del abanico en Villa Santa Lucía. En su trayectoria sobrepasó la ruta 7 y rellenó un antiguo humedal en este sector. Posteriormente se encauzó en el cañón norte-sur del río Burritos en un tramo de aproximadamente 2,1 km y generó un deposito a su salida con forma de abanico radial, de 600 a 1.000 m de extensión y de entre 1 y 8 m de potencia, cubriendo una parte de Villa Santa Lucía (Garrido et al., este congreso). En este trabajo se presentan las estimaciones de volúmenes realizadas a partir de las diferencias entre modelos digitales de elevación (DEM) anteriores (INTERMAP, 2015; SRTM 30, 2000) y posteriores al evento (SAF, 19/12/2017). De esta manera se estima un volumen del deslizamiento inicial de entre 7.000.000 m^3, de los cuales aprox. 5 fueron el aporte al flujo que afecto a Villa Santa Lucía. Para el depósito de abanico se estimó un volumen del orden de los 2.000.000 m^3, lo que implicaría que el depósito presenta una potencia media en torno a los 2m. Se estimó la velocidad media que tendría el flujo en el cañón norte-sur del río Burritos, utilizando la fórmula de la 'sobre inclinación en curva' propuesta por Johnson (1970). Se utilizaron 3 curvas, en las cuales, través de la interpretación de la imagen área y el DEM (SAF, 19/12/2017), se estimaron las distintas variables de la ecuación. De esta manera se obtiene, para el sector encañonado, una velocidad media del flujo de 72 km/hr, dicha velocidad concuerda con los relatos de pobladores: Sebastián Aranguiz, estimó que el frente del flujo se habría demorado unos 7 segundos en recorrer los 150 m que existen entre la casa de Carlos Cisternas y su casa, lo que implicaría una velocidad de 77 km/h, lo cual se acerca bastante a la velocidad estimada. Los autores agradecen el patrocinio de la Subdirección Nacional de Geología del Sernageomin.

PRIN-1: V Simposio de movimientos en masa en la región andina

Slow movements derived from InSAR time series and satellite precipitation products: Cases over central south of Chile.

Ivo Janos Fustos-Toribio[1], Mauricio Hermosilla-Sotomayor[1], Pablo Moreno-Yaeger[2], Rodrigo Abarca-del-Rio[3].
(1) Ingenieria en obras civiles, Facultad de Ingenieria y Ciencias, Universidad de La Frontera
(2) Department of Civil Engineering and Geology, Facultad de Ingenieria, Universidad Católica de Temuco, Temuco, Chile
(3) Departamento de geofisica, Facultad de ciencias fisicas y matematicas, Universidad de Concepción, Concepcion, Chile

Slow type mass wasting processes occur mainly by hydrometeorological conditions (HMWP-SM). Despite the importance of these events, there are only few studies in South American in comparison to shallow landslides and mudflows. Financial and technical resources are the main constraint in South America for these studies. Nowadays, these processes generate important social and economic impact in zones with dense population or infrastructure development. Moreover, HMWP-SM zonation becomes relevant considering news climatic change scenarios that project an intensification of precipitations in mid-latitude zones in South America. However, the decision-makers need surface deformation and meteorology data to develop a correct zonation. An understanding of the spatial HMWP-SM distribution was developed at Araucanía region (38.8°S,-72.6°W). Here, we use temporal analysis for shallow deformations obtained from InSAR time series (Sentinel 1 A/B). Shallow deformation rates were compared with precipitation satellite data (CHRPSv2). We identify 3 actives HMWP-SM with deformation rates larger than 60 mm (2014-2017), probably driven by seasonal variability. However, only one year surface deformations up to -7 cm were observed at some slopes during intense precipitation periods. Thus, our results show consistency between surface deformation and precipitation observed by satellite. These results will allow supporting decision-making using space geodetic data in infrastructures near to slopes of the study area. These allow taking corrective actions that mitigate effects of HMWP-SM. In the future, we will extend the temporal deformation series, adding new SAR data such as ALOS, ASAR or CSK.

PRIN-1: V Simposio de movimientos en masa en la región andina

Estudio de la interacción de flujos aluvionales con ríos

Alex Eduardo Garces[1], Gerardo Zegers[1], Santiago Montserrat[1].
(1) AMTC, FCFM, Universidad de Chile

En marzo de 2015 se desarrolló una extensa tormenta en la zona norte del país, desencadenado una serie de eventos aluvionales. En particular, en la cuenca alta del río Huasco, varios aluviones ocurrieron en quebradas laterales afluentes a los ríos El Carmen y El Tránsito. Una gran cantidad de sedimentos fueron transportados desde las quebradas hacia los ríos principales, superando la capacidad de transporte de los ríos en el sector de las confluencias. Grandes depósitos se originaron en las confluencias provocando importantes cambios morfólogicos en el río. En algunos casos, los depósitos generaron procesos de avulsión y grandes inundaciones hacia aguas arriba de la confluencia. Estos procesos de avulsión, producto de grandes aportes de sedimento desde las quebradas laterales, resulta natural en estos ríos y en gan parte modelan su morfología. Entender y modelar estos procesos es de gran relevancia a la hora de planificar el uso de los suelos ubicados a orillas de los ríos, donde existe una importante actividad agrícola. Sin embargo, no existen modelos numéricos disponibles capaces de simular la interacción de flujos aluvionales altamente concetrados con flujos más diluidos que vienen en el río principal. En el presente estudio se exponen los resultados de una modelación numérica que combina modelos bidimensionales de flujos aluvionales y de transporte de sedimentos en ríos capaces de representar los cambios morfológicos observados en la quebrada y en la zona de la confluencia. Los resultados del modelo aluvional representan de buena manera lo que ocurre en la quebrada. Sin embargo, y dadas sus ecuaciones, el modelo aluvional no simula cambios morfológicos asociados a procesos de erosión y depositación de sedimentos. Por esta razón, la modelación de flujos aluvionales se complementa con un modelo de transporte de sedimentos, asociado a flujos con baja concentración. Este modelo bidimensional es capaz de representar zonas de erosión y depositación, en particular en la zona de laconfluencia donde interactúa el flujo aluvional con el flujo líquido que viene por el río principal. La metodología propuesta muestra buenos resultados respecto de los cambios morfolgicos de la zona de interés. En particular, los resultados muestran que la metodología es capaz de simular las canalizaciones generadas en las quebradas por la removilización de los sedimentos, los cambios en el trazado del río principal y condiciones de escurrimiento aguas arriba de la confluencia.

PRIN-1: V Simposio de movimientos en masa en la región andina

Catastro de remociones en masa en la región de Los Lagos, Chile

Pilar Gómez Cárdenas[1], Natalia Garrido Urzúa[2].
(1) Ciencias de la Tierra, Ciencias Químicas, Universidad de Concepción, Concepción, Chile
(2) Oficina Técnica Puerto Varas, Servicio Nacional de Geología y Minería, Puerto Varas, Chile

Introducción

Según Cruden (1991), el término *remoción en masa* incluye todos aquellos movimientos ladera abajo de una masa de roca, detritos o tierra por efecto de la gravedad. Las remociones en masa son muy importantes para la modelación del relieve, siendo determinadas por factores geológicos, mecánicos, climáticos, entre otros. Estos procesos pueden ser tanto lentos e imperceptibles como violentos y rápidos, siendo estos últimos en los que se enfocará el estudio. Existe una gran variedad de clasificaciones de los procesos de remoción en masa, esto en respuesta a la complejidad de su definición y los enfoques con que se puede tratar; y es difícil asignar a un movimiento una definición en particular, sin embargo, aquí se considerarán aquellas que mejor se adaptan a lo observado. Son tres los tipos de movimiento que se evaluarán:

1. Caídas: Movimientos de caída libre de distintos materiales como rocas, detritos o suelos en superficies fuertemente inclinadas naturales o artificiales, sin que a lo largo de estas superficies ocurra desplazamiento cortante. Dependiendo del material desprendido se habla de *caída de roca* o *caída de suelo*. El movimiento es muy rápido a extremadamente rápido.

2. Deslizamientos: Movimientos ladera abajo de una masa de suelo, detritos o roca, cuyo desplazamiento ocurre predominantemente a lo largo de una superficie de falla o ruptura, o de deformación cortante. Según Varnes (1978), los deslizamientos se clasifican de acuerdo con la superficie de falla por la cual se desplaza el material, como *traslacionales* o *rotacionales.*

3. Flujos: Tipo de movimiento en masa espacialmente continuo, que durante su desplazamiento exhibe un comportamiento semejante al de un fluido (Varnes, 1978). Los flujos envuelven todos los tipos de materiales disponibles a medida que se desplazan ladera abajo. Se pueden distinguir dos grandes tipos: el *flujo de detritos* (que considera en su definición los *lahares* o *flujos de detritos volcánicos*) y la *avalancha de detritos*.

Las remociones en masa son el riesgo geológico que se extiende por más lugares en el mundo, y hoy en día, especialmente en Chile y la región de Los Lagos, se ha convertido en un tema de amplia relevancia, dado la cantidad de eventos altamente catastróficos que han tenido lugar en la zona.

Objetivos

Este estudio pretende otorgar una visión general de la distribución de las remociones en masa a gran escala, mediante la identificación y caracterización de éstas en las distintas provincias de la región y en sus respectivas comunas. El objetivo principal es crear una base de datos a nivel regional de remociones en masa a gran escala. Como objetivos específicos figuran identificar eventos de remoción en masa de tres tipos: caídas, deslizamientos y flujos; caracterizar las comunas de la región de acuerdo con la cantidad y ubicación de los eventos identificados; y zonificar la región de acuerdo con su susceptibilidad a generar remociones en masa.

Localización

El área de estudio (Fig. 1a) corresponde a la Región de Los Lagos, Décima Región de Chile, considerando sus cuatro provincias: Osorno, Llanquihue, Chiloé y Palena, y 30 comunas. La región de Los Lagos está ubicada en el sur de Chile y se encuentra limitada por las coordenadas 40°15'-44°14' latitud S y 71°43'-74°11' longitud W. Posee un área aproximada de 48.584 Km2 y una población de 828.708 habitantes (Censo, 2017). La región se divide informalmente en dos sectores divididos por el Canal de Chacao, el *sector norte*, que incluye las provincias de Osorno y Llanquihue, y el *sector sur*, que abarca las provincias de Chiloé y Palena.

PRIN-1: V Simposio de movimientos en masa en la región andina

Geomorfología

Los sectores norte y sur de la Región de Los Lagos se encuentran separados por el canal de Chacao. El *sector norte* se caracteriza por el predominio de la *Depresión Intermedia*, ubicada entre la *Cordillera de Los Andes* al Este y la *Cordillera de la Costa* al Oeste, en tanto que en el *sector sur* la depresión se encuentra sumergida en el mar, dando origen a múltiples islas y fiordos, que conforman el archipiélago de Chiloé. La *Cordillera de la Costa* se presenta como un lomaje suave limitado a la Provincia de Chiloé. La Provincia de Palena, en tanto, está conformada casi en su totalidad por la Cordillera de Los Andes. A continuación, se describen las unidades morfológicas que inciden en las características del área de estudio, de Oeste a Este: La *Cordillera de la Costa* corresponde a una franja de 10 a 15 Km de ancho, cuya altura no supera los 1000 m s.n.m. Se presenta baja y ondulada en la parte norte hasta la comuna de Maullín, recibiendo diferentes denominaciones, como *Cordillera del Sarao* o de *Zarao*, y al sur del canal de Chacao como *Cordillera de Piuché* o *Piuchén* y *de Pirulil* en la comuna de Quellón. En la zona norte de la región se presenta un poco más robusta, por lo que ejerce un efecto de biombo climático sobre las comunas de la depresión intermedia, especialmente Osorno y Río Negro. La *Depresión Intermedia* corresponde al *Valle Central*, de 50 a 80 Km de ancho. Esta área ha sido afectada por los fenómenos de glaciaciones con sus respectivos lóbulos de avance glaciar y, por la acción de las grandes masas de hielo, hoy se encuentra bajo el nivel del mar al sur de Puerto Montt formando el Archipiélago de Chiloé. Es posible separar el valle central en llano central con morrenas y conos en la parte central de las provincias de Osorno y Llanquihue; lagos de barrera morrénica, aquellos al Oeste de la Cordillera de Los Andes (Llanquihue, Rupanco, Puyehue, Todos Los Santos); y planicie marina y/o fluviomarina, presente en las cercanías de Maullín y alrededores. La *Cordillera de Los Andes* se desarrolla al Este de la Depresión Intermedia, alcanzando los 2.660 m s.n.m. aprox. (volcán Osorno). En el sector norte de la región, la cordillera se presenta con una baja altura y con pendientes suaves, debido a su origen volcánico. En el sector sur, en tanto, se presenta cerrada y abrupta, con profundos cañones erosionados en primera parte por glaciares, y en la actualidad por ríos de control tectónico, como los ríos Puelo, Futaleufú, Palena, entre otros. Parte de la cordillera volcánica está constituida de los volcanes Calbuco, Osorno, el Complejo Volcánico Antillanca, entre otros, en el sector norte; y por los volcanes Chaitén, Corcovado, Michinmahuida, entre otros, en el sector sur.

Metodología

La determinación de remociones en masa en este estudio se realizó mediante el análisis e interpretación de fotografías satelitales obtenidas mediante el programa *Google Earth Pro*. Se efectuó un *barrido* de las fotografías satelitales de cada comuna, comenzando con el sector norte y acabando en el sector sur. La metodología del barrido se realizó preferentemente en el área costera, valles intramontaña y escarpes montañosos, bordes de lagos, ríos y afluentes, y caminos de ripio y rurales. A partir de lo anterior se identificaron tres tipos remociones en masa: deslizamientos, caídas y flujos. A cada uno de los eventos identificados se le otorgó un *nombre* que combinaba la comuna en donde se reconoció, el tipo de remoción registrada y un correlativo, para quedar en la forma, por ejemplo, PA-DE-01: deslizamiento identificado en la comuna de Palena. Para poder determinar las remociones, el barrido se realizó desde 250 a 150 m del suelo, y con ayuda de la herramienta *Historial de imágenes* del programa *Google Earth Pro,* se pudo establecer una aproximación de la cronología de las remociones identificadas, mediante la observación de fotografías históricas cuando era posible. Finalmente, se realizó el relleno de una plantilla de *Microsoft Excel* para la creación de la base de datos, que consideró los siguientes parámetros: - *Nombre.* - *Tipo de remoción.* - *Ubicación:* Referencial y aproximada de donde se ubica la remoción. - *Año y mes:* Aproximado, de acuerdo con la fecha de obtención de la fotografía satelital. - *Coordenadas Este y Norte*. - *Sistema de coordenadas.* - *Precisión de coordenadas.* - *Cota (m).* - *Comuna y Provincia*. - *Factor desencadenante natural y/o antrópico*: Se asume un desencadenante natural a menos que se pueda identificar claramente la influencia antrópica. - *Consecuencias y/o descripción*: Se identifica si afecta o no a la población, además de una breve descripción del evento, en la medida de lo posible. - *Fecha evento y Estación.* - *Otras referencias*: Nombre del informe en el que ya ha sido registrado un evento de remoción observable en las fotografías satelitales.

Resultados

En la zona de estudio se determinaron cerca de 4640 eventos de remoción en masa a gran escala, distribuidos en las provincias de la siguiente forma: 271 en la provincia de Osorno (Fig. 1b), de los cuales 6 corresponden a caídas de roca, 219 a deslizamientos y 46 flujos o avalanchas de detritos; 1487 en la provincia de Llanquihue (Fig. 1c), de los cuales 377 corresponden a caídas de roca, 699 a deslizamientos y 411 a flujos o avalanchas de detritos; 182 en la provincia de Chiloé (Fig. 1d), de los cuales 59 corresponden a caídas de roca, 120 a deslizamientos y 3 a flujos o avalanchas de detritos; y 2701 en la provincia de Palena (Fig. 1e), de los cuales aproximadamente 1000 corresponden a caídas de roca, 746 a deslizamientos y 955 a flujos o avalanchas de detritos.

PRIN-1: V Simposio de movimientos en masa en la región andina

Discusión

La variable más importante de considerar en la realización de un catastro como el presente, corresponde a la calidad y cantidad de información disponible para la identificación efectiva de eventos. Si bien la creación de la base de datos se cumplió, ésta pudo ser mejor si se hubiera tenido lo siguiente: - Mayor cantidad de fotografías históricas, para poder efectivamente establecer una cronología de los eventos identificados. - Mejor resolución en las fotografías, ya que a menudo se observaban muy oscuras o con exceso de sombras y nubosidad (especialmente en la zona costera de las provincias de Osorno y Llanquihue). - Y mayor cantidad de fotografías en general, debido a que los vacíos de información eran más frecuentes de lo que se esperaba. Las últimas dos variables cobran gran importancia dado que la escasez de información dificulta la capacidad de caracterizar las provincias. De acuerdo al catastro obtenido, la menor cantidad de eventos identificados estuvieron en las provincias de Osorno y Chiloé. La primera se puede deber a que morfológicamente se ubica (en gran parte) en la Depresión Intermedia (Fig. 1b), con pendientes suaves y poca altura, concentrándose las remociones ya sea en la Cordillera de la Costa, con predominancia de caídas de roca y deslizamientos en los acantilados, o en la porción norte de la Cordillera de los Andes, con deslizamientos y flujos asociados a las altas pendientes y abundantes precipitaciones. Respecto a la provincia de Chiloé, la escasez de resultados se debe a dos variables: la limitada cantidad de fotografías en el programa en uso, y mala resolución de éstas, ya que muchas veces se esperaba observar los efectos de eventos como el terremoto 7.6 Mw de Quellón del 25 de diciembre del 2016, pero no se podía observar nada especial. La mayor cantidad de eventos identificados se ubican en el *sector sur*, especialmente en la Provincia de Palena (Fig. 1e) y limitadas casi en su totalidad a la Cordillera de los Andes. Esto se debe a que la parte Este de la provincia de Llanquihue y la provincia de Palena combinan laderas abruptas, pendientes fuertes y gran altura, además de intensas precipitaciones y derretimiento de hielos, lo que hacen que esta zona, en términos morfológicos, propicie la ocurrencia de remociones en masa. Los efectos de estos eventos se conocen históricamente, con ejemplos como Caleta Buill (Chaitén, 2002), cortes frecuentes en la ruta CH-255 entre Ensenada y Petrohué, Caleta El Manzano (Hualaihué, 2007), y más recientemente el aluvión que afectó Villa Santa Lucía (Chaitén, 2017). La identificación de remociones en masa a partir de fotointerpretación nos permite establecer una relación entre la cantidad de eventos identificados y la geomorfología de la zona, a partir de lo cual se puede decir que la zona cordillerana de las provincias de Palena y Llanquihue poseen una gran susceptibilidad a generar remociones en masa, y en consecuencia, significan un gran riesgo a las poblaciones asentadas, por lo cual es imperante contar con planes de emergencia ante posibles eventos futuros.

PRIN-1: V Simposio de movimientos en masa en la región andina

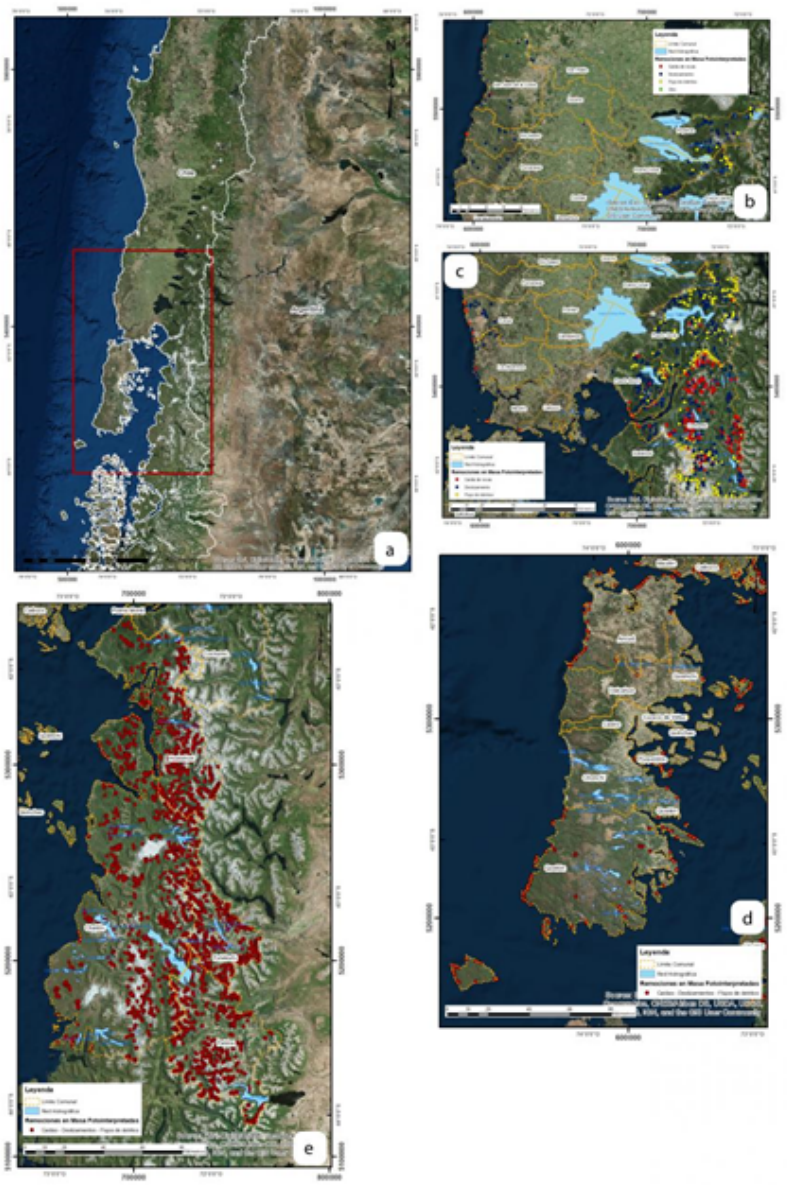


Figura 1. a. Localización del área de estudio en el contexto sudamericano. b. Distribución de los eventos de remoción en masa en la Provincia de Osorno. c. Distribución de los eventos de remoción en masa en la Provincia de Llanquihue. d. Distribución de los eventos de remoción en masa en la Provincia de Chiloé. e. Distribución de los eventos de remoción en masa en la Provincia de Palena.

PRIN-1: V Simposio de movimientos en masa en la región andina

Outburst Flood deposit in the source of the Arroyo Turbio, Domuyo Volcano, Northpatagonian Andes (Argentina).

Maria Hurley[1], Bruno Colavitto[1], Andres Folguera[1].
(1) Geología, Facultad de ciencias exactas y naturales, Universidad de Buenos Aires

The Arroyo Turbio drains the north face of the Domuyo Volcano, in the Northern Patagonian Andes in the province of Neuquén. A wide floodplain dominates the valley from 36°33´18"S to 36°34´07"S. It is partially composed of large blocks that may imply mass wasting processes ocurrence previously overlooked. Its thickness increases up to 5 meters in some sectors. It is inverse graded and poorly selected with sharp to slightly rounded blocks with diameters of >3 m. Clasts correspond mostly to sedimentary rocks provenant from Mesozoic deposits of the Neuquén basin that crop out along the valley walls, as a result of the Domuyo basement uplift. Quotes from an inhabitant of the zone described the deposit as a product of a catastrophic process generated by the dam breach that drained a lake causing a flood downstream and damaging inhabited areas. Unfortunately, due to the low population existent in the area, there are not historical records that could address for the potential age of the success. We study the deposit using satellite images. It extends downstream in the proximal segment of the Arroyo Turbio. It has a total area of 224.000 m^2 which assuming an average thickness of 3 m allows us estimating an approximate volume of 0.67 $x10^6$ m^3. Upstream the deposit, the valley gets narrower and exhibits in its western side incisions that can be result of the stream erosion potential. We propose that the flow started from a frontal moraine observed 2.6 km downstream the glacier. At its proximities it is possible to identify a potential paleolake level, from which we estimated an area for the ancient water body of 0.1 km^2. Following these considerations, the deposit could be interpreted as a Glacial Lake Outburst Flood (GLOF), due to the sudden drainage of a glacial lake triggered by moraine failure. From its dimensions, it can be compared to the one described in Estero El Pedregoso Lake, where a lake area previous to the unload of 0.12 km^2 and an outburst volume of 0.28 $x10^6$ m^3 were estimated (GLOF data from Iribarren Anacona et al. (2014)). These processes are frequent in high mountain regions susceptible to climate changes. The Andes of Chubut and Río Negro present historical records of these processes (e.g. Colavitto et al. 2012, Worni et al. 2012). In the Andes of Neuquén there is yet no record of this type of events, hence this preliminary study aims to be a trigger for future research.

PRIN-1: V Simposio de movimientos en masa en la región andina

Flujo de lodo turbulento por desagüe explosivo (*outburst*) de lago proglacial asociado a un deslizamiento en el marco del cambio climático: Desastre en Villa Santa Lucía, Andes del Sur, Chile

Mauricio Mella[1], Paul Duhart[1], Natalia Garrido[1], Alejandro Verges[2], Javier Fernandez[4], Violchen Sepulveda[1], David Quiroz[1], Gonzalo Hermosilla[3], Hugo Moreno Roa[1].
(1) OFICINA TÉCNICA DE PUERTO VARAS, SERNAGEOMIN
(2) Oficina Nacional de Emergencia del Ministerio del Interior y Seguridad Pública - ONEMI, Chile
(3) Oficina Técnica de Coyhaique, SERNAGEOMIN, Puerto Varas, Chile
(4) Geología Aplicada, SERNAGEOMIN, Puerto Varas, Chile

INTRODUCCIÓN

El día 16 de diciembre de 2017 (aprox. 8:30-9:00 horas), se produjo una remoción en masa en la cabecera del valle del río Burritos gatillada por intensas lluvias (124 mm) con isoterma O°de 2771 m s.n.m. (Rivera, 2018; Duhart *et al.,* este congreso; Sepúlveda *et al.,* este congreso), alcanzando una distancia de 8,5 km hasta Villa Santa Lucía (Duhart *et al.*, este congreso; Garrido *et al.*, 2018) con velocidades del orden de 70 a 80 km/h (Fernández *et al.*, este congreso), afectando el 50% del área urbana, la ruta 7 (en 3 kilómetros) y 235; y dejando un total de 21 víctimas fatales y 1 desaparecido (Garrido *et al.*, este congreso), ver Figura 1.

Metodología y resultados

Basado en relatos de sobrevivientes, de rescatistas, observaciones de campo, sobrevuelos e imágenes satelitales y fotos SAF en informes preliminares se pudo constatar diversas características morfológicas previas y posteriores al 16.12.2018, de energía, composición de los depósitos, retroceso del glaciar, con un modelo teórico secuencial y temporal de las remociones en masas y sus trayectorias, ocurridas el 16.12.2017, en la cabecera del río Burritos (zona de generación), pie de monte, humedal, cañón N-S y Villa Santa Lucía (Figura 1). Los datos recolectados se resumen en: **Características de los depósitos y zona de erosión** i) En la cabecera del valle del río Burritos se exhibe un depósito tipo diamicto, matriz a clasto soportado con bloques métricos y guijarros angulosos, con cobertura de nieve en bloques quebrados (deformación interna) y bloques de hielo depositados en la parte frontal (Figura 1A), asociados a un deslizamiento traslacional inicial y avalancha de detritos posterior (Sepúlveda *et al.,* este congreso), que se trasformó, al encausarse por el río Burritos, en un flujo de detritos pedregoso (*stony-type debris flow;* Takahashi, 2014) caracterizado por bloques (>5 metros), bolones y guijarros de tobas y lavas alteradas (color marrón), abundantes bloques de hielo, con escasa a nula matriz de lodo, depositándose sobre un flujo de lodo el pie de monte (Figura 1B) - descrito en el punto ii – y mezclándose, parcialmente, con el mismo flujo en el humedal y ruta 7 (Figura 1; Figura 1C). ii) Aguas abajo desde el antiguo lago proglacial se observó una zona ancha, erosionada, que se prolonga hasta la parte superior e intermedia del valle (pie de monte – Figura 1), con depósitos de detritos tamaño guijarros y bloques, sin matriz fina, en la zona alta, aumentando transicionalmente, hacia las zonas bajas (pie de monte y humedal), a un depósito de detritos con matriz rica en arcilla (suelo), arenas, agua y troncos (Figura 1E). Estos últimos desgarrados desde la raíz, cortados en forma recta y con diversos impactos balísticos (Figura1D y Figura 1E), lo que sugiere una elevada velocidad inicial. Estas características sugieren un flujo de detritos tipo flujo de lodo turbulento (*Turbulent-muddy-type debris flow;* Takahashi, 2014) que alcanzó el pie de monte, el humedal al este de la ruta 7, cortó la ruta 7 en aproximadamente 3 km, y se encausó, en dos etapas (ver punto iv), por el cañón N-S hacia Villa Santa Lucía (Figura 1). iii) En Villa Santa Lucía se exhibe un depósito compuesto por clastos de tamaño guijarros y bolones de tobas y lavas alteradas, con gran cantidad de troncos desgarrados e impactados (Figura1D, Figura 1F), inmersos en una matriz rica en arcilla, limo y arena color marrón oscuro (suelo vegetal), semejante a lo observados en el humedal y el pie de monte asociados a un flujo de detritos tipo flujo de lodo turbulento (*Turbulent-muddy-type debris flow;* Takahashi, 2014). iv) Observaciones de ONEMI en Villa Santa Lucía sugieren un depósito de base, a 7 metros de profundidad, rico en troncos con bajo porcentaje de lodo y detritos (pulso inicial más acuoso), donde se encontró una víctima, sobre el cual se depositaron troncos y detritos en una matriz rica en lodo (flujo de lodo posterior, asociado al desagüe acumulación en pie de monte y humedal). Por otro lado, casas vecinas (a metros) o incluso una misma casa, presentaron daño diferencial, la mayoría fueron levantadas y trasladadas; y otras fueron impactadas (desmembradas) y arrastradas más lejos. Lo anterior es corroborado por relatos de sobrevivientes que indican que existió un primer pulso que afectó a algunas viviendas. Cuando estaban rescatando a algunos sobrevivientes vieron "una pared de lodo" acercándose o "una segunda ola", por lo que existió un lapso de algunos minutos entre ambos episodios. Lo anterior sugiere dos pulsos que llegan a Vila Sta Lucía, uno inicial de alta velocidad que impacta y otro posterior, de menor velocidad y mayor densidad, que inunda y levanta. **Condicionantes Geomorfológicos y del Macizo Rocoso** i) Entre los años 1986 y 2017, el glaciar CL111023182 presentó una reducción de área que alcanzó a un 35% de su parte descubierta (Rivera, 2018). Esta reducción es mayor a la experimentada por la mayor parte de los glaciares de la región, lo que se explica porque los glaciares pequeños y

ubicados a menores alturas son más susceptibles a los efectos de los cambios climáticos (Zemp *et al.,* 2009). ii) Análisis comparativo de imágenes satelitales (GoogleEarth) entre los años 2006 al 2016, mostraron morfologías criokársticas asociadas al retroceso del glaciar cubierto de detritos, en a lo menos 200 metros, con la consecuente generación de un lago proglaciar en la base del escarpe colapsado el 16.12.2017. La cubierta de detritos condicionó una baja fusión del glaciar en comparación a los ventisqueros vecinos (Figura 1G y Figura 1H). iii) Fotografías tomadas por montañistas y observaciones del CEC (Rivera, 2018) corroboran el retroceso del glaciar, además de la generación de un lago proglacial parcialmente cubierto por detritos (fotos tomadas en época seca), y de una zona sobre el glaciar y lago susceptible de remociones en masa (intenso fracturamiento, grietas abiertas >5 m y zona de alteración; Figura 1 – Zona de Generación, Figura 1H). **Desencadenante** El desencadenante está asociado a un evento pluviométrico extremo (124.8 mm en 48 horas), superando el 99% de eventos históricos de precipitación en la zona (Rivera, 2018).

Discusiones y conclusiones

Basado en los datos expuestos es posible generar una interpretación secuencial y un modelo de condicionantes que generaron las remociones en masa del 16.12.2017 que afectó a Villa Santa Lucía. i) El año 2006 existía una glaciar que alcanzaba la naciente del río Burritos el cual estaba cubierto por detritos provenientes de remociones en masa del escarpe sobre el glaciar (Figura 1G). ii) En abril del año 2017 el glaciar había retrocedido aproximadamente 200 m generando estructuras criokárticas que tienen diámetros entre los 75 y 85 m aproximadamente, y una lago proglacial parcialmente colmatado de sedimentos por colapso de cobertura detrítica (Figura 1H y Figura I). iii) 48 horas antes del 16.12.2017 se acumuló 124.8 mm con isoterma 0°a 2771 m s.n.m., lo que generó un aumento progresivo de la presión de poros del macizo rocoso alterado y fracturado sobre el glaciar y lago proglacial, además de aumentar el volumen del lago. iv) El 16.12.2017 se activó un deslizamiento traslacional en el macizo rocoso sobre el glaciar, el cual empujó y destruyó el glaciar (dejándolo en el borde sur). Este empuje habría traspasado gran parte de su energía cinética al lago proglaciar (con alto contenido de detritos) generando un desagüe violento y rápido (*outbrust*) hacia el valle del río Burritos (Figura 1I, árboles con impactos balísticos y desgarrados). Este desagüe generó un flujo de detritos tipo flujo de lodo turbulento (*Turbulent-muddy-type debris flow;* Takahashi, 2014) canalizado hacia el pie de monte y humedal (Figura 1), dividiéndose en un brazo principal, hacia el humedal, y otro secundario hacia Villa Santa Lucía (primer pulso fluido y rápido). Finalmente, el deslizamiento traslacional se transformó en una avalancha y posterior flujo de detritos pedregoso (*stony-type debris flow;* Takahashi, 2014) encauzado por el río Burritos que traspasó la ruta 7, mezclándose con el flujo de lodo en el humedal. Este material remanente, a 200 m de diferencia de cota con la villa, habría desaguado por el cañón N-S (50-90 m de ancho en la zona de rebase) del río Burritos, hacia la Villa Santa Lucía, generando un segundo pulso (más lento y denso) pero también diluido (flujo de detritos tipo flujo de lodo turbulento) inundando el 50% de la villa. El conclusión el desastre de Villa Santa Lucía se fue encubando producto de diferentes condicionantes, unos asociados al macizo rocoso: zona de alteración, fracturamiento intenso, roca deleznable; y otros asociados al cambio climático: intenso retroceso glaciar, generación de lago proglacial, lluvias cálidas con isoterma alta posterior a una intensa nevazón. Esto sugiere que la evaluación del peligro por remociones en masa debería contemplar condicionantes que pueden surgir desde la mirada del cambio climático para enfocar el riesgo de desastre en este ámbito. En especial nuevas geomorfologías en zonas con glaciares en franco retroceso, con disponibilidad de zonas expuestas tanto para generación de remociones en masa, como para la interacción con lagos proglaciales expuestos a las mismas.

Agradecimientos

La presente contribución cuenta con el auspicio de la Subdirección Nacional de Geología del SERNAGEOMIN. Se agradece la colaboración desinteresada de ONEMI, MOP, Servicio de Salud y en especial a residentes de la Villa Santa Lucía en las fotografías y relatos de lo sucedido.

Referencias

Duhart, P.; Sepúlveda, V.; Garrido, N.; Mella, M.; Fernández, J.; Quiroz, D.; Hermosilla, G.; Moreno, H. 2018. Remoción en masa de Villa Santa Lucía (16.12.17), Chaitén-Chile: características e impactos. *In*: XV Congreso Geológico Chileno, Concepción. Fernández, J.; Garrido, N.; Mella, M.; Sepúlveda, V.; Quiroz, D.; Hermosilla, G.; Moreno, H.; Duhart, P. 2018. Estimación de Volúmenes y Velocidad del Flujo de Detritos que afecto a Villa Santa Lucia. *In*: XV Congreso Geológico Chileno, Concepción. Garrido, N.; Mella, M.; Fernández, J.; Sepúlveda, V.; Quiroz, D.; Hermosilla, G.; Moreno, H.; Duhart, P. INF-X-01.2018. Origen y efectos de la remoción en masa del 16.12.2017 que afectó la localidad de Villa Santa Lucía, Comuna de Chaitén, Región de Los Lagos. Servicio Nacional de Geología y Minería, Informe Técnico, 57 p. Garrido, N; Duhart, P.; Sepúlveda, V.; Fernández, J.; Hermosilla, G.; Mella, M.; Quiroz, D.; Moreno, H. 2018. Efectos del depósito del aluvión de Villa Santa Lucía 16.12.17. Experiencias geológicas y humanas. *In*: XV

PRIN-1: V Simposio de movimientos en masa en la región andina

Congreso Geológico Chileno, Concepción. Rivera, A. 2018. Informe glaciológico sobre el flujo de detritos que afectó Villa Santa Lucía el 16 de Diciembre del 2017. Laboratorio de Glaciología, Centro Estudios Científicos (CECs): 23p. Valdivia. Sepúlveda, V.; Duhart, P.; Garrido, N.; Fernández, J.; Hermosilla, G.; Mella, M.; Quiroz, D.; Moreno,H. Características geológicas y geomorfológicas del área de generación de la remoción en masa que afectó Villa Santa Lucía el 16.12.17, región de los lagos. *In*: XV Congreso Geológico Chileno, Concepción. Takahashi, T. 2014. Debris flow: mechanics, prediction and countermeasures: 572p. CRC, New York Zemp, M., Hoelzle, M., & Haeberli, W. 2009. Six decades of glacier mass-balance observations: a review of the worldwide monitoring network. Annals of Glaciology, 50(50): 101–111.

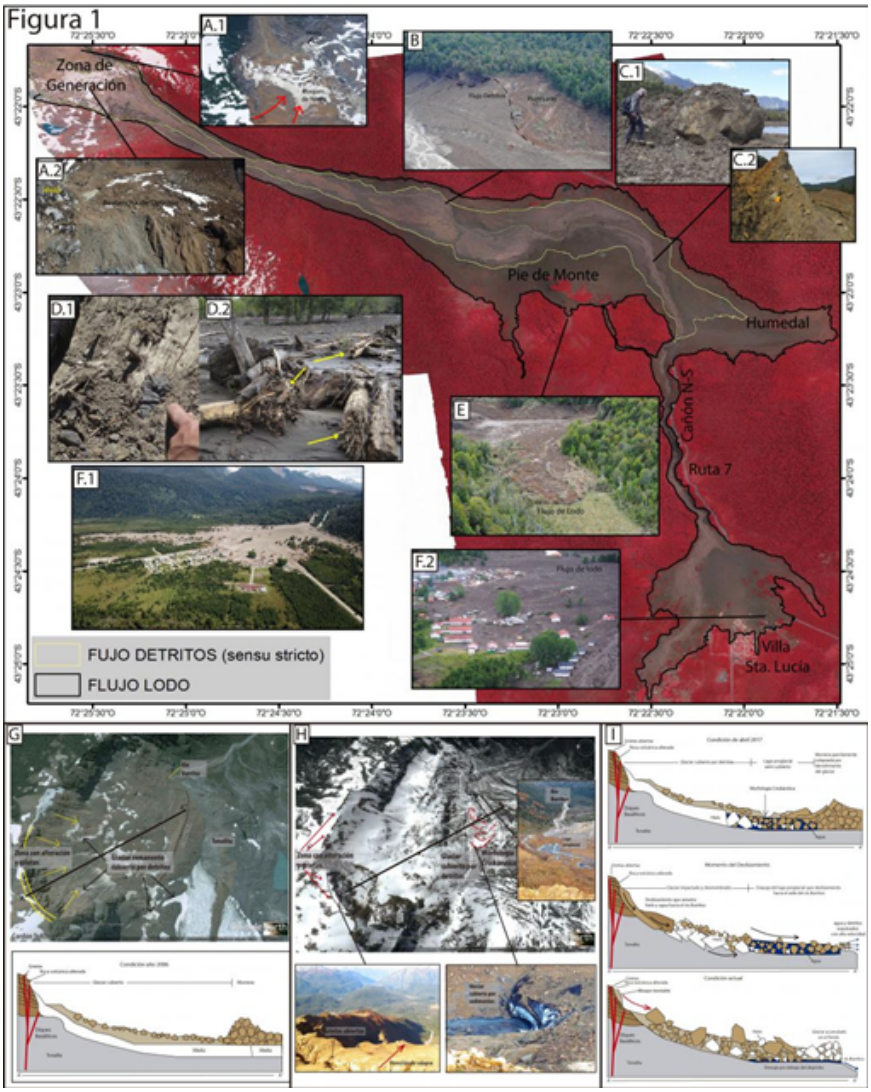


Figura 1. A:avalancha de detritos en la zona de generación; B:contacto flujo de lodo turbulento y flujo de detritos rocoso; C:zona de mezcla entre flujo de lodo turbulento y flujo de detritos rocoso en ruta 7; D:impacto de guijarros en troncos y desgarros de troncos (flechas amarillas); E:Flujo de lodo turbulento con gran contenido de agua en la zona del pie de monte y cabeza del flujo rica en troncos; F:mezcla del flujo de lodo turbulento y flujo de detritos rocoso en Villa Santa Lucía; G:zona de generación al 2006 con una morrena lateral y glaciar cubierto por detritos; H: condición 04.2017, destaca el colapso de la morrena lateral, estructuras criokárticas, retroceso del glaciar y generación de laguna proglaciar (fotografías de Fernanda Elias), zona de generación con grietas abiertas y alteración; I: modelo de generación del flujo de lodo turbulento y flujo de detritos rocoso, con una condicionante geomorfológica, al 04.2017, 16.12.2017 y actual, ligada al cambio climático local

PRIN-1: V Simposio de movimientos en masa en la región andina

Identificación de procesos asociados a la generación de flujos de detritos en las cuencas del parque nacional Tunari, Bolivia

Miguel Angel Morales Collazos[1], Laura Cecilia Paris Leal[1], Luis Daniel Bastidas Calderon[2].
(1) Gerencia técnica, Consultora Sobreriesgos.com, Cochabamba, Bolivia
(2) Geología, Consultora Sobreriesgos.com, Santiago, Chile

El Parque Nacional Tunari, ubicado en el departamento de Cochabamba, Bolivia, es una importante cadena montañosa que se extiende a través de 11 municipios, siendo el principal reservorio de biodiversidad y de recursos hídricos de la región. Durante el primer trimestre del año 2018, producto de intensas precipitaciones que se concentraron en terrenos que dentro del parque y zonas colindantes, sometidas a una elevada presión de uso, manifestada en impactos negativos sobre suelos, coberturas vegetales y cauces, devinieron varios flujos de detritos que afectaron a las poblaciones de Quillacollo, Vinto y principalmente Tiquipaya. Estos flujos de detritos, conocidos popularmente como "mazamorras" por la población, no son un fenómeno aislado ni de primera aparición. El Parque Nacional Tunari, lugar de donde proceden las masas que gravitacionalmente se desplazaron y provocaron los desbordamientos de cauces, tiene un registro histórico de varios hechos similares, que se han intensificado por la ocupación de nuevos espacios en detrimento de las áreas verdes de ese pulmón vegetal. La influencia antropogénica en la ocurrencia del denominado "Desastre de Tiquipaya", vincula al aspecto geológico, infraestructural y en un grado más notorio, a la carencia de políticas públicas orientadas a la prevención y reducción de riesgos de desastres. Pueden hacerse similitudes guardando distancias con otros flujos desastrosos acaecidos en otras latitudes, como los de El Limón (Venezuela, 1987), Vargas (Venezuela, 1999), Chosica (Perú, 2017) y Mocoa (Colombia, 2017). Indentificar y jerarquizar los procesos que intervinieron en la generación de estos flujos de detritos producidos en el Parque Nacional Tunari, puede orientar tanto a las autoridades como a la población, sobre las medidas que deben implementarse para evitar que se reconstruyan los escenarios que derivaron en los hechos de febrero de 2018 en Bolivia.

PRIN-1: V Simposio de movimientos en masa en la región andina

Rol del estudio de los deslizamientos en el entendimiento de la evolucion ambiental cuaternaria

Stella Moreiras[1].
(1) IANIGLA, CONICET-UNCU

Los deslizamientos son eventos naturales generados usualmente por disparadores tradicionales como lluvias intensas o sismos. Este hecho ha permitido en algunos casos reconstruir el paleoclima de determinada región e incluso establecer eventos paleo-sísmicos que han promovido la inestabilidad de las laderas. Existen innumerables estudios donde la concentración temporal de estos colapsos ha sido interpretada como un proxy climático de periodos más húmedos. En tanto que la concentración espacial se ha vinculado particularmente con una génesis sísmica especialmente cuando dicha concentración de eventos se localiza en los frentes montañosos activos. Asimismo, existen numerosos estudios de las relaciones empíricas entre el número de eventos registrados, volumen de material desplazado e incluso áreas afectadas por deslizamientos en función de la magnitud de un sismo y la localización de su epicentro. De hecho, la escala ESI (2007) contempla actualmente el material desplazado a partir de la sacudida sísmica para establecer la magnitud de un sismo. Por otro lado, las altas velocidades desarrolladas durante el desplazamiento de las voluminosas masas de material detrítico de los deslizamientos normalmente generan represamientos naturales que funcionan como un registro continuo y fidedigno del clima durante la existencia del lago. En el caso de antiguos lagos evidenciará las condiciones paleo-climáticas. De hecho el primer registro fósil de caballo Pleistoceno de Mendoza (Argentina) fue encontrado en un lago represado por una avalancha de roca en el Cordón del Plata. Igualmente útil han sido estos colapsos para el desarrollo de sitios arqueológicos esencialmente a aquellos inherentes a aleros de tiempos holocénicos. En la última década los estudios encarados principalmente a dilucidar la cronología de los grandes deslizamientos han permitido contextualizar y acotar la cronoestratigrafía glaciar de los Andes. Esto ha sido fundamental para conocer la evolución del paisaje de los este sistema montañoso. En esta investigación se enfatiza y señalan las interpretaciones que han surgido a partir de los estudios complementarios realizados en la temática de los procesos de remoción en masa.

PRIN-1: V Simposio de movimientos en masa en la región andina

Peligro de remociones en masa en la ciudad de Iquique y Alto Hospicio, Región de Tarapacá

Enrique Opazo[1], Mónica Marín[1], Natalia Sepúlveda[1].
(1) Servicio Nacional de Geología y Minería.

Resumen

El presente documento muestra los principales resultados de la investigación realizada en el área de Iquique-Alto Hospicio respecto al peligro de remociones en masa. En el área de estudio se identifican 3 dominios morfológicos principales: planicie litoral, acantilado costero y cordillera de la Costa. Además se diferencian subunidades morfológicas tales como sistemas de dunas, pediplanos y serranías maduras. La actividad tectónica reciente es relevante en la forma de escarpes de falla de orientación este-oeste y norte-sur. Las redes de drenaje adoptan una orientación este-oeste y están pobremente desarrolladas, salvo los ejes de drenaje más evolucionados que presentan descargas aluviales en forma de abanicos, que alcanzan hasta 1 km de largo y 200 m de ancho. En el área afloran depósitos sedimentarios del Pleistoceno-Holoceno de origen aluvial, eólico, coluvial y litoral; depósitos de gravas con intercalaciones de cenizas del Oligoceno-Plioceno, denominadas Gravas de Alto Hospicio; rocas estratificadas volcánico-sedimentaria y rocas intrusivas plutónicas e hipabisales, del Cretácico; y secuencias sedimentarias e intrusivas del Jurásico. Las remociones en masa de mayor impacto presentes en el área, corresponden principalmente a caídas de roca, deslizamientos superficiales y flujos detríticos o aluviones y, secundariamente, a flujos secos de arena. Para ellos se han definido zonas de alto, medio y bajo peligro, en función a la susceptibilidad, generación y alcance de estos fenómenos. Los eventos causantes de estos procesos superficiales son sismos de gran intensidad y precipitaciones intensas y/o prolongadas. El sector norte de Iquique (Barrio Zofri, Cerro Esmeralda) muestra un alto peligro de remociones en masa, mientras que en Alto Hospicio el peligro es nulo y en algunas zonas moderado.

Introducción

El área de estudio se localiza en la región de Tarapacá, provincia de Iquique (20º 11´ 00´´ y 20º 18´ 30´´ S y 70º 03´ 30´´, línea de costa) y comprende las comunas de Iquique y Alto Hospicio. Morfológicamente la ciudad de Iquique está situada en una plataforma litoral ubicada al oeste de la base del acantilado costero a una altitud promedio de 30 m s.n.m. Hacia el sector oriental, la comuna de Alto Hospicio se sitúa en una extensa peniplanicie, con una altura media de 550 m s.n.m. En julio de 1940 un evento hidrometeorológicos generó flujos de detritos que afectaron los principales drenajes de Alto Hospicio, con depósitos que afectaron la zona de la actual Zofri, la quebrada Seca, hacia el antiguo vertedero de Iquique, y la quebrada que drena la pampa del Molle, en cuya salida se ubica el único terraplén para paso del ferrocarril. El evento, de acuerdo a los antecedentes recopilados por DOH (2012), tuvo una duración entre 18 y 23 horas, sin registros conocidos de cantidad ni intensidad de las precipitaciones. En el mismo estudio se el estudio estima que el evento produjo precipitaciones en torno a los 13 mm, con intensidades entre 0,56 y 0,72 mm/h. De acuerdo al modelo de precipitaciones utilizado, estos montos de lluvias tendrían un periodo de retorno de 100 años (DOH, 2012). La ocurrencia de remociones en masa desencadenadas por eventos sísmicos quedó en evidencia tras el terremoto del 13 de junio del 2005 (Mw=7.9), en el cual fallecieron 6 personas producto de deslizamientos de tierra y caída de bloques de roca, de hasta 2m de diámetro, a la lo largo del acantilado costero. Algunos sectores de la ruta A-16 fueron los más afectados (ONEMI, 2009; Marquardt y Naranjo, 2005). Por efecto del terremoto ocurrido el 1 de Abril de 2014 (Mw=8.2) se produjeron caída de rocas en distintas partes de la ruta A-16, algunas de gran volumen, llegando a bloquear la totalidad de la vía. Además, se reconocieron grietas paralelas a la ruta, algunas de mayor consideración que otras (Arenas *et al.,* 2014).

Metodología

En primer lugar se realizó una revisión exhaustiva de antecedentes bibliográficos, entre ellos: Marquardt *et al.* (2008); Vásquez y Sepúlveda (2013); SERNAGEOMIN, (2013); Arenas *et al.* (2014); Marquardt y Naranjo (2005); y DOH (2012). En una segunda etapa se elaboró un inventario de remociones en masa basado en la interpretación de imágenes satelitales, fotografías aéreas y modelos digitales del terreno, junto al levantamiento de información durante campañas de terreno. Esto permitió visualizar la distribución espacial de los eventos en el área y comprender su desarrollo e impactos. La tercera etapa corresponde al análisis de susceptibilidad de remociones en masa. Para ello se utilizó una metodología de combinación cualitativa de mapas temáticos (Van Westen, 1993) respecto a variables geomorfológicas, geológicas, topográficas y antrópicas. Estos mapas fueron ponderados según la influencia que tienen como factores intrínsecos, que inciden en la generación de remociones en masa, sobre la base del inventario, datos de terreno y criterios técnicos. Para la determinación de las zonas de alcance o impacto, se siguió un análisis geomorfológico (Soeters y Van Westen, 1996), también conocido como método implícito (Ojeda y Muñoz, 2001), basado en la



PRIN-1: V Simposio de movimientos en masa en la región andina

revisión de antecedentes y trabajo de campo. La evaluación de susceptibilidad de caídas de rocas y deslizamiento contempló el análisis de factores tales como la geomorfología, geología e intervenciones antrópicas sobre la base del inventario. Para el caso de flujos de detritos, se utilizaron los factores ya mencionados a los que se agregaron criterios relacionados con la morfometría de la cuenca, como la pendiente y densidad del drenaje, y la relación entre el tamaño de la cuenca y el área del depósito de flujos de detritos que se genera, aunque en este tipo de remociones en masa se realizó un análisis sobre la base de los trabajos de Lara (2007) y Chang *et al.* (2013), además de observaciones de terreno, debido a que los registros de flujo de detritos sólo presentan información respecto al alcance y parcialmente a la zonas de generación (Fredes, 2016). Finalmente, se determina el peligro de remociones en masa combinando la susceptibilidad de generación con el análisis de alcance, tanto para flujos de detritos como para caída de rocas y deslizamientos.

Resultados

La susceptibilidad de caída de rocas y deslizamientos tiene como factor más influyente a la pendiente de laderas, lo siguen la geología, la geomorfología y la desestabilización de laderas por efecto antrópico. Los factores con La susceptibilidad de caída de rocas y deslizamientos tiene como factor más influyente a la pendiente de laderas, lo siguen la geología, la geomorfología y la desestabilización de laderas por efecto antrópico. Los factores con menor influencia corresponden a la curvatura del relieve y la elevación sobre el nivel del mar, en estos tipos de remoción en masa existe una clara diferencia de valoración entre la pendiente de laderas y la elevación del nivel del mar. La susceptibilidad de flujo de detritos tiene como factores más influyentes a la geología, el gradiente del canal, la relación entre área de cuenca y área del depósito del flujo generado. La pendiente de ladera presenta una influencia moderada, por último los que presenta una menor influencia corresponde a la densidad de drenaje y geomorfología. La ponderación entre estos factores condicionantes es más homogénea no distando de manera considerable entre la geología y geomorfología. Para determinar la influencia de cada uno de los factores condicionantes en la generación de remociones en masa, se utilizaron ponderadores con base al trabajo de campo y a criterios teóricos, que posteriormente fueron ajustados con el inventario de remociones en masa. Las zonas que presentan condiciones favorables a desarrollar caída de rocas y deslizamientos corresponden a: zonas medias y altas del acantilado costero, laderas de quebradas principales, escarpes de fallas, macizos rocosos de regular a mala calidad, particularmente cuando son intervenidas por la red vial o la extracción de áridos. Otros factores favorables corresponden a rocas y depósitos semiconsolidados, meteorizados y con media a alta densidad de fracturas, junto con depósitos antrópicos con poca consolidación, asociados a rellenos sanitarios. Un caso especial es la alta susceptibilidad de algunos sectores de la duna Cerro Dragón, ya que por sus características geológico-geomorfológicas tales como altas pendientes, depósitos eólicos en mantos semiconsolidadados, entre otras, presenta condiciones favorables a generar deslizamientos de suelo superficial, que podrían comportarse en su trayectoria como flujos secos, detonados principalmente por sismos de mediana y alta intensidad. La información histórica disponible de flujos de detritos, sus rasgos geomorfológicos y la información recopilada en terreno, permiten definir las características globales para este tipo de fenómeno, teniendo en cuenta tres procesos: la generación del flujo, basado en la erosión de laderas, escurrimiento y aumento de la incisión de drenes de bajo orden; el transporte, entendido como la movilización de material a través de drenes de mayor orden o quebradas; y la depositación, desarrollada en fondos de quebradas principales y valles. Del análisis, se desprende que la mayor susceptibilidad a la generación de flujos de detritos (aluviones) se presenta en las zonas medias y altas de las quebradas, en las que se observan pendientes altas (>25°) asociadas a procesos erosivos y a la mayor densidad de drenes de bajo orden respecto a la quebrada principal, así como al mayor grado de meteorización de las unidades geológicas y su grado de consolidación.

Agradecimientos

Los autores agradecen el patrocinio de la Subdirección Nacional de Geología del Sernageomin.

Referencias

Arenas, M.; Marín, M.; Sepúlveda, F.; Venegas, C. 2014. Efectos geológicos de los sismos del 1 y 2 de abril de 2014: Observación de daños y evaluación de peligros geológicos en las rutas A-16 y A-616, comunas de Iquique y Alto Hospicio. INF-TARAPACÁ-01. Servicio Nacional de Geología y Minería. Dirección de Obras Hidráulicas del Ministerio de Obras Públicas (DOH). 2012. Estudio de Factibilidad "Construcción Obras Aluvionales en Quebradas de Iquique y Alto Hospicio. Informe Final, proyecto Nº 3868: 133. Chang, M.; Tang, Ch.; Zhang, D.; Ma, G. 2013. Debris Flow Susceptibility Assessment Using A Probabilistic Approach: A Cass Study in the Longchi Area, Sichuan Province, China. Fredes, V. 2016. Evaluación estadística de factores generadores de flujos de detritos durante el evento del 25 de marzo de 2015 en la cuenca del Valle del Huasco, comuna de Vallenar, III Región de Atacama. Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile. Lara, M., 2007. Metodología para la Evaluación y Zonificación de Peligro

PRIN-1: V Simposio de movimientos en masa en la región andina

de Remociones en Masa con Aplicación en Quebrada San Ramón, Santiago Oriente, Región Metropolitana. Tesis para optar al grado de Magíster en Ciencias, Mención Geología. Departamento de Geología. Universidad de Chile. Marquardt, C.; Marinovic, N.; Muñoz, V. 2008. Geología de las Ciudades de Iquique y Alto Hospicio, Región de Tarapacá. Escala 1:25.000. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, No. 133, 33 p., 1 mapa escala 1:25.000. Santiago. Marquardt, C.; Naranjo, J. 2005. Informe Final sobre efectos del sismo del 13 de Junio de 2005 en la Región de Tarapacá. Servicio Nacional de Geología y Minería. Lara (2007) y Ojeda, J.; Muñoz, F. 2001. Elementos conceptuales generales. In Evaluación del Riesgo por fenómenos de remoción en masa. Escuela Colombiana de Ingeniería-INGEOMINAS: 15-28. Bogotá. Soeters, R.; van Westen, C. J. 1996. Slope instability recognition, analysis and zonation, in Landslides: Investigation and Mitigation, edited by A. K. Turner and R. L. Schuster, Transp. Res. Board Spec. Rep. 247, pp. 129–177, Natl. Acad. Press, Washington, D. C.van Westen, 1993) Van West-en C.J. 1993. Training Package of Geographic Information Systems in Slope Instability Zonation. Volume 1: Theory. Aplication of Geografic Information System to Landslides Hazard Zonation. International Institute for Aerospace Survey and Earth Sciences. (ITC) The Netherlands. Vásquez, P.; Sepúlveda, F. 2013. Cartas Iquique y Pozo Almonte, Región de Tarapacá. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica Nos. 162-163, 103 pp., 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.

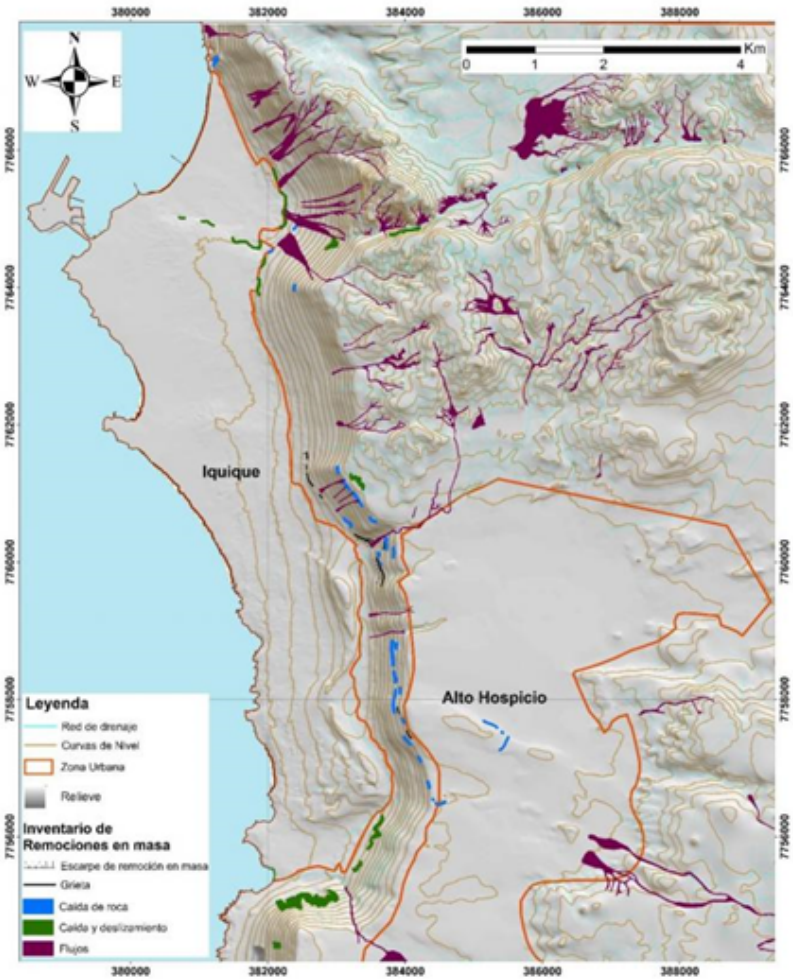


Figura 1. Inventario de remociones en masa de Iquique y Alto Hospicio

PRIN-1: V Simposio de movimientos en masa en la región andina

El aluvión del 9 de agosto de 2015 en Alto Patache, región de Tarapacá, desierto de Atacama

Héctor Hernán Orellana[1,2], Juan Luis Garcia [1,2], Carla Ramirez[1,2], Nicolas Zanetta[1,2].
(1) Pontificia Universidad Católica De Chile
(2) Centro del Desierto de Atacama

Las condiciones de hiperaridez que presenta el Desierto de Atacama desde al menos el Oligoceno-Mioceno (Dunai et al., 2005), ha permitido una estabilidad morfogenética única en nuestro planeta (Hartley et al., 2005), la cual en rara ocasiones se ha podido dimensionar el efecto de procesos geológicos y geomorfológicos en el paisaje, por lo cual este aspecto limita el entendimiento completo de la dinámica fisiográfica de este desierto extremo. Es por estos que los aluviones que ocurren en la costa norte de Chile durante precipitaciones anómalas, que se ven favorecidas por teleconexiones climáticas tropicales y extratopicales (Garreaud & Rutllant, 1993; Ortlieb & Vargas, 2003; Vargas et al., 2006), son oportunidad única para entender a respuesta del sistema hidrogeomorfológico en el Desierto de Atacama. Un caso de esto es el evento del 9 agosto de 2015 (9A) (año El Niño Fuerte), durante el cual se produjeron lluvias torrenciales que favorecieron el desarrollo de aluviones en el Norte Grande de Chile, siendo la Estación Atacama UC de Alto Patache (~21°), cordillera de la Costa de la región de Tarapacá, una de las zonas afectadas, en donde se registraron 51,6 mm en 6 horas, condición que superó rápidamente el umbral de infiltración del suelo gatillando aluviones en las quebradas aledañas. En la cuenca de control que se estudió (7,2 Ha) se cuantificó una erosión máxima de 1070 m^3 de sedimentos, parte de los cuales se depositaron en un cono aluvial de ~637 m^3 de material. En la sección inferior de la cuenca se estimó caudales medios de 11 m^3s^{-1}. La secuencia del 9A es diferenciada en tres fases: inicio, peak y término que incluyen la dinámica meteorológica e hidrogeomorfológica conjunta. El aluvión 9A descrito en este estudio tiene precedentes en Alto Patache, donde periodos de relativa estabilidad geomorfológica son interrumpidos por lluvias intensas con alto impacto en el paisaje como se desprende de la estratigrafía.

PRIN-1: V Simposio de movimientos en masa en la región andina

Monitoring debris flows using infrasound arrays: The kinematics of lahars generated during the eruption of Villarrica volcano on March 3, 2015

José Luis Palma[1], Jeffrey Johnson[2].
(1) Ciencias de la Tierra, Ciencias Químicas, Universidad de Concepción
(2) Department of Earth Sciences, Boise State University, Boise, Idaho, USA

On March 3, 2015, Villarrica volcano exhibited a ~1.5 km high lava fountain that generated rapid avalanches of hot scoria mixed with snow and ice. Some of these avalanches eroded the ice cap, created channels and added meltwater to the flows which quickly developed into debris flows, known as lahars. The timing of these events were captured by webcam and photographs as well as direct visual observations. Using acoustic arrays we measured flow velocities of up to 38 m/s near the source for a lahar that descended in the Correntoso-Turbio drainage. Despite the acoustic interference of the volcanic activity, we were able to distinguish different lahars and flow pulses travelling down in several valleys. These observations are consistent with local seismic records and analysis of the deposits left by these flows within 10 km of the crater. This presentation shows the capabilities of acoustic (infrasound) arrays to detect debris flows several kilometers away from the station, and to measure flow speed which can be used to estimate the time of their arrival to populated areas. These capabilities offer a promising future for this new technique as a monitoring tool for debris flows over other techniques based solely on seismic stations or on only one acoustic sensor. In addition, using acoustic data to analyse the flow path, flow pulses (or waves) and their speed - i.e. the kinematics of the lahars - is a valuable contribution to the understanding of the origin and characteristics of debris flows, as is demonstrated by the data collected regarding the lahars generated at Villarrica volcano.

PRIN-1: V Simposio de movimientos en masa en la región andina

Modelación analógica de avalanchas de roca: El caso del depósito del Mesón Alto, Chile Central (~33°40'S)

L. Pinto[1], S.A. Sepúlveda[1], C. Lefeuvre[2], C. Albornoz[1], J. Rhodes[3], K. Deckart[4,1].
(1) Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(2) Department of Geology and Geological Engineering, Colorado School of Mines, Colorado, Estados Unidos
(3) École des Mines d´Alès, Alès, Francia
(4) Advanced Mining Technology Center (AMTC), Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile

El análisis de la naturaleza glacial o de deslizamiento del mega-depósito de Mesón Alto, en el Valle del río Yeso de los Andes Centrales, ha sido objeto de varios estudios debido al tamaño gigantesco del depósito (c. 4,5 km^3). Además, la presencia de 4 bandas litológicas andesíticas y graníticas dentro del depósito permanece sin explicación. En este estudio analizamos las características geomorfológicas, litológicas y tamaño de grano del depósito y realizamos modelos analógicos para responder a estas preguntas, interpretando la posible cinemática y la configuración geométrica actual del depósito. Las características geológicas y granulométricas del depósito indican que el origen del porcentaje principal de éste corresponde a una avalancha de rocas y que la presencia de una potencial morrena está restringida en el sector NE del depósito. Los modelos análogos indican que la estratigrafía original de una avalancha de rocas se mantiene más coherente al producirse sobre un valle U que en un valle en V. Por otra parte, los modelos indican que una única avalancha de rocas no podría haber generado las cuatro bandas litológicas reconocidas en el depósito, si no que debería haberse producido en dos eventos de deslizamiento. Además, los modelos análogos sugieren que la morrena en el sector NE del depósito habría actuado como un obstáculo para los deslizamientos controlando una dinámica de flujo que permitió el afloramiento de 2 bandas litológicas en cada uno de los eventos. Por otra parte, el cinturón de rocas graníticas observado en la parte NW del depósito se puede explicar como capas del segundo evento de deslizamiento que sobrepasa un primer deslizamiento de mayor volumen.

PRIN-1: V Simposio de movimientos en masa en la región andina

Observaciones geológicas preliminares en el cañón del río Burritos post remoción en masa que afectó Villa Santa Lucía en diciembre 2017

David Quiroz[1], Javier Fernandez[2], Paul Duhart[1], Mauricio Mella[1], Natalia Garrido[1].
(1) Oficina Técnica Puerto Varas, SERNAGEOMIN
(2) Subdirección Nacional de Geología, Geología Aplicada, SERNAGEOMIN, Santiago, Chile

El río Burritos nace en el cordón Yelcho y recorre 5 km hacia el E, por un valle glacial hasta una zona de humedales, con diferencia de cota de 700 m en este tramo. Luego bordea la ruta 7 y baja hacia el S, primero por un angosto cañón y luego a través de un extenso llano aluvial, hasta confluir con el río Frio. La remoción en masa generada en las nacientes del río Burritos en diciembre de 2017 descendió como un flujo de detritos y lodo hasta la zona de humedales, luego se canalizó por el cañón del río para, finalmente, abrirse en un amplio abanico en la parte baja del valle. El sector del río Burritos donde el flujo se canalizó, conforma un angosto cañón de 2 km de largo y una diferencia de cota, entre el punto más alto y la abertura del cañón al valle, de 200 m. En dicho tramo, el cañón del río tiene un ancho estimado entre 50 y 90 m y una profundidad aproximada entre 30 a 50 m. El poder abrasivo del flujo de detritos arrancó la vegetación y el suelo en su paso por el cañón, dejando expuestos afloramientos de rocas y depósitos preexistentes. El Basamento en la ruta 7 y en partes del cañón del río, está formado por rocas intrusivas, sienogranitos a tonalítas cretácicas, del Batolito Norpatagónico (1), localmente, cortadas por diques afaníticos verdosos. Sobre el basamento se disponen depósitos glacigénicos diversos: en la ruta 7 morrenas fuertemente compactadas; en el segmento terminal del cañón del río Burritos se exponen, en la base, arenas medias a gruesas, cuarzo líticas, semiconsolidadas que subyacen a morrenas de fondo y a limos glacilustres. Estos depósitos están intruidos por diques basálticos de 30 a 40 cm. Sobre los sedimentos y rocas descritas se dispone, con contacto erosivo, un depósito de flujo de detritos de 2,5 m de espesor, matriz y clasto soportado, con matriz principalmente de arena y clastos mayoritariamente de intrusivos, con bloques mayores a 1,5 m de diámetro. En el sector superior del cañón del río, aflora una potente sucesión de lavas basálticas de olivino y piroxeno, de 50 m de espesor, sin base expuesta. Localmente se ve al menos un depósito glacigénico intercalado con lavas. Estas rocas se han asignado a la unidad de Estratovolcanes y secuencias de lavas del Pleistoceno (1), representadas por remanentes de centros volcánicos erosionados y lavas con intercalaciones de depósitos piroclásticos afectados por erosión glacial. Trabajo auspiciado por SDNG, SERNAGEOMIN Ref 1 SERNAGEOMIN-BRGM, 1995. Carta Met. X R. Sur, IR 95-05

PRIN-1: V Simposio de movimientos en masa en la región andina

Flujos de detritos ocurridos durante el evento meteorológico del 24 y 25 de febrero de 2017 en la región de Valparaíso

Natalia Sofía Sepúlveda[1], Roberto Nicolás Merino [2].
(1) Geología Aplicada , Unidad de Peligros Geológicos y Ordenamiento Territorial , Servicio Nacional de geología y Minería
(2) Geología General , Plan Nacional de Geología Básica , Servicio Nacional de Geología y Minería , Santiago , Chile

Los aluviones son remociones en masa de tipo flujo los cuales ocasionan una amenaza para la seguridad de las personas y la integridad de la propiedad privada y pública. Un evento meteorológico correspondiente a una baja segregada entre los días 23 a 27 de febrero, ocasionó un alto transporte de humedad desde el Océano Pacífico y desde el Amazonas hacia la cordillera de Chile central, detonando este tipo de procesos en las regiones de OHiggins, Valparaíso y Metropolitana. Las características meteorológicas del evento, comprenden isoterma 0°C a los 4.680 m s.n.m y precipitaciones el día 24 y 25 de febrero, donde el máximo diario de 12,4 mm/día fue registrado el día 25. La descarga de los flujos está registrada, según los pobladores, el día 25 de febrero entre las 17:30 y 18:30 hrs. En los tramos norte y sur de la cuenca de Aconcagua, de la ciudad de Los Andes, se generaron dos flujos de escombro y barro, cuyos efectos fueron el corte de suministro eléctrico, daños estructurales y el deceso de una persona. Estos flujos se originaron en la cuenca del estero Chalaco (100 km^2), tributario del río Putaendo y en las cuencas de las quebradas Cavanga, El Papagayo y El Toro (< 1 km^2), tributarias del estero Pocuro, el cual canalizó el flujo y lo descargo en el río Aconcagua. En la cuenca de Chalaco se constató la descarga de un flujo de escombros el día 25 de febrero cuyos depósitos son principalmente de tamaño limo y arena, restos de árboles, desechos antrópicos y bloques de hasta 20 cm de diámetro. Los depósitos de este evento presentan predominancia en material de origen vegetal y antrópico, los que fueron movilizados por lluvias de corto tiempo de duración pero de alta intensidad. Específicamente para el estero Pocuro, el flujo recorrió una distancia aproximada de 42 km, y produjo el deceso de una persona en el sector de Calle Larga. Un monitoreo continuo sobre estos eventos, además de considerar en los modelos de peligrosidad la cobertura vegetal como una variable que aumenta la cantidad de materiales disponibles para ser arrastrados durante la generación de remociones en masa de tipo flujo. Los autores agradecen el patrocinio de la Subdirección Nacional de Geología del Sernageomin.

PRIN-1: V Simposio de movimientos en masa en la región andina

Características geológicas y geomorfológicas del área de generación de la remoción en masa que afectó Villa Santa Lucía el 16.12.17, región de Los Lagos

Violchen Sepúlveda[1], Paul Duhart[1], Natalia Garrido[1], Javier Fenandez[2], David Quiroz[1], Gonzalo Hermosilla[3], Hugo Moreno[1].
(1) Oficina Técnica Puerto Varas, Sernageomin
(2) Geología Aplicada, Sernageomin
(3) Observatorio Volcanológico de la Patagonia, Sernageomin

El 16.12.17, se generó un deslizamiento en rocas volcánicas (tobas de lapilli y ceniza dacíticas) que sobreyacen a granitoides (SERNAGEOMIN-BGRM, 1995). Localmente, presentan alteración argílica, además de óxidos e hidróxidos de Fe, que junto a grietas y fracturas subverticales condicionan la inestabilidad. El deslizamiento fue desencadenado por precipitaciones intensas (122,8 mm/24 horas, DGA) con isoterma 0°C elevada (2.771 m s.n.m, CECs, 2018) posteriores a un periodo de calor. La ladera subvertical noroeste de la cabecera del río Burritos presenta diferencia de cota de 350 m, con una corona semicircular de 800 m y distancia entre sus extremos de 500 m. La ladera deslizó e impactó un glaciar cubierto y morrena con núcleos de hielo en una extensión aproximada de 300 m, comprimiéndolos violentamente lo que generó un flujo de detritos y lodo (Mella y otros, 2018), que movilizó alrededor de 7 millones de m^3 en un trayecto de 8 km e impactó Villa Santa Lucía (Fernandez y otros, 2018). La remoción en masa (RM) generó cambios geomorfológicos: el escarpe noroeste retrocedió quedando bloques en cuña de 70 m de largo, 80 m de alto y 15 m de ancho; grietas; conos de deyección sobre morrena; se movilizó glaciar en retroceso y morrena; se formaron dos lagos represados por hielo y detritos; y el río Burritos cambió su naciente a la interfaz granitoides-hielo cubierto por detritos. Posterior a la RM se verificaron cambios geomorfológicos: se generó un escurrimiento que erosiona hielo y detritos y drena hacia el río Burritos; los lagos glaciares descendieron su nivel; y caída de bloques menores. Así, la zona de generación es activa y se recomendó monitorear para entender el comportamiento base, determinar umbrales de movimiento y evaluar sistemas de alerta. Esta contribución cuenta con el auspicio de la SDNG de SERNAGEOMIN Referencias - CECs, 2018. Informe glaciológico sobre el flujo de detritos que afectó Villa Santa Lucía el 16 de Diciembre del 2017. Laboratorio de Glaciología, Centro de Estudios Científicos. - Mella y otros, 2018. Flujo de lodo turbulento por desagüe explosivo (outburst) de lago proglacial asociado a un deslizamiento en el marco del cambio climático: Desastre en Villa Santa Lucía, Andes del Sur, Chile. Este congreso. - Fernandez y otros, 2018. Estimación de volúmenes y velocidad del flujo de detritos que afectó a Villa Santa Lucía. Este congreso. - SERNAGEOMIN-BRGM., 1995. Carta metalogénica X. regón sur, Chile. Internal report IR-95-05.

PRIN-1: V Simposio de movimientos en masa en la región andina

Landslides induced by the 2010 Maule megathrust and the 2007 Aysén shallow crustal earthquakes: Geological, geomorphological, structural and seismological correlations.

Alejandra Serey[1], Sergio A. Sepúlveda[1,2], David N. Petley[3], William Murphy[4].
(1) Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile
(2) Instituto de Ciencias de la Ingeniería, Universidad de O´Higgins
(3) Department of Geography, University of Sheffield
(4) School of Earth and Environment, University of Leeds

Landslides are a major source of fatalities and damage related with strong earthquakes, particularly in mountain areas. Forecasting the distribution and impact of landslides induced by earthquakes is one of the greatest challenges in the earth sciences. This research aims to identify the main characteristics of landslide occurrence during strong earthquakes in Chile, improving the understanding of their mechanics, spatial distribution and controlling factors. We have developed two comprehensive inventories of coseismic landslide in Chile, from the Mw 6.2, shallow crustal Aysén earthquake in 2007 (45.3° S) and the Mw 8.8, megathrust Maule earthquake in 2010 between 32.5°S and 38.5°S. From the analyses and comparison of these inventories with others from abroad, we have determined geomorphological, geological and seismic controlling factors in the occurrence of Chilean coseismic landslides. In total were mapped 1226 landslides over a total area of c.120,500 km2 and 779 landslides over a total area of c.1350 km2, triggered from Maule and Aysén earthquakes respectively. In both inventories events are dominantly disrupted slides and unevenly distributed in the study area, forming landslide clusters. Statistical analysis of our database suggests that relief and slope are the main geological factors controlling coseismic landslides. Furthermore, for megathrust earthquakes, lithology are a main geological factor too while the seismic factor with higher correlation with landslide occurrence is the ratio between peak horizontal and peak vertical ground accelerations. Meanwhile, for shallow crustal earthquakes, the distance to faults and topographic amplification are important controlling factors. In addition, both Chilean earthquakes frequency density curves of coseismic landslides are similar in form as theoretical law proposed by *Malamud et al. (2004)* and from their analysis it could be postulated that the frequency distribution does not depend of the earthquake type.The comparison of total number of events triggered by 2010 Maule and 2007 Aysén with other recent earthquakes worldwide, suggest that the number of landslides generated by subduction earthquakes is at least one or two orders of magnitude lower than events triggered by shallow crustal earthquakes, critical to consider in future seismic landslide hazard analysis. These findings are a powerful tool for earthquake-induced landslide hazard assessment in Central and Southern Chile

PRIN-1: V Simposio de movimientos en masa en la región andina

Geomodels for coseismic landslides induced by shallow crustal and megathrust earthquakes in the Andes of Central Chile

Alejandra Serey[1], Sergio A. Sepúlveda[1,2], David N. Petley[3], William Murphy[4].
(1) Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile
(2) Instituto de Ciencias de la Ingeniería, Universidad de O´Higgins
(3) Department of Geography, University of Sheffield
(4) School of Earth and Environment, University of Leeds

Landslides represent the most frequent geological hazard in mountainous environments due to the geological, geomorphological and geotechnical characteristics of the steep upland landscapes. Most notably, landslides are a major source of fatalities and damage related with strong earthquakes, particularly in mountain areas. Forecasting the distribution and impact of landslides induced by earthquakes is one of the greatest challenges in the earth sciences. The main aim of this research is to show through three-dimensional engineer-friendly computer drawings, different mountain environments where coseismic landslides could by generated during shallow crustal and megathrust earthquakes in the Andes of Central Chile. It is well-established that landslide generation and distribution depends on many conditioning factors. Furthermore, they also depend on the triggering earthquake mechanism, distinguishing between shallow crustal and megathrust earthquakes. Therefore, it is necessary and very helpful to visualize all these variables, both conditioning factors and triggers, by the construction of geomodels. We have developed two comprehensive inventories of earthquake-triggered landslide in Chile, from the Mw 6.2, shallow crustal Aysén earthquake in 2007 (45.3° S) and the Mw 8.8, megathrust subduction Maule earthquake in 2010 between 32.5° S and 38.5°S. From the comparison of these inventories with others from abroad, as well as analysis of large, prehistoric landslide inventories proposed as likely induced by seismic activity, we have determined topographic, geomorphological, geological and seismic controlling factors in the occurrence of earthquake-triggered landslides. With these results we have built four representative geomodels of coseismic landslides geomorphological environments in the Andes of central Chile: Glacial cordilleran, Fluvial cordilleran, Plutonic cordilleran and Mountain front bordering urban area. Each one represents the possible landslide types to be generated by a crustal earthquake versus those likely to be generated by a megathrust earthquake. In addition, the associated hazards and mitigation measures will be expressed in each scenario. These geomodels are a powerful tool for earthquake-induced landslide hazard assessment. As an implication we can identify landslide-prone areas and describe related potential hazards, including burial and river damming by large rock slides and rock avalanches.

PRIN-1: V Simposio de movimientos en masa en la región andina

Remoción en masa de Villa Santa Lucía (16.12.17), Chaitén-Chile: rol de ONEMI en el rescate y búsqueda en la emergencia

Alejandro Verges[1], Paul Duhart[2].
(1) Región de Los Lagos, ONEMI
(2) Oficina Técnica Puerto Varas, Sernageomin

El día 16.12.17 se produjo una remoción en masa en la cabecera del valle del río Burritos que afectó tramos de las rutas 7 y 235 y la localidad de Villa Santa Lucía, afectó el 50% del área urbana, y personas que fueron arrastradas por el flujo, con 21 fallecidos y 1 desaparecidos. En las primeras horas, post evento, se procedió al rescate de personas vivas, utilizando medios del el sistema de respuesta a nivel comunal y provincial. CONAF reorientó sus recursos en la región, lo que permitió rescate aéreo de personas y evacuación de ganado. El ejército a través del Escuadrón de Exploración Montados Independiente Santa Lucía, colaboró activamente en el rescate. La búsqueda de desaparecidos comenzó el 16 en la tarde, se levantó un catastro que permitió direccionar los recursos hacia donde se estimó podrían encontrase los desaparecidos. La búsqueda en sus distintas fases se extendió por 159 días ininterrumpidos con grupos USAR, unidades especializadas de ejército, carabineros, PDI y otras organizaciones. Se estableció un Puesto de Mando bajo la coordinación de ONEMI Los Lagos con apoyo de Ejército y Bomberos USAR, donde se coordinaron las actividades diarias, el despliegue en terreno, definición de zonas, procedimientos y técnicas de búsqueda, procesos de comunicación y coordinación de trabajos, materias administrativas y logísticas, activación de protocolos de acción en tratamiento de cuerpos, apoyo a la comunidad afectada y materias referidas a seguridad. Lo anterior apoyado por organismos científicos-técnicos (DOH, SERNAGEOMIN, DGA, DMC, SALUD, PDI, CARABINEROS), con los cuales se generaron discusión y justificación de zonas de búsqueda y metodologías, entre otras. El equipo de Salud Mental realizó un aporte distintivo al trabajar directamente con familias afectadas y equipos de trabajo, el cual aún se mantiene, y que permitió generar protocolos de atención a la comunidad en un trabajo sistémico, de largo plazo y transversal. Numerosas lecciones aprendidas merecen ser difundidas y discutidas: constitución de Puesto de Mando y coordinación en terreno, servicios públicos desplegados de manera permanente en terreno, colaboración científica técnica, dinámica de comunicación y difusión uniforme de la información, protocolos de comunicación con prensa generando puntos focales autorizados, presencia de la autoridad política permanente en terreno apoyando actividades dirigidas por el organismo coordinador en materias de conectividad y enlaces.

PRIN-1: V Simposio de movimientos en masa en la región andina

RAMMS - DEBRIS FLOW: Modelación numérica de la avalancha de roca del 21 de abril de 2007 en Punta Cola, región de Aysén, Chile

Marcela Vollmer Q.[1,2], Sergio Sepúlveda[1,3], Thomas Scheuner[4], Angelo Castruccio[1].
(1) Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Física y Matemática, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(2) Geotest Chile , Chile
(3) Instituto de Ciencias de la Ingeniería, Universidad de O´Higgins, Rancagua, Chile
(4) Geotest AG, Suiza

Chile, al ser un país tectónicamente activo, se encuentra vulnerable a distintos riesgos geológicos, entre los cuales se encuentran las remociones en masa. El Servicio Nacional de Geología y Minería publicó el primer catastro nacional de desastres naturales entre los años 1980 – 2015, donde el número de fallecidos es al menos 1.000 personas y los daños alcanzan un costo de US$32.000.000.000 en el periodo. Son estas cifras las que refuerzan la necesidad de estudiar a profundidad los procesos naturales con los que convivimos. Unos de los casos importantes fue el ocurrido en el fiordo de Aysén, donde un enjambre sísmico culminó el día 21 de abril de 2007 con un peak de 6.2Mw en Punta Cola. Este terremoto causó diversas remociones de masas, como deslizamientos de roca, de suelo superficial y de suelo-roca. La avalancha de rocas más grande fue la de Punta Cola, la cual registró un volumen inicial de 22,4 Mm^3 y un volumen erosionado de 7 Mm^3, aproximadamente. Se utilizó el programa RAMMS – Debris Flow para calibrar de manera iterativa los parámetros friccionales (ξ y μ) que mejor reproducen la avalancha de roca de Punta Cola. Los datos de entrada fueron las alturas del run-up y los espesores de los depósitos según lo observado en terreno por Oppikofer et al. (2012). Los parámetros que mejor modelan la avalancha fueron 0,18 para μ, 100 [m/s^2] para ξ, y un criterio de detención del 2%. Si bien, se presentan errores entre lo modelado y lo observado, que van desde un 3% a un 30%, éstos se encuentran dentro de lo esperado para análisis como este. Los resultados sugieren que el programa RAMMS-Debris Flow permite simular avalanchas de rocas adecuadamente. En una segunda etapa, se debe calibrar el modelo considerando el módulo de erosión. Este módulo predice la profundidad de erosión de los sedimentos causada por los flujos, y consiste en dos componentes principales, la profundidad potencial de erosión, que depende del esfuerzo al corte en el lecho del canal, y la tasa de erosión vertical. Dada la proporción entre el volumen deslizado y el erosionado, considerar este módulo puede ser fundamental para tener resultados más exactos. Actualmente, se está llevando a cabo una investigación para determinar la aplicabilidad de este módulo a las avalanchas de rocas, en conjunto con los desarrolladores del software del Instituto Suizo de Avalanchas y Nieve (SLF/WSL).

PRIN-1: V Simposio de movimientos en masa en la región andina

Modelación numérica 2D de los depósitos aluvionales observados en la quebrada Crucesita, río El Carmen, Huasco

Gerardo Zegers[1], Alex Garces[1], Albert Cabré[1], German Aguilar[1], Santiago Montserrat[1].
(1) AMTC, FCFM, Universidad de Chile

Entre los días 23 y 25 de marzo del año 2015 se desarrolló una tormenta en el área norte del país, en las regiones de Antofagasta, Atacama y Coquimbo, que provocó una serie de daños debido a los flujos de detritos y barro y a las inundaciones generadas. En particular, en la la cuenca alta del río Huasco, en las áreas de los ríos El Carmen y El Tránsito, una serie de quebradas se activaron y desarrollaron flujos aluvionales que afectaron a la población, dañando viviendas y zonas agrícolas. Los flujos aluvionales originados en las quebradas laterales generaron depósitos en los conos aluviales y en la ribera de los ríos principales (El Carmen y El Tránsito), generando cambios morfologicos importantes en el río. A través de campañas de terreno y análisis de imágenes LIDAR se identificaron 5-6 facies con distintas características sedimentológicas, generadas por la tormenta del 25M. En el presente estudio se comparan estas facies caracterizadas con los resultados de un modelo numério bidimensional (FLO2D) de los aluviones ocurridos en la quebrada Crucesita, río El Carmen. El principal objetivo de este trabajo es reproducir el vólumen y área que ocupan los depósitos de sedimentos encontrados después de las crecidas aluvionales ocurridas en marzo de 2015. Si bien se trata de un solo evento de tormenta, la observación de los depósitos sugiere que durante la duración de la torment ocurrieron distintos pulsos aluvionales. Actualmente, la mayoría de los modelos numéricos utilizados en la modelación de flujos aluvionales, consideran la mezcla sólido-liquido como un fluido equivalente con ciertas características reológicas. La reología utilizada depende de las características granulométricas, en particular del porcentaje de finos, y principalmente de la concentración de sedimentos. A pesar de las limitaciones de los modelos, se simuló el proceso de depositación de sedimentos de las crecidas de marzo de 2015 como una serie de oleadas aluvionales con distintas concentraciones de sedimento. Para el caso de las últimas oleadas, correspondientes a flujos diluidos, se encontró que más que el flujo aluvional, la morfología de los depósitos responde a procesos de erosión y depositación como los que ocurren en flujos liquidos de baja concentración de sedimentos. De esta manera, se desarrollo una metodología de transporte de sedimentos en ríos capaz de explicar los cambios morfológicos en el cono aluvial durante la última fase del evento aluvional.

PRIN-2: Evaluación del peligro volcánico: experiencias y desafíos metodológicos

Evaluación del peligro de inundación por lahares en los volcanes Callaqui, Llaima, Lonquimay, Mocho-Choshuenco, Tolhuaca y Villarrica, Chile

Nicolas Gabriel Alvarez[1], Jose Palma[1].
(1) Departamento Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias Químicas, Universidad de Concepción

El presente trabajo desarrolla una evaluación del peligro de lahares en los volcanes Callaqui, Llaima, Lonquimay, Tolhuaca, Villarrica y Mocho-Choshuenco, en las regiones del Biobío, Araucanía y Los Ríos. Los lahares son considerados uno de los peligros volcánicos más destructivos y frecuentes en los volcanes en estudio, debido a los grandes volúmenes de agua disponibles en glaciares y nieve. Sumado a esto, la presencia de centros poblados cercanos a los volcanes, hacen necesario el análisis de este peligro tanto para ayudar en la planificación territorial como para el desarrollo de planes de emergencia volcánica.

La metodología empleada incluye una revisión bibliográfica de los antecedentes geológicos y volcanológicos, el estudio de la actividad histórica y observaciones sobre las características de los depósitos laháricos y morfología de los valles por donde avanzan y la definición de los posibles escenarios eruptivos y las condiciones de generación de lahares en los diferentes volcanes. Luego, para obtener las zonas de inundación, se utilizó la herramienta "LaharZ", la cual utiliza una modelación numérica basada en una correlación empírica entre el volumen de un evento lahárico y las áreas inundadas (Iverson *et al.,* 1988; Schilling, 1988).

Los resultados obtenidos dan cuenta del poco volumen necesario para que estos flujos alcancen grandes distancias. Además, en el caso de los volcanes que presentan menor actividad histórica, el análisis del comportamiento de los flujos se vuelve menos confiable, debido a la poca información disponible sobre el tipo de erupciones que estos puedan presentar, y las características y condiciones de generación de lahares.

Finalmente, mediante una metodología en desarrollo, se realiza una integración semi–cuantitativa de los peligros volcánicos, la cual depende de la recurrencia, alcance y potencial de impacto de cada peligro, en los distintos escenarios eruptivos probables. Además, esta permite la comparación de zonas de peligro entre diferentes volcanes y peligros, dada la categorización objetiva y el uso de los mismos parámetros para evaluar cada peligro y escenario. De esta forma, se confeccionan mapas de peligros para cada volcán, identificando diferentes zonas con distinto grado de peligro, para así contribuir a la generación y mejoramiento de planes de emergencias en caso de erupción en alguno de los volcanes en estudio.

PRIN-2: Evaluación del peligro volcánico: experiencias y desafíos metodológicos

Evaluación del peligro de caída de tefra y proyectiles balísticos volcánicos en los volcanes Callaqui, Tolhuaca, Lonquimay, Llaima, Villarrica y Mocho-Choshuenco, Chile

Diego I. Arias[1], Jose L. Palma[1].
(1) Ciencias de la Tierra, Ciencias Química, Universidad de Concepción, Concepción, Chile

El presente trabajo desarrolla un análisis de peligro por caída de tefra y proyectiles balísticos volcánicos (PBVs) en los volcanes: Callaqui, Tolhuaca, Lonquimay, Llaima, Villarrica y Mocho-Choshuenco (regiones del Biobío, La Araucanía y Los Ríos). Los objetivos principales de este trabajo son: evaluar y comparar el peligro por caída de tefra y PBVs en los diferentes volcanes a través de análisis de escenarios eruptivos explosivos y modelación numérica, e integrar los resultados en una evaluaciónde peligro volcánico para cada macizo.

Para la evaluación de peligro se hizo un análisis de geología volcánica, recopilación de actividad eruptiva histórica y revisión de depósitos volcánicos (terreno y bibliografía); analizando la recurrencia, magnitud y características de la caída y dispersión de tefra junto a PBVs, con el fin de evaluar los posibles escenarios y zonas de peligro. Para ello se ocupó un modelo numérico, *Tephra2* (Bonnadona *et al.,* 2010), ingresando parámetros eruptivos de escenarios a modelar para luego obtener resultados de acumulación probabilística de tefra; para PBVs, se recurre a estudios comparativos sobre distancias máximas alcanzadas en erupciones explosivas propias del edificio volcánico y similares en el mundo.

Los resultados indican que las emisiones de tefra durante ciclos eruptivos es frecuente en todos los volcanes, sin embargo, Villarrica y Llaima presentan una mayor actividad y magnitud eruptiva. La dispersión de tefra presenta en general una predominancia al E determinada por los vientos en la zona volcánica. En cuanto a caída de PBVs, se considera un fenómeno proximal con distancias de 1-5 km desde la fuente, pobremente afectados por advección de los vientos. Cabe destacar que, el escaso registros eruptivo de los volcanes Tolhuaca y Callaqui hace necesario una comparación con símiles en el mundo de los cuales se tenga más investigaciones de las que se pueda obtener parámetros eruptivos.

Para la integración de los peligros volcánicos se desarrolló una nueva metodología semi-cuantitativa donde se evalúan aspectos de: recurrencia, alcance y potencial de impacto de cada peligro para cada escenario considerado, lo que permite la comparación de las zonas de peligro de caída de tefra y PBVs entre distintos volcanes.Finalmente los resultados se presentan en mapas de peligros, comprensibles para la mayoría del público, con el fin de ser utilizados en la implementación de planes de emergencia volcánica en la zona de estudio.

PRIN-2: Evaluación del peligro volcánico: experiencias y desafíos metodológicos

Mapa de peligro del Grupo Volcánico Carrán – Los Venados

Lizette Bertin[1], Hugo Moreno[2], Laura Becerril[3], Rodrigo Calderón[1], Maira Figueroa[1], Rayen Gho[1], Felipe Flores[1].
(1) Servicio Nacional de Geología y Minería, Chile
(2) Oficina Técnica de Puerto Varas, Servicio Nacional de Geología y Minería, Puerto Varas, Chile
(3) Instituto de Ciencias de la Tierra Jaume Almera, España

El Grupo Volcánico Carrán – Los Venados (GVCLV), ubicado en la región del Los Ríos, está formado por al menos 70 centros volcánicos que comprenden conos de piroclastos, cráteres y maares, alineados en una orientación N60 - 70°E. Al menos 70 erupciones se han reconocido desde el Pleistoceno Superior al reciente, que incluye a las 3 erupciones históricas de los años 1907, 1955 y 1979, donde los estilos eruptivos predominantes han sido erupciones estrombolianas y freatomagmáticas. Tomando en cuenta estudios previos y nueva información geológica, se elaboró un mapa de peligros volcánicos considerando los últimos 16 ka de actividad. Se determinaron las zonas susceptibles de hospedar un nuevo centro de emisión en el futuro a través de un análisis de probabilidad espacial considerando variables volcano - estructurales como fallas, lineamientos, fisuras y centros de emisión clasificados de acuerdo a su edad. Luego, se evaluó la extensión potencial de los peligros según lo identificado en el registro postglacial, con lo cual se delinearon zonas susceptibles según la topografía y se complementaron con la utilización de modelos numéricos, adaptados a la geomorfología de la zona. Los mapas de peligro de flujos de lava, PDC y lahares, fueron resumidos en un único mapa con tres grados de peligrosidad (alto, medio, bajo), a partir de una matriz de peligrosidad que considera la recurrencia y magnitudes de cada uno, mientras que la eyección de piroclastos balísticos y la acumulación de piroclastos de caída han sido tratadas de manera independiente. Los resultados de este trabajo se presentan en un mapa de escala 1:50.000 para peligros proximales, en el cual se incluyen curvas de acumulación de 10, 50 y 100 cm de material piroclástico de caída. Dada su frecuencia y estilo eruptivo, el GVCLV corresponde a un centro de alta actividad y peligrosidad, susceptible de comenzar un nuevo ciclo eruptivo en el transcurso de años o décadas. La actividad futura puede afectar de manera severa valles aledaños y sectores que lo rodean, principalmente los cursos medios e inferiores de los ríos Nilahue y Riñinahue, así como también el río Los Venados y los esteros Muchi, Chipanco y Quirrasco. Además, la región cordillerana fronteriza de las regiones de Los Lagos y Los Ríos, podría verse afectada por la caída de material piroclástico durante erupciones explosivas.

PRIN-2: Evaluación del peligro volcánico: experiencias y desafíos metodológicos

Modelamiento de lahares del Complejo Volcánico Nevados de Chillán a través del software RAMMS (Rapid Mass Movement Simulation)

Laura Bono[1], Silvia Arce[1], Paula Olea[1].
(1) Departamento de Geomática, SERNAGEOMIN, Santiago, Chile

El complejo volcánico Nevados de Chillán se ubica en la cordillera de los Andes, alrededor de 80 km de la ciudad de Chillán. Este complejo volcánico tiene un robusto registro histórico de erupciones de los últimas dos centenas, además de depósitos laháricos en los cauces aledaños al volcán, por lo que es importante estimar la magnitud de eventuales episodios laháricos por medio de simulaciones de flujos, que pudieran ocurrir ante el actual escenario de alerta naranja declarado por SERNAGEOMIN en el cual se encuentra este complejo. Particularmente, se analizaron los posibles escenarios de lahares que pudieran ocurrir en el Estero Shangri-la, Estero Renegado y río Gato, que se estima podrían verse afectados por el colapso del domo que crece en el cráter Nicanor. Para la metodología de este trabajo se utilizó el software RAMMS (Bartelt *et al*., 2013) utilizando los datos de calibración para el volcán Villarrica (Bono, 2014). Para este estudio se propusieron volúmenes entre 500.000 y 1.000.000 m^3. Con estos volúmenes propuestos se obtienen altura de ola promedio de 6 m y una velocidad promedio de 5 m/s. En estas simulaciones se alcanzan distancias de hasta 10-12 km desde el punto de inicio del flujo. En general, los mapas que se obtienen de las áreas de inundación de las simulaciones sirven como una primera aproximación para estimar peligros en la zona. Es importante complementar esta información con los caudales de los flujos en estudio y observar los defectos en la información topográfica. Adicionalmente, la utilización de este software permite obtener altura de olas, velocidades instantáneas y áreas de afectación desde varios puntos de inicio del flujo, con lo cual se pueden tomar más medidas de mitigación ante un eventual evento de lahar. La utilización de un modelo de flujos de detritos es un buen complemento a otro tipos de modelamientos hidrológicos (Flo2D), o modelos empíricos (LAHARZ; MSF) en la zona de estudio para tener un manejo de una mayor cantidad de variables y escenarios posibles.

Bartelt, P,, Buehler, Y,, Christen, M,, Deubelbeiss, Y,, Graf, C,, McArdell, B,, , , , Schneider, M, (2013), *RAMMS rapid mass movements simulation: User Manual v1,5 Debris Flow,* WSL Institut für Schnee- und Lawinenforschung SLF, Bono, L. (2014). *Modelación de los lahares del volcán Villarrica en el sector de Pucón, región de la Araucanía.* Santiago: Tesis de memoria. Universidad de Chile.

PRIN-2: Evaluación del peligro volcánico: experiencias y desafíos metodológicos

Mapas de peligro volcánico en Chile: situación actual, desafíos y proyecciones

Felipe Flores[1], Alvaro Amigo[1], Luis Lara[1], Rodrigo Calderon[1], Gabriela Jara[1].
(1) Red Nacional de Vigilancia Volcánica, Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago, Chile

El proceso de evaluación y cartografía del peligro ha sido tema de discusión permanente entre los profesionales a cargo de la elaboración de mapas de peligro volcánico. Este debate se ha suscitado no solo en el ámbito interno de la institución pública responsable de la producción de estos mapas sino también en la comunidad de consultores, académicos y la comunidad científica internacional. Una expresión evidente de la divergencia es la variedad de estilos y metodologías empleadas para realizar el análisis y representar el resultado. En el caso de la cartografía oficial generada por SERNAGEOMIN, la discrepancia se evidencia en las notorias diferencias de los mapas, al punto que productos publicados en un mismo año, por distintos autores, carecen de elementos comunes. Para superar esta divergencia y con el fin de consensuar un producto homogéneo, durante el año 2014 se trabajó en la primera versión de un "Manual de Normas y Metodologías Aplicables a la Producción de Mapas de Peligro Volcánico", documento que estableció por primera vez y de manera formal los lineamientos para la producción cartográfica en esta temática.

Tras cuatro años desde aquella versión, se presenta una segunda edición que actualiza aspectos relevantes que su versión predecesora trataba con cierta ambigüedad. Entre otros aspectos, se consolida la definición de tres productos cartográficos oficiales a elaborar, con escalas, criterios de priorización y objetivos diferentes: (1) Mapas de Peligro Volcánico Regular; (2) Mapas de Peligro Volcánico Regional y (3) Mapas de Peligro Volcánico Microzonificado. Adicionalmente, se incorpora para la integración de los peligros por distintos procesos, dos matrices de relación; una referida a las relaciones magnitud-frecuencia de los procesos volcánicos y otra que establece la severidad o parámetros físicos asociados a ellos, cuantificando su potencial impacto. Finalmente, se incorpora un flujograma para el proceso cartográfico, en el cual, se establecen las etapas, subproductos y responsables de cada actividad conducente a la elaboración de este tipo de mapas.

Este trabajo pretende compartir la experiencia de elaboración de mapas de peligro volcánico, proponer una metodología moderna para la evaluación de la peligrosidad y establecer aspectos de representación y salida cartográfica del producto final, con la intención de explorar a corto plazo formas de representación interactivas, donde el usuario adecua el producto a sus intereses y/o necesidades

PRIN-2: Evaluación del peligro volcánico: experiencias y desafíos metodológicos

Delimitación de susceptibilidad ante peligro volcánico mediante teledetección: Caso de la Isla Fogo utilizando primeros resultados de la misión Sentinel 1A

Daniela Enrica Ledezma[1], Ivo Fustos [2].
(1) Obras civiles y geologia, Ingenieria, Universidad Catolica de Temuco
(2) Universidad de La Frontera

La isla Fogo, ubicada en el archipiélago de Cabo Verde (14°55'3" N, 23°30'32"W), posee un estratovolcán activo asociado a un volcanismo intraplaca. Con base en imágenes satelitales microondas y posterior análisis interferométrico, se observaron deformaciones provocadas por el último evento eruptivo registrado. Integrando esta técnica con antecedentes recopilados del área de estudio, como coladas de lavas historicas, pendiente y relieve, se delimitaron zonas de riesgos, generando un mapa exploratorio. Gracias a los resultados preliminares del interferograma y datos recopilados por bibliografía, se pudo establecer una relación entre los factores que engloban el riesgo, como la peligrosidad que es la probabilidad de que un lugar sea afectado por un determinado evento, la vulnerabilidad que es la expectativa de daño o pérdida sobre un determinado elemento expuesto, y el valor que representa la cuantificación, en términos de vidas humanas, de coste, etc. de los elementos susceptibles de ser afectados por el evento. Mediante esto, se generaron diferentes capas para abarcar cada factor (coladas de lava históricas, de pendiente y relieve, y uso de suelo, respectivamente). Para el mapa se definieron cuatro zonas de riesgo las que corresponden a zonas de riesgo alto, moderado alto, moderado bajo y bajo. Dentro del mapa es posible observar zonas catalogadas de bajo riesgo en los alrededores del cono volcánico y adventicio, sin embargo, estas representan coladas de lavas históricas, donde coladas recientes bordearon las más antiguas, por lo que ésta podría ser una zona más cercana y segura para los pobladores ante otro evento eruptivo. Por lo tanto, a partir de los interferogramas se pudo definir el control estructural de la zona de estudio, permitiendo delimitar la susceptibilidad que presenta esta isla ante los riesgos que puede producir este volcán. Cabe destacar que se necesita de mayor información del lugar para poder hacer una delimitación de riesgos de forma óptima, eficiente y concluyente, producto de algunos errores que se puedan observar en el mapa exploratorio. Esto podría ser subsanado a través de un análisis satelital más robusto y nuevos datos in situ detallados del lugar.

PRIN-3: Estimación del peligro de inundación por tsunami

On the preservation potential of tsunami deposits

Heinrich Bahlburg[1], Michaela Spiske[2].
(1) Institut fuer Geologie und Palaeontologie, Geosciences, University of Muenster
(2) Departement für Umweltwissenschaften, Universität Basel, Basel, Switzerland

Tsunamigenic earthquakes belong to the ambient noise of plate tectonics. A significant part of this record is stored in tsunami sediments. Theoretically, these deposits should be very common in coastal lowland successions. A large number of studies shows that they are not.

We present results of re-surveys of Recent tsunami deposits of Peru and central Chile. In an arid climate, the Peruvian events include Chimbote (1996), Camaná (2001) and Pisco-Paracas (2007), we re-surveyed in 2007 and 2008. In central Chile our study site is on Isla Mocha, in a humid climate. The original deposits formed by the February 27, 2010, tsunami, we re-surveyed in 2012, 2015 and 2017.

At Chimbote, all deposits have been removed by flash floods and waves. At Camaná, only the largest rip-up clasts of soil which had been deposited on the coastal plain survived. The spatial distribution and thickness of the sediments of the Pisco-Paracas tsunami had decreased considerably in 2008. We recognized multiple layers, ripup clasts, shell accumulations, imbricated gravel layers, small concrete boulders and mud caps.

On Isla Mocha in 2012, vegetation had covered the 2010 tsunami deposits. Since 2010, sediment beyond 200 m from the coast had been removed by surface processes and grazing cattle. Grain-size distributions of the preserved sediment show an increase of the sand fraction at the expense of the coarser grain sizes. Boulders moved by the 2010 tsunami disintegrated into smaller fragments of various sizes. Veneers of dried algae documenting the derivation of boulders from the tidal zones had flaked off from most rock surfaces.

The modification of the Isla Mocha tsunami boulders and sediments questions the applicability of inverse models using paleotsunami deposit thickness and grain-size distributions to infer parameters of past tsunamis. Inverse models will consequently underestimate tsunami flow parameters and may result in the inference of erroneous transport and event magnitudes.

The preservation style and potential of tsunami deposits depends on climate, geomorphic changes and diagenesis. We conclude that the preservation potential of tsunami deposits is low and that the available (pre-)historic tsunami record is highly fragmentary. Calculations of recurrence intervals based on pre-historic successions are therefore minimum estimates which suggest an apparent hazard potential significantly lower than the real danger.

PRIN-3: Estimación del peligro de inundación por tsunami

Estimación de incertidumbre en la fuente de tsunami mediante inversión bayesiana transdimensional rápida de mareogramas

Roberto Benavente[1], Alejandro Urrutia[1], Jorge Crempien[1,2], Rodrigo Cienfuegos[1,3].
(1) Centro de Investigación para la Gestión Integrada del Riesgo de Desastres (CIGIDEN), Pontificia Universidad Católica de Chile
(2) Departamento de Ingeniería Estructural y Geotécnica, Escuela de Ingeniería, Pontificia Universidad Católica de Chile
(3) Departamento de Ingeniería Hidráulica y Ambiental, Escuela de Ingeniería, Pontificia Universidad Católica de Chile

La caracterización rápida de la fuente de tsunami es crucial para una adecuada evaluación de su impacto y seguimiento de su evolución. Debido a que los mareogramas representan una medición directa del tsunami, existe un creciente interés de la comunidad en utilizarlos para realizar tal caracterización. Sin embargo, este proceso involucra lidiar con un alto nivel de incertidumbre (frecuentemente omitido del análisis), ya que los datos normalmente son insuficientes y ruidosos, por lo que nuestras inferencias sobre la fuente resultan limitadas. En este trabajo ilustramos el uso del marco bayesiano transdimensional para invertir la fuente generada por el terremoto de Tohoku (2011, Mw = 9.1), con énfasis en una inversión rápida que sea de utilidad en un contexto de respuesta a la emergencia. En el formalismo bayesiano combinamos nuestro conocimiento previo (sin datos de tsunami) sobre la fuente tsunamigénica con el adquirido mediante los datos, para obtener una distribución de probabilidades (a posteriori) que informa sobre los modelos que son consistentes con la información que poseemos. De esta forma, el cálculo de incertidumbres es relativamente trivial una vez obtenida la distribución a posteriori. En esta aplicación utilizamos un marco transdimensional, es decir, en el que el número de parámetros necesarios para describir la fuente tsunamigénica, es desconocido y debe ser seleccionado de manera que sea consistente con la información contenida en los datos. De esta forma, las incertidumbres resultantes no estarán sesgadas por discretizaciones arbitrarias del área de la fuente. Para satisfacer los requerimientos de rapidez en la solución, desarrollamos un marco de inversión en el que evaluamos el soporte de los datos a diferentes parametrizaciones del modelo de fuente mediante el cálculo analítico de la evidencia bayesiana. Dicha cantidad entrega información vital sobre el nivel de complejidad del modelo requerido por los datos y al mismo tiempo respeta el principio de parsimonia. Aún cuando probamos nuestra metodología para parametrizaciones sencillas, nuestros resultados muestran consistencia con otros estudios sobre el evento. Creemos que la flexibilidad, robustez y sencillez de nuestro algoritmo serán de gran utilidad para sistemas de monitoreo de tsunamis. Adicionalmente el algoritmo presentado es bastante general y puede ser empleado en diversos problemas geofísicos, sin requerir grandes capacidades computacionales.

PRIN-3: Estimación del peligro de inundación por tsunami

Modelación numérica de tres tsunamis generados por deslizamientos de tierra submarinos en el talud continental frente a la Península de Arauco.

Ignacia Calisto[1], Hermann Schwarse[2], Matt Miller[1].
(1) Geofísica, Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Concepción
(2) Geofísica, Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile

Estudios recientes de tres grandes deslizamientos de tierra generados en el Pleistoceno sobre el talud continental frenta a la Península de Arauco, Chile, muestran la posibilidad de que hayan generado tsunamis destructivos debido a las características que debieron tener. Este trabajo muestra los posibles escenaros de los deslizamientos y los tsunamis que produjeron, poniendo especial énfasis en la evidencia existente. Tanto los deslizamientos de tierra submarinos como los tsunamis generados por ellos fueron simulados numéricamente a partir de dos programas que trabajan con el modelo de agus someras: VolcFlow v3.6 y COMCOT v1.7, respectivamente. Estos programas nos permtieron estudiar sus diferentes características dinámicas y la interacción entre ellos. Para ello, se reconstruyó la batimetría previa a los deslizamiento por medio de interpolaciones 2D en las cuencas dejadas por los depósitos. Además fue necesario buscar la mejor reología que representase los flujos usando evidencias indirectas aportadas por imágenes de reflexión sísmica. Se encontraron modelos que representan un deslizamiento submarino y que sus características dinámicas y la forma de depositación son respaldadas por la evidencia existente. En todos los casos se generaron tsunamis con frente de ondas iniciales de grandes amplitudes, con una polaridad positiva curvándose hacia el Oeste a medida que se propagaban las ondas y seguidos por otras fases de alta frecuencia y baja amplitud. Las grandes amplitudes iniciales fueron asociadas al rápido aumento en la velocidad del flujo de escombros producto de las altas pendientes del talud continental, y las grandes caídas de amplitudes combinada con altas frecuencias, se asociaron al rápido descenso de los deslizamientos sobre el talud continental llegando a profundidades donde el efecto del deslizamiento en la superficie es menor, producto de la lejanía de la fuente.

PRIN-3: Estimación del peligro de inundación por tsunami

The extraordinary tsunami of Palu 2018 and its implications for Chile

Matias Carvajal[1], Ignacio Sepúlveda[2], Cristian Araya[3], Daniel Melnick[4], Manuel Contreras-Lopez[5], Patricio Winckler[6].
(1) Programa de Doctorado en Ciencias Geológicas, Ciencias Químicas, Universidad de Concepción
(2) School of Civil and Environmental Engineering, Cornell University
(3) Escuela Ciencias del Mar, Pontificia Universidad Católica de Valparaíso
(4) Ciencias de la Tierra, Universidad Austral de Chile, Valdivia, Chile
(5) Centro de Estudios Avanzados, Universidad de Playa Ancha
(6) Escuela de Ingeniería Civil Oceánica, Universidad de Valparaíso

The worrying consequences of the 2010 Maule earthquake and tsunami led to significant advances in tsunami research in Chile. These advances were rapidly reflected by improved technical, administrative and social response strategies in response to tsunamis that occurred farther north in 2014 and 2015. In spite of this progress, much remains to be explored in terms of tsunami risk assessment and mitigation planning. This is particularly important in research areas focused on the hazard component that drives tsunami risk. For example, little or no effort has been made in assessing tsunami hazards that consider heterogeneous slip scenarios, as those commonly inferred from geodetic data for megathrust earthquakes in most subduction zones. One of these scenarios includes triggered splay faults rooted in the megathrust, which have received increased attention in recent years due to their tsunamigenic potential. These reverse or normal faults, which branch upwards from the shallow plate interface and may reach the surface, are considered as an import mechanism in tsunami generation due to their steeper dip angles with respect to the megathrust, which may result in enhance seafloor uplift, which in turn controls tsunami heights at the coast. In spite of the evident tsunamigenic potential of splay faults, little effort has been devoted worldwide to investigate their effects on the hydrodynamic characteristics of the resulting tsunamis. Here, we use recent knowledge gained from geophysical observations to explore the potential effects that splay fault triggering may have on near-shore tsunami characteristics along the Chilean coast. Particularly, we compare amplitudes, inundation areas and spectral characteristics of tsunamis predicted from a suite of hypothetical megathrust earthquake scenarios with and without accompanying splay fault triggering. We also explore the effects of the geometry and location of splay faults based on synthetic geometries and branching depths. We further attempt to test hypotheses of splay fault triggering during the 1960 Chile tsunami by comparing observations of tsunamis and land-level changes with those predicted by different hypothetical sources constructed from geometries of splay fault candidates inferred from geophysical images. This study is supported by *Iniciativa Científica Milenio* through grant NC160025 Millennium Nucleus CYCLO: The Seismic Cycle along Subduction Zones.

PRIN-3: Estimación del peligro de inundación por tsunami

El Tsunami de campo lejano del 27 febrero de 2010 en el Archipiélago de Juan Fernández

Manuel Contreras-López[1], Wolfgang Breuer[2], Felipe Igualt[3], Cristopher Zambra[4], Patricio Winckler[5].
(1) Facultad de Ingeniería y Centro de Estudios Avanzados, Universidad De Playa Ancha De Ciencias De La Educación, Valparaíso, Chile
(2) Facultad de Arquitectura y Diseño, Universidad Andrés Bello, Viña del Mar, Chile
(3) Escuela de Arquitectura y Diseño, Pontificia Universidad Católica de Valparaíso, Viña del Mar, Chile
(4) Ingeniero de Proyectos GHD, Chile
(5) Escuela de Ingeniería Civil Oceánica, Facultad de Ingeniería, Universidad de Valparaíso, Valparaíso, Chile

Introducción

El 27 de febrero de 2010, a hora local 3:34 AM, la zona central de Chile fue sacudida por un terremoto que alcanzó una magnitud de 8.8 grados en la escala de Richter. Como consecuencia del terremoto, se registraron ondas de tsunami que impactaron con gran intensidad 550 kilómetros a lo largo de la costa continental, desde San Antonio (33°35'S) a Tirúa (38°15'S), afectando también el Archipiélago Juan Fernández (33°37'S; 78°50'W), distante unos 600 km de la costa en el Pacífico Sur Oriental (Fritz *et al.* 2011). Unos 40 minutos después del terremoto, el poblado de San Juan Bautista, compuesto por alrededor de 600 habitantes, ubicado en Bahía Cumberland fue impactado sin previo aviso por ondas de tsunami que arrasaron con la zona baja del pueblo, dejando a su paso un total de 16 víctimas fatales, unas 50 familias damnificadas y 160 edificaciones destruidas (Contreras & Winckler 2013), y un fuerte impacto en las principales actividades económicas de la isla como son la pesca artesanal y el turismo. Se trata del segundo tsunami de campo lejano que afectó localidades pobladas sin previo aviso durante el presente siglo (el primero fue el tsunami del océano Índico del año 2004). La onda de tsunami destruyó el mareógrafo emplazado en el lugar, por lo que no se cuenta con un registro instrumental *in situ*. Este trabajo reporta el levantamiento de antecedentes realizado en la zona de inundación del Archipiélago y la interpretación del desarrollo del fenómeno de acuerdo a entrevistas realizadas a testigos y sobrevivientes del tsunami. Lo anterior se contrasta con 4 modelos de tsunami con el objetivo de seleccionar el que mejor representa el desarrollo del fenómeno. Se propone un conjunto de consultas para ser realizadas en una entrevista semi-estructurada que permita extraer información útil para ser contrastada con modelos numéricos. La isla comenzó a ser ocupada intermitentemente en 1591, por ejemplo Alejandro Selkink la ocupó en forma solitaria entre 1704 y 1709, encontrándose completamente deshabitada durante el tsunami del 8 de Julio de 1730, reconocido como el evento histórico más significativo para Chile central (Carvajal et al. 2017). Sin embargo, el 25 de mayo de 1751, aproximadamente 40 colonos de una población total de 170 perecen debido al tsunami que llegó ese día a la isla, lo que se repite el 20 de febrero de 1835. El tsunami de 1922 generó una penetración máxima estimada en 20m, mientras que el tsunami de 2 de abril de 1946 proveniente de las Aleutianas provocó una penetración de 50m y runup de 2.7m (Okal et al. 2002); en tanto que el tsunami de 1960 fue una lenta recogida de mar de unos 30 metros horizontales, seguido de unas 6 a 8 ondas que sólo arrastraron y dañaron embarcaciones menores (Sievers et al 1963).

Área de Estudio

El archipiélago de Juan Fernández, forma la dorsal del mismo nombre, conformada por tres islas situadas entre 680 y 860 km de distancia del litoral de Chile en el Pacífico Sur Oriental y varios montes submarinos. Esta dorsal converge con el margen sudamericano a la latitud de Valparaíso (Figura 1-A). La isla de Robinson Crusoe (33°37S; 78°51W), con una superficie de 47.9 km2, es la más cercana a la continente. Es un remanente de estructura volcánica y presenta dos unidades discordantes correspondientes a un volcán de escudo seccionado por anfiteatros de colapso. La isla muestra una ocupación en sus zonas bajas, asociadas a desembocaduras de cuencas, donde se han depositado sedimentos, creando suelos de poca pendiente contiguos a la zona costera. En estos planos, que además cuentan con la presencia de cursos de agua, es donde se desarrollaron los primeros asentamientos. La presencia de las actividades e infraestructura productivas ligada a la pesca y más recientemente al turismo, influyó en la consolidación del poblado de unas 600 personas en este sector. El poblado de San Juan Bautista se ubica en la Bahía Cumberland, cuya configuración abierta hacia el norte lo convierte en blanco de tsunamis de campo lejano generados en la zona centro norte de Chile y en otros lugares del cinturón de fuego del Océano Pacífico.

PRIN-3: Estimación del peligro de inundación por tsunami

Metodología

Para caracterizar el tsunami de campo lejano en Bahía Cumberland, se contó con los antecedentes recabados en un post tsunami survey, realizado los días 27 y 31 de marzo y el 7 al 13 de abril de 2010, con el apoyo de la Armada de Chile:

- 250 puntos con información planimétrica y altimétrica, que permitieron determinan las variables de profundidad de inundación, intrusión horizontal, nivel de cota alcanzado y runup del tsunami (Figura 1-C.), de acuerdo a la metodología UNESCO. Los valores de runup y profundidad de inundación fueron publicados en Fritz et al. (2011).
- Un informe no publicado de la época (Winckler et al 2010) detalla el daño en infraestructura y proporciona diversos antecedentes útiles para caracterizar el desarrollo del tsunami.
- 22 entrevistas realizadas durante el año 2010 fueron conservadas en audio y texto. Estas entrevistas fueron sistematizadas respondiendo a las siguientes preguntas:
    - Edad, ocupación/formación
    - Lugar en que se encontraba antes del tsunami
    - Debido a que la alarma del tsunami fue el toque de un gong que se encontraba en la plaza del poblado: ¿vio tsunami antes del gong? ¿Escucho gong?
    - Comportamiento durante el tsunami: ¿Lo alcanzó el tsunami ¿Vio la destrucción durante el tsunami? ¿Dónde se refugió?¿puede describir el comportamiento del tsunami?

Por último, utilizando COMCOT y una batimetría que consolida GEBCO con las cartas náuticas SHOA N°5419 y 5411. Se probaron 4 modelos: a) deformación inicial uniforme (Zambra 2014), Lorito et al (2011), Fuji & Satake (2013), Yue et al (2014)

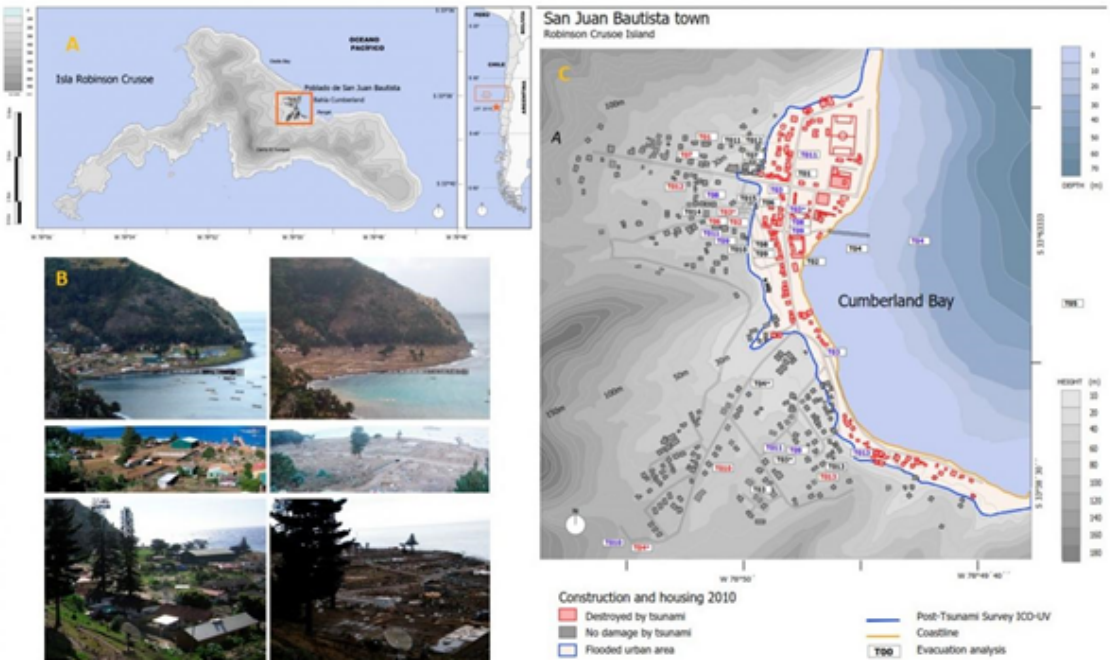
Resultados y Discusión

El tsunami se aproximó al archipiélago de Juan Fernández desde el sureste. En la Isla Robinson Crusoe, las ondas generadas alcanzaron las costas en forma de leves anomalías a partir de las 03:42 AM y como varias olas grandes a contar de las 04:23 AM, instante en que el mareógrafo del SHOA dejo de registrar. El tiempo de arribo del tsunami al poblado se estima en 49 minutos. Las ondas del tsunami arrasaron la zona baja del poblado de San Juan Bautista, donde se encontraban la mayoría de los servicios públicos y gran parte de la actividad comercial y turística de la isla. Diversos son los relatos de personas que salvaron sus vidas nadando en aguas turbulentas, algunas aferradas a escombros o árboles, con la escasa iluminación que proporcionaba la luna llena en una noche parcialmente nublada. En las figura2B se presentan fotografías del poblado de San Juan Bautista y del sector inmediato al muelle antes y después del tsunami. La manifestación inicial del tsunami ocurrió entre las 4:10 y 4:15 AM inundando hasta la mitad de la cancha de fútbol de manera lenta y silenciosa. De acuerdo a los testimonios de lugareños, pudo ser observada por la luz artificial en el borde costero. Cerca de esa posición se encontraba el generador de energía, que quedó fuera de operación con la segunda ola, dejando al pueblo en la oscuridad. Algunas personas que permanecían despiertas observaron la irrupción inicial de la onda y dieron la alarma en forma oral. Luego de la primera ola, se oyó el "gong" de alerta. Puede inferirse que la primera entrada de agua no generó suficiente ruido como para despertar a la totalidad de los residentes. Su carácter sorpresivo tampoco permitió avisos de alerta masivos. Luego de la primera ola se observó una recogida del mar de alrededor de 30 a 50m desde la línea de costa, descrita por un pescador cuya embarcación se encontraba amarrada al muelle. Luego de la recogida del mar se registró una segunda ola desde el Este e inmediatamente y a mayor velocidad una del Noroeste (desde sector "El Palillo"), que puede asociarse a las reflexiones sobre el talud batimétrico de bahía Cumberland. Aparentemente, el efecto conjunto de ambas es responsable del mayor daño ocurrido en las viviendas. A las 4:20 AM aproximadamente la inundación alcanza el inicio del camino La Pólvora. La inundación causo la implosión del gimnasio poco después de pérdida la energía eléctrica. Los testigos señalan que el ruido fue ensordecedor y que una vez ocurrido el ataque de las olas la superficie del mar volvió a una quietud estremecedora. De acuerdo a las mediciones en terreno, la intrusión horizontal máxima alcanzó 300m y el runup 20m, en tanto que la máxima profundidad de escurrimiento en las cercanías del borde costero alcanzo por sobre los 8m. Desde el relato de testigos, se aprecia que el mejor ajuste del comportamiento del tsunami se logra con el modelo basado en la deformación inicial propuesta por Lorito et al. (2011), sin embargo las alturas de este modelo son inferidas por el trabajo en terreno. En promedio, la inundación en la zona costera del poblado de San Juan Bautista superó los 10m de profundidad. Esta es una profundidad de inundación importante, si consideramos que curvas de fragilidad desarrolladas en Japón y Chile muestran que una altura de 2m de inundación puede generar la destrucción total o el desplazamiento de una edificación. Los principales mecanismos de falla de las edificaciones correspondieron a colapso total de edificaciones de tabiquería en madera, principal sistema constructivo usado en la isla, y al impacto de escombros arrastrados por el flujo de inundación.

PRIN-3: Estimación del peligro de inundación por tsunami

Bibliografía

Carvajal M, Cisternas M, Catalán PA (2017) Source of the 1730 Chilean earthquake from historical records: Implications for the future tsunami hazard on the coast of Metropolitan Chile. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 122(5), 3648-3660. Contreras M, Winckler P (2013) Casualties, housing, infrastructure and vessel losses due to the February 27, 2010 Chile tsunami on the central coast of Chile. Obras y Proyectos N° 14: 6 – 19. Fritz H, Petroff C, Catalán P, Cienfuegos R, Winckler P, Kalligeris N, Weiss R, Barrientos S, Meneses G, Valderas-Bermejo C, Ebeling C, Papadopoulos A, Contreras M, Almar R, Dominguez J, Synolakis C (2011) Field Survey of the 27 February 2010 Chile Tsunami. Pure Appl Geophys 168(11): 1989–2010. Fujii Y, Satake K (2013) Slip distribution and seismic moment of the 2010 and 1960 Chilean earthquakes inferred from tsunami waveforms and coastal geodetic data, Pure Appl. Geophys., 170, 1493–1509, Lorito S, Romano F, Atzori S, Tong X, Avallone A, McCloskey J, ... & Piatanesi A (2011) Limited overlap between the seismic gap and coseismic slip of the great 2010 Chile earthquake. Nature Geoscience, 4(3), 173. Okal EA, Synolakis CE, Fryer GJ, Heinrich P, Borrero JC, Ruscher C., Arcas D, Guille G, Rousseau D (2002) A field survey of the 1946 Aleutian tsunami in the far field. Seismol Res Lett 73(4), 490-503. Orellana M (1974) Historia de los primeros poblamientos de la isla Robinson Crusoe. In: Orellana M, Medina A, Morel O, Ruh M, Hernández R, Monleón J (eds) Las Islas de Juan Fernández. Publicaciones del Departamento de Ciencias Antropológicas y Arqueológicas, Universidad de Chile, Santiago, pp 11 -22. Sievers HA, Villegas G, Barros G (1963) The seismic sea wave of 22 May 1960 along the Chilean coast. B Seismol Soc Am 53(6): 1125-1190. Winckler P, Reyes M, Sepúlveda I, Molina M (2010) Observaciones de campo del tsunami del 27 de febrero de 2010 en Isla Robinson Crusoe, Archipiélago Juan Fernández. Yue H, Lay T, Rivera L, An C, Vigny C, Tong X, Báez Soto JC (2014) Localized fault slip to the trench in the 2010 Maule, Chile Mw= 8.8 earthquake from joint inversion of high-rate GPS, teleseismic body waves, InSAR, campaign GPS, and tsunami observations. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 119(10), 7786-7804. Zambra C (2015) Evaluación de peligro de tsunami en isla Robinson Crusoe, Juan Fernández. Memoria del proyecto para optar al Título de Ingeniero Civil Oceánico, Universidad de Valparaíso.



A) Ubicación del Poblado San Juan Bautista (en negro) y Bahía Cumberland en la Isla Robinson Crusoe, Archipiélago de Juan Fernández y su emplazamiento relativo al continente americano. Se señala lo localización del epicentro del 27 terremoto generador del tsunami. B) Imágenes antes y después del tsunami en el Poblado San Juan Bautista. C) Localización de edificaciones destruidas por el tsunami, línea de inundación por el tsunami registrada in situ y localización de entrevistados antes del tsunami (en negro), durante el desarrollo del mismo (en azul) y lugar donde se refugiaron (en rojo).

PRIN-3: Estimación del peligro de inundación por tsunami

Efecto de correlaciones espaciales de deslizamiento en fallas sobre la inundación por tsunami

Jorge Gustavo Federico Crempien[1,2], Alejandro Urrutia[2], Roberto Benavente[2], Rodrigo Cienfuegos[2,3].
(1) Departamento de Ingeniería Estructural y Geotécnica, Facultad de Ingeniería, Pontificia Universidad Católica de Chile
(2) Pontificia Universidad Católica de Chile, Chile
(3) Departamento de Ingeniería Hidráulica, Faculta de Ingeniería, Pontificia Universidad Católica de Chile, Macul, Chile

Los mega-terremotos y sus respectivos tsunamis son eventos altamente destructivos, pero poco frecuentes, por lo que la cantidad de datos relacionados a éstos son escasos. Esto motiva a simular escenarios con el fin de obtener mejores herramientas para planificar y gestionar de mejor manera el riesgo de desastres. La magnitud de los mega-terremotos está directamente relacionada con el tamaño promedio de sus asperezas, las que se pueden cuantificar mediante la medición de las correlaciones espaciales de deslizamiento en fallas. La heterogeneidad espacial de los deslizamientos en mega-terremotos controla, junto a características topo-batimétricas, los efectos del tsunami, por lo que es necesario cuantificar y obtener la estadística del efecto del tamaño de asperezas sobre la intensidad del tsunami. Para cuantificar las estadísticas de intensidades de tsunami, hemos simulado múltiples procesos cinemáticos de ruptura para un escenario de mega-terremoto, variando la correlación espacial del deslizamiento, donde se prescribe el deslizamiento final en cada sub-falla. La distribución espacial del deslizamiento se muestreó de un proceso estocástico que fuerza una correlación espacial. Para explorar la dependencia de las intensidades de tsunami causadas por la fuente sísmica, propagamos las ondas del tsunami sobre una batimetría simplificada, que representa el fondo abisal, la fosa oceánica, la plataforma continental y la costa. Los parámetros de intensidad que hemos calculado son el runup, altura de ola, energía o momentum de la ola, velocidad y tiempo de arribo de distintas olas. Resultados preliminares indican que hay un incremento en todas las intensidades con el aumento del tamaño de las asperezas. Creemos que esta dependencia tiene importantes implicancias en el estudio probabilístico del impacto del tsunami.

PRIN-3: Estimación del peligro de inundación por tsunami

Estimacion de la amenaza de tsunami en gaps sísmicos del margen Chileno a partir de un Modelo de Acoplamiento

José Tomás Drápela[1], Ignacia Calisto[1].
(1) Departamento de Geofísica, Facultad de Ciencias Físicas y Matematicas, Universidad de Concepción, Concepción, Chile

La ubicación geográfica de Chile hace que este país esté expuesto a la ocurrencia de eventos megathrust, los cuales pueden potencialmente producir terremotos de gran magnitud, y éstos a su vez generar tsunamis destructivos tanto a nivel nacional como incluso a nivel internacional. La expansión de las redes de GPS en Chile en las últimas décadas nos han permitido obtener información sobre la evolución temporal del stress acumulado en la interfase producto de la carga tectónica, es decir, nos permiten determinar el grado de acoplamiento entre placas con una resolución inimaginable hace unas décadas atrás, permitiendo una evaluación de la correlación espacial de este acoplamiento con el deslizamiento cosísmico a lo largo de Chile lo que nos da un un indicador del potencial de futuros terremotos.

Tomando en cuenta la recurrencia de los terremotos históricos en nuestro margen, uno de los segmentos que estaba considerado dentro de estos gaps sísmicos es, por ejemplo, la zona donde ocurrió el terremoto del Maule, el 27 de febrero de 2010 que no rompía desde 1835. Por lo mismo, se esperaba un evento tsunamigénico de gran magnitud en dicha zona, proporcional a la energía acumulada en la interfase.

Previo a la ocurrencia del evento sísmico, la precisión en la estimación de la amenaza de tsunami, utilizando una fuente más realista, con distribución de slip heterogénea a partir del modelo de acoplamiento de Moreno, es de suma importancia para determinar el potencial tsunami que podría afectar a la costa a lo largo de Chile. En este trabajo se comparan las observaciones de run-up y altura de ola con tsunamis modelados numéricamente usando el software COMCOT, en el cual la fuente para los eventos de Maule 2010, Pisagua 2014, Illapel 2015, Chiloé 2016 y Valparaíso 2017, es obtenida a partir del modelo de acoplamiento intersísmico de Moreno.

PRIN-3: Estimación del peligro de inundación por tsunami

Earthquake scenarios for Peru-Chile seismic gap: deterministic and stochastic hybrid approach for tsunami hazard assessment

Juan González[1,2], Gabriel Armando González[1,2], Rafael Aránguiz[1,3], Yáñez Gonzalo[1,4], Diego Melgar[5], Pablo Salazar[1,2], Mahesh Shrivastava[1,2], Ranjit Das[1,2], Patricio A. Catalán[1,6], Natalia Zamora[1,6], Rodrigo Cienfuegos[1,7].
(1) Centro de Investigación para la Gestión Integrada del Riesgo de Desastres (CIGIDEN), CONICYT/FONDAP/15110017, Santiago, Chile
(2) Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ingeniería y Ciencias Geológicas, Universidad Católica del Norte, Antofagasta, Chile
(3) Departamento de Ingeniería Civil , Facultad de Ingeniería, Universidad Católica de La Santísima Concepción, Concepción, Chile
(4) Departamento de Ingeniería Estructural y Geotécnica, Escuela de Ingeniería, Pontificia Universidad Católica de Chile, Santiago, Chile
(5) Department of Earth Sciences, University of Oregon, Eugene, USA
(6) Departamento de Obras Civiles, Universidad Técnica Federico Santa María, Valparaíso, Chile
(7) Departamento de Ingeniería Hidráulica y Ambiental, Escuela de Ingeniería, Pontificia Universidad Católica de Chile, Santiago, Chile

Plausible worst-case tsunamigenic scenarios definition plays a relevant role in tsunami hazard assessment focused in emergency preparedness and evacuation planning for coastal communities. During the last decade, the occurrence of major and moderate tsunamigenic earthquakes along worldwide subduction zones has given clues about critical parameters involved in near-field tsunami inundation processes, i.e. slip spatial distribution, shelf resonance of edge waves and local geomorphology effects. To analyze the effects of these seismic and hydrodynamic variables over the epistemic uncertainty of coastal inundation, we implement a hybrid methodology using deterministic and probabilistic approaches to construct 420 tsunamigenic scenarios in a mature seismic gap of southern Peru and northern Chile, extending from ~17ºS to ~24ºS. The deterministic scenarios are calculated using a regional distribution of trench-parallel gravity anomaly (TPGA) and trench-parallel topography anomaly (TPTA), three-dimensional Slab 1.0 worldwide subduction zones geometry model and published interseismic coupling (ISC) distributions. As result, we find four higher slip deficit zones interpreted as major seismic asperities of the gap, used in a hierarchical tree scheme to generate ten tsunamigenic scenarios with seismic magnitudes that fluctuate between M_w 8.4 and M_w 8.9. Additionally, we construct ten homogeneous slip scenarios as inundation baselines. For the probabilistic approach, we implement a Karhunen–Loève expansion to generate 400 stochastic tsunamigenic scenarios over the maximum extension of the gap, with the same magnitude range of the deterministic sources. All the scenarios are simulated through a non-hydrostatic tsunami model Neowave 2D, using a classical nesting scheme for Iquique city, as a study case site located in northern Chile, obtaining high resolution data of inundation depth, runup, coastal currents and sea level elevation. The probabilistic kinematic tsunamigenic scenarios give more realistic slip patterns, similar to maximum slip amount of major past earthquakes. For all studied sites, the peak of slip location and shelf resonance is a first order control for the observed coastal inundation depths results.

PRIN-3: Estimación del peligro de inundación por tsunami

Estimación del run-up usando fuentes estocásticas no uniformes: La zona de subducción Sudamericana

Miguel Medina[1], Riquelme Sebastián[3], Mauricio Fuentes[1], Gavin Hayes[2], Ginevra Moore[4].
(1) Programa de Riesgo Sísmico, Universidad de Chile
(2) United States Geological Survey, USA
(3) Centro Sismológico Nacional, Universidad de Chile, Chile
(4) University of Washington, USA

A lo largo de la historia, han ocurrido terremotos que han producido largos tsunamis que han devastado ciudades costeras en el campo cercano y lejano. En particular, Sudamérica alberga una de las zonas de subducción más grandes del mundo y es importante estudiar los terremotos aquí para pronosticar y mitigar futuras catástrofes. En este trabajo estimamos el tamaño máximo de una ruptura sísmica a lo largo de la interfaz sudamericana usando leyes de escala, relieve submarino, acoplamiento sísmico-geodésico y la historia sísmica. Luego, usando la geometría del Slab2 del United States Geological Survey (USGS) para constreñir el contacto de placas, se generan 100 fuentes estocásticas no uniformes con una distribución k^2, en cada zona de estudio. Estas fuentes permiten realizar simulaciones numéricas de tsunami utilizando batimetría de 30 segundos de resolución y 6 horas de simulación con un paso de 1 segundo para obtener distribuciones de run-up latitudinal con las cuales se estima el peligro de inundación por tsunami en toda Sudamérica. Los resultados obtenidos muestran gran variabilidad en las distribuciones de run-up a lo largo de la subducción Nazca-Sudamérica. Las zonas más vulnerables son: Valparaíso en Chile, con el escenario más probable rodeando los 20 metros de run-up y un máximo estimado en 33 metros; Lima en Perú con un escenario más probable excediendo los 25 metros y un máximo de 40. Resultados similares se obtienen en Huasco e Iquique en Chile, y en otras zonas a lo largo de la costa del Pacífico. Concluímos entonces que el peligro de tsunami permanece alto a lo largo de Sudamérica, incluso en zonas donde recientemente han ocurrido terremotos de gran escala.

PRIN-3: Estimación del peligro de inundación por tsunami

Análisis de la respuesta de registros mareográficos de tsunamis de campo cercano en Chile y su vinculación con las fuentes sísmicas y las características topobatimétricas

Marco Quiroz[1,4], Patricio Winckler[2,4], Patricio Catalán[3,4], Rodrigo Cienfuegos[1,4].
(1) Departamento de Ingeniería Hidráulica y Ambiental, Pontificia Universidad Católica de Chile
(2) Escuela de Ingeniería Civil Oceánica, Universidad de Valparaíso, Valparaíso, Chile
(3) Departamento de Obras Civiles, Universidad Técnica Federico Santa María, Valparaíso, Chile
(4) Centro de Investigación para la Gestión Integrada del Riesgo de Desastres (CIGIDEN). CONICYT/FONDAP/15110017

La condición inicial del tsunami es generada por un traspaso de energía desde el terremoto a la columna de agua. Esta energía es luego irradiada y distribuida mediante procesos hidrodinámicos que actúan a distintas escalas espaciales y temporales, hasta ser disipada completamente (Satake, 2007). La configuración topo-batimétrica condiciona dicha evolución. Por ejemplo, existe evidencia del control hidrodinámico que ejerce la plataforma continental de Chile en la generación de ondas reflejadas y ondas de orilla (Fritz et al., 2011; Catalán et al., 2015; Aránguiz et al., 2016). Por otra parte, la configuración topo-batimétrica local de cada bahía tiene un control importante en la amplificación y decaimiento de las ondas de tsunamis (Tolkova y Power, 2011; Belloti et al., 2012; Aránguiz et al., 2015; Cortés et al., 2017). Ambos tipos de control topo-batimétrico han sido ampliamente estudiados en términos de los modos naturales o períodos más energéticos resultantes, pero no así la estructura de las variaciones temporales de la energía contenida en los registros de la superficie del mar.

En este trabajo se propone caracterizar la respuesta de los registros de la superficie del mar a lo largo de la costa de Chile, para 5 eventos ocurridos entre 1995 y 2017. Para ello, se estudiará la respuesta incorporando la dimensión temporal en el análisis de las series de tiempo utilizando ondeletas (análisis wavelet). Entre los parámetros que interesa relacionar con la fuente sísmica y las características topo-batimétricas están, por ejemplo: i) la tasa de crecimiento de energía por bandas de frecuencia, ii) la tasa de decaimiento de energía por bandas de frecuencia, iii) los tiempos característicos para alcanzar los picos de energía por bandas de frecuencia, además de otros parámetros definidos en trabajos previos, como por ejemplo los picos de energía y frecuencias asociadas. Con base en este análisis se adelantan algunas hipótesis que permitirían explicar el comportamiento observado. En particular, es de interés entender y cuantificar los tiempos característicos requeridos para alcanzar el máximo de altura de ola y para pasar por debajo de un umbral de peligro; este conocimiento es esencial para determinar la ventana de tiempo en que deben estar activas las alertas de evacuación por tsunami.

PRIN-3: Estimación del peligro de inundación por tsunami

Relación entre las amplitudes de un tsunami y los parámetros cinemáticos de una fuente sismogénica con deslizamiento estocástico

Hermann Erick Schwarze[1], Sebastian Riquelme[2], Jaime Campos[2], Mauricio Fuentes[2].
(1) Geofísica, Ciencias Físicas y Matemáticas , Universidad de Chile
(2) Departamento de Geofísica, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile

Los tsunamis son el resultado de alguna perturbación externa acoplada con masas de agua, cuyas fuentes podrían ser deslizamientos de tierra, erupciones volcánicas o terremotos submarinos. Históricamente, los terremotos tsunamigénicos, son los más comunes y también los que han cobrado más vidas. En este tipo de eventos, se asume que la ruptura ocurre lo suficientemente rápido y por lo tanto la perturbación en la superficie del agua se considera instantánea. Una limitación de esta hipótesis es que no contempla casos de terremotos cuyos deslizamientos fueron lo suficientemente lentos como para aumentar las amplitudes del run-up en el campo cercano, situación que se traduce en un tsunami más destructivo. Este tipo de terremotos son los denominados "Tsunami earthquakes'' y son parte de un gran espectro del comportamiento de las velocidades de ruptura de los sismos, que abarcan desde los llamados "Silent earthquakes'' hasta los "Super shear earthquakes''. En todo este espectro interactúan variables cinemáticas que controlan la ruptura, representadas en la función fuente.

Para comprender los efectos de la fuente en el tsunami, se ha implementado un modelo cinemático de terremotos con distribuciones de deslizamiento estocásticas, el cual permite tener control sobre los diferentes parámetros espaciales y temporales que están involucrados en cada evento. Los resultados de este modelo sirven como una condición inicial dinámica en la generación de modelos de tsunamis, de esta forma, el modelo permite comprender de mejor manera cómo interactúa el acoplamiento entre la tierra y el mar. Las soluciones numéricas muestran que el run-up puede amplificarse hasta 5 veces dependiendo del grado de acoplamiento de estas variables. Para ilustrar esto utilizamos el terremoto de Sumatra del año 2004, ya que aún existe incertidumbre respecto a la evolución temporal de la fuente y la distribución de run–up de este evento.

PRIN-3: Estimación del peligro de inundación por tsunami

Caracterizando del tsunami del 22 de mayo de 1960 a partir de mediciones en terreno, 58 años después.

Patricio Winckler[1], Manuel Contreras-López[2], Eduardo Emparanza[3], Adolfo Andaur[1].
(1) Escuela de Ingeniería Civil Oceánica, Universidad de Valparaíso
(2) Facultad de Ingeniería y Centro de Estudios Avanzados, Universidad de Playa Ancha de Ciencias de La Educación, Valparaíso, Chile
(3) Escuela de Arquitectura., Universidad de Valparaíso, Valparaíso, Chile

Introducción El 22 de mayo de 1960, a las 3:11 pm (19:11 UTC), ocurrió el mayor terremoto jamás registrado mediante instrumentos sísmicos [Kanamori, 1977]. El terremoto, de magnitud 9.5, cubrió entre 800 y 1000 km del litoral chileno [Barrientos et al., 1992; Fujii & Satake, 2013] y generó un tsunami que afectó las costas del Océano Pacífico [Cox & Mink, 1963; Keys, 1963; Vitocs, 1963], alcanzando hasta 25 m en nuestras costas. El efecto conjunto del terremoto y tsunami causó 2000 víctimas fatales en Chile. En Japón, las olas alcanzaron hasta 6.3 m y mataron a 139 personas, en tanto que en Hawaii perecieron 61 personas debido a olas que excedieron los 10.7 m [USGS, 2018]. No obstante su gran magnitud, las características del tsunami frente a la zona de ruptura son poco conocidas. En primer lugar, los mareógrafos más cercanos que registraron un tsunami menor fueron Talcahuano (36.70°S, 73.11°O) y Punta Arenas (53.12°S; 70.86°O), al norte y sur de la ruptura, respectivamente [SHOA, 2000]. La escasa información de los efectos del tsunami [e.g. Sievers et al., 1963], proviene de entrevistas con testigos días y semanas después del terremoto, y no contaron con una contrastación cuantitativa en terreno [Sievers, com. pers., 2017]. Los testimonios disponibles no permiten discriminar si los valores reportados corresponden a runups, alturas o profundidades del agua, o si están afectados por los cambios corticales causados por el terremoto, debido a que a la fecha no existían protocolos para levantamientos post-tsunami [Dominey-Howes et al., 2014; Arcos et al., 2017]. Existen, asimismo, esfuerzos para encontrar evidencia del alcance de la inundación basados en análisis de estratigrafía de suelos [e.g. Cisternas et al., 2005], los que sin embargo, requieren de ambientes inalterados que no se encuentran en zonas habitadas. Finalmente y con motivo del cincuentenario del evento, existen testimonios en formato de libro o documentales [e.g. Benedetti, 2010; Pérez y Maldonado, 2010; Hernández, 2011; Saldivia, 2011], cuya extensión territorial es acotada a ciudades como Valdivia o Maullín. Este estudio busca reunir y sistematizar antecedentes disponibles en publicaciones científicas, información gris (tesis, prensa, informes, fotografías, entre otros), y aquella proveniente de testigos aún vivos que puedan identificar hitos geográficos (casas que fueron afectadas, árboles de la época, etc.) a partir de los cuales se efectúan mediciones de runup y profundidad de inundación con técnicas topográficas convencionales. Metodología Entre el 10 y el 18 de noviembre de 2016 se efectuó una primera campaña de terreno al tramo norte de la ruptura del terremoto de 1960, cuyos objetivos fueron i) recabar información cualitativa y cuantitativa para validar/contrastar un modelo numérico de interacción de tsunami mareas para el mar interior de Chiloé (Winckler et al., 2017), ii) realizar mediciones de runup del tsunami de 1960 verificadas por testigos en terreno y iii) obtener material audiovisual sobre el tsunami a partir de visitas a museos, bibliotecas, los territorios afectados y las entrevistas. La región cubierta se caracteriza por asentamientos ubicados en las desembocaduras de grandes ríos (Imperial, Toltén, Valdivia, Bueno y Maullín) que daban soporte a vías de navegación de naves de cabotaje antes del evento de 1960. Los trabajos en terreno consistieron en i) identificar testigos directos o familiares que conocen las historias, ii) identificar los lugares afectados con la presencia de los testigos y iii) efectuar levantamientos post tsunami mediante el uso de nivel topográfico en combinación con GPS y vuelos en dron, que son comúnmente utilizados en la actualidad [Dominey-Howes et al., 2014]. El equipo de trabajo estuvo constituido por un equipo interdisciplinario constituido por un ingeniero civil, una ingeniera ambiental, un arquitecto urbanista, un estadístico, un documentalista y tres estudiantes. El enfoque interdisciplinario fue diseñado con el objetivo de comprender in situ, i) los elementos morfológicos que componen el territorio, ii) los elementos urbanísticos que explican la confirmación de las ciudades, iii) los fenómenos hidrodinámicos que explican los efectos del tsunami y iv) las obras realizadas durante la etapa de reconstrucción. Resultados y discusión Durante la campaña se obtuvieron 20 nuevos puntos de runup entre Caleta Los Molinos por el norte (39.84°S) y Chalcura, Chiloé, por el sur (41.84°S), lo cuales fueron medidos a partir de entrevistas in situ realizadas con testigos cuyas edades cubrieron entre los 68 y los 94 años (Figura 1). Además, se obtuvieron mediciones de profundidad de inundación en Toltén viejo, poblado relocalizado como consecuencia del tsunami. El levantamiento contempla lugares que no han sido mencionados en la literatura (e.g. Chaihuin), donde se identificaron efectos del tsunami y se midieron runups. Bahía Mansa corresponde al punto de mayor runup de la estadística, con valores máximos de 25.9 m, presumiblemente debido a la topobatimetría abrupta de la costa. En lugares como Toltén viejo, en contraste, se detectan profundidades de inundación de 2.5 m y una penetración horizontal de varios kilómetros debido a la baja pendiente de la planicie que conecta dicho pueblo con la costa. Este tipo de comportamiento dispar entre costas abruptas y planicies costeras es consistente con lo evidenciado en Japón durante el tsunami de 2011 (Suppasri et al., 2013). Las datos de runup, de carácter preliminar, no contemplan la deformación que ha experimentado la corteza terrestre durante al período intersísmico, donde se pueden revertir parcialmente los abruptos movimientos cosísmicos verticales experimentados en un lugar (Wesson et al. 2015), ni han sido corregidos por la marea. Cabe notar que este tipo de levantamientos difiere sustancialmente de

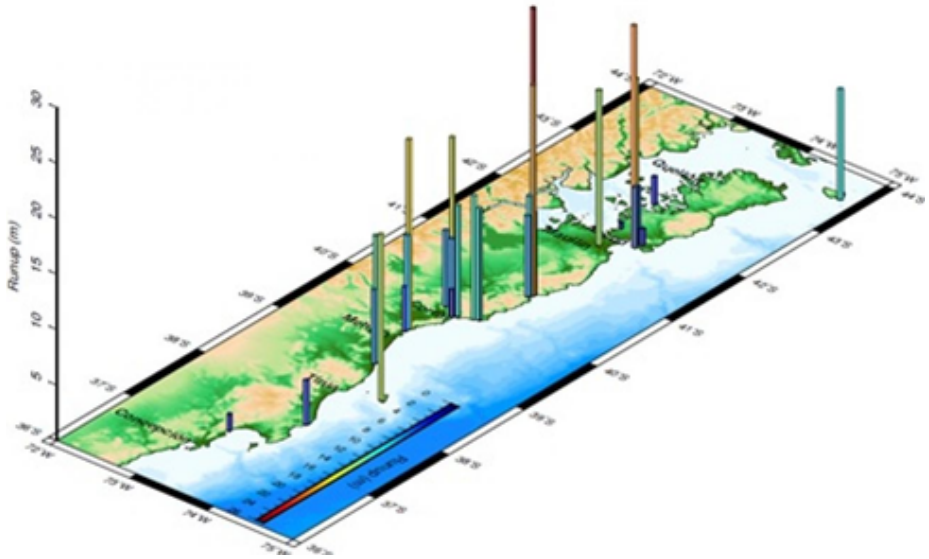
los efectuados inmediatamente después de los tsunamis (e.g. Contreras-López et al., 2016) Desde la perspectiva territorial, la campaña ha permitido comprender las diferentes estrategias de recomposición de los asentamientos ubicados sobre terrenos modificados por el efecto conjunto del terremoto y el tsunami, entre las que destacan:

- Poblados que se extinguen (e.g. Puerto Toledo, en río Maullín, o Toltén Viejo, en el río homónimo).
- Poblados que se trasladan, intentando evitar sectores inundables (e.g. Toltén Nuevo, en el río homónimo).
- Poblados que se reordenan en zonas más altas, colindantes al emplazamiento original (e.g. Mississippi, en el río homónimo, o Quenuir Alto, en el río Maullín).
- Poblados que se reconstruyen, cambiando su forma urbana original de acuerdo a nuevos agentes de producción y la construcción de obras de defensa (e.g. Puerto Saavedra, en el río Imperial).
- Poblados que aparecen asociados a nuevas actividades (e.g. La Barra, en el río Toltén).

Futuros trabajos Estos resultados preliminares serán complementados con una segunda campaña orientada a cubrir la porción sur de la zona de ruptura, y que abarcará desde la isla de Chiloé hasta el poblado de Melinka, en el Archipiélago de los Chonos. Consideramos imperante recuperar la memoria de los testigos que están en etapas avanzadas de su vida, pues en ella reside información muy valiosa que puede ser utilizada para validar los modelos existentes del terremoto de 1960 (Barrientos & Ward, 1990; Fujii & Satake, 2013; Moreno et al., 2009) y para comprender los procesos de consolidación y adaptación de la ocupación del territorio, más allá de la reconstrucción y reacción inmediata a la emergencia. Referencias Arcos, N., Dunbar, P., Stroker, K. and Kong, L. (2017), The Legacy of the 1992 Nicaragua Tsunami. EOS, Earth & Space Science News. 30 August 2017. Available at. https://eos.org/features/the-legacy-of-the-1992-nicaragua-tsunami. Atwater, B. F., Cisternas, M., Yulianto, E., Prendergast, A. L., Jankaew, K., Eipert, A. A., ... & Sawai, Y. (2013). The 1960 tsunami on beach-ridge plains near Maullín, Chile: Landward descent, renewed breaches, aggraded fans, multiple predecessors. Andean Geology, 40(3). Barrientos, S. E., & Ward, S. N. (1990). The 1960 Chile earthquake: Inversion for slip distribution from surface deformation. Geophysical Journal International, 103(3), 589–598. Benedetti, S. (2010). El terremoto m_as grande de la historia. Valdivia 22 de Mayo, 1960. Origo Ediciones, Santiago. Cisternas, M., Atwater, B. F., Torrej_on, F., Sawai, Y., Machuca, G., Lagos, M., . . . Husni, M. (2005). Predecessors of the giant 1960 Chile earthquake. Nature, 437(7057), 404–407. Contreras-López, M.; Winckler, P.; Sepúlveda, I.; Andaur, A.; Cortés, F.; Guerrero, C.; Mizobe, C.; Igualt, F.; Breuer, W.; Beyá, J.; Vergara, H. and Figueroa, R. (2016). Field Survey of the 2015 Chile tsunami with emphasis on coastal wetland and conservation areas. Pure and Applied Geophysics. 173(2): 349-367. Cox, D. C., & Mink, J. F. (1963). The tsunami of 23 May 1960 in the Hawaiian Islands. Bulletin of the Seismological Society of America, 53(6),1191–1209. Dominey-Howes, D., Dengler, L., Dunbar, P., Kong, L., Fritz, H., Imamura, F., And Borrero, J. (2014) International Tsunami Survey Team (ITST) Post-Tsunami Survey Field Guide, Second Edition. UNESCO-IOC, Paris. Fujii, Y., & Satake, K. (2013). Slip distribution and seismic moment of the 2010 and 1960 Chilean Earthquakes inferred from tsunami waveforms and coastal geodetic data. Pure and Applied Geophysics, 170(9–10), 1493–1509. Hernández, J. (2011). 1960: Memorias de un Desastre. Arte Sonoro Austral Ediciones Kanamori, H. (1977). The energy release in great earthquakes. Journal of Geophysical Research, 82(20), 2981–2987. Moreno, M., Melnick, D., Rosenau, M., Bolte, J., Klotz, J., Echtler, H., . . . Oncken, O. (2011). Heterogeneous plate locking in the South–Central Chile subduction zone: Building up the next great earthquake. Earth and Planetary Science Letters, 305(3–4), 413–424. NOAA (S.I). Tsunami Historical Series: Chile – 1960. https://sos.noaa.gov/datasets/tsunami-historical-series-chile-1960/. Accesado 24-05-2018. Pérez, E. y Maldonado, K. (2010). Geografía del alma. Terremoto en Ancud año 1960. Editorial: Museo Regional de Ancud Saldivia, S. (2011). Marikuga "entre la historia y la memoria". Imprenta América, Valdivia. SHOA (2000), El maremoto del 22 de Mayo de 1960 en las costas de Chile. Publicación No. 3012. 2ª Edición, 2000. Sievers, H., Villegas, G. and Barros, G. (1963), The seismic sea wave of 22 May 1960 along the Chilean coast. Bull. Seismol. Soc. Am. 53(6), 1125-1190. Suppasri, A., Shuto, N., Imamura, F., Koshimura, S., Mas, E., & Yalciner, A. C. (2013). Lessons learned from the 2011 Great East Japan tsunami: Performance of tsunami countermeasures, coastal buildings, and tsunami evacuation in Japan. Pure and Applied Geophysics, 170(6-8), 993-1018. Wesson, R. L., Melnick, D., Cisternas, M., Moreno, M., & Ely, L. L. (2015). Vertical deformation through a complete seismic cycle at Isla Santa Maria, Chile. Nature Geoscience, 8(7), 547. Weischet, W. (1963). Further observations of geologic and geomorphic changes resulting from the catastrophic earthquake of May 1960, in Chile. Bulletin of the Seismological Society of America, 53(6), 1237-1257. Winckler, P.; Sepúlveda, I.; Aron, F. and Contreras-López, M. (2017). How Do Tides and Tsunamis Interact in a Highly Energetic Channel? The Case of Canal Chacao, Chile. Journal of Geophysical Research.

Agradecimientos Agradecemos a Sebastián Trujillo, Fernanda Cortés y Camila Guerrero por su apoyo durante la travesía, y a Marco Quiroz por elaborar la figura

PRIN-3: Estimación del peligro de inundación por tsunami



Mediciones de runup generadas en este estudio, junto a mediciones obtenidas de Atwater et al. (2013), Weischet (1963) y Sievers et al. (1963).

PRIN-3: Estimación del peligro de inundación por tsunami

Tsunami hazard assessment along central Chile accounting for the stochastic slip distribution uncertainties

Natalia Zamora[1], Juan Gonzalez[2], Alejandra Gubler[3], Patricio Catalan[1], Gabriel Gonzalez[4].
(1) Obras Civiles, -, Universidad Técnica Federico Santa María
(2) Departamento de Ciencias Geológicas, Universidad Católica del Norte, Antofagasta, Chile
(3) Research Centre for Integrated Natural Disaster Management, Chile
(4) Universidad Católica del Norte, Chile

Large earthquakes and tsunamis have been originated along the entire Chilean tectonic margin. Whereas the 1960 Valdivia mega-earthquake (Mw 9.5) has been well studied, only recently, more information has highlighted the potential of very large earthquakes in the Valparaiso segment (Carvajal et al. 2017). Particularly, the central segment offshore Valparaiso could trigger large events such as the 1730 Mw~9.1 that affected coastal communities in the surroundings and was registered in Japan. In this study we consider a range of magnitudes whose recurrence periods have been estimated to develop a hybrid probabilistic tsunami hazard assessment for the cities of Viña del Mar and Valparaiso. Our approach focuses on the stochastic realizations to generate slip distributions for thousands of scenarios that provide a more robust and realistic inundation model for the region. Four nested grids were used based on GEBCO and nautical charts with a spatial resolution up to one arcsecond. Our results show that a 1730-like event could impact Valparaiso and Viña del Mar, as well as large inundation along coastal cities of Chile with runups of about 25 m. Incorporating the slip distribution to the input source models provides more realistic rupture scenarios that affect the inundation patterns along the studied region. Thus, these type of assessments are crucial to incorporate more uncertainties to the probabilistic tsunami hazard assessment (PTHA). These results could aid to updating the tsunami evacuation maps and overall mitigation strategy for Chile.

PRIN-4: La evaluación del riesgo geológico como herramienta para la planificación sustentable y sostenible de las comunidades

Evaluación del riesgo ante tsunami de los asentamientos irregulares costeros en la región de Atacama, norte de Chile

Manuel Abad[1], Javiera Cifuentes[1], Tatiana Izquierdo[1], Adriana Niz[2].
(1) Universidad de Atacama
(2) Unversidad Nacional de Catamarca, Argentina

Las costas del Norte de Chile puede ser considerada una zona de alto riesgo sísimico y tsunamigénico (Kulikov et al., 2005). especificamente, durante los últimos 2 siglos el litoral de Atacama ha registrado hasta 8de tsunamis desencadenados por terremotos interplaca altamente destructivos (Mw 7,1 a 8,5), con alturas de ola de 3-11 m (Abad et al., 2018). Por otro lado, los efectos de tsunamis de campo lejano (transoceánicos) también se han hecho manifiestos tras el terremoto de Tohoku de 2011 (Mw 9), donde olas de altura de hasta 2,4 m alcanzaron el litoral del norte del país generando daños enviviendas y embarcaciones en diversos asentamientos costeros (Borrero y Greer, 2013). Es evidente, por tanto, que los núcleos urbanos costeros chilenos se encuentran expuestos a una amenaza constante, incluso en áreas de una extraordinaria baja densidad de ocupación como las existentes en el Desierto de Atacama. En este sentido, las costas de la III Región se caracterizan por la existencia de ciudades portuarias separadas por cientos de kilómetros. Entre ellas en las últimas décadas se han construido y extendido decenas pequeños asentamientos irregulares conocidas como "tomas". Estos poblados, que son clasificados por el gobierno regional y nacional como ilegales, se caracterizan por un crecimiento urbanístico caótico y por la escasa calidad de los materiales de construcción utilizados, así como la casi ausencia de los servicios básicos. Aunque permanecen casi deshabitadas en la mayor parte del año, durante los meses de verano la ocupación puede superar las decenas de miles de habitantes. El principal objetivo de este trabajo es evaluar el riesgo real ante tsunami al que se encuentran expuestas estas "tomas" y establecer los posibles daños causados sobre estas poblaciones mediante el cálculo del Índice de Vulnerabilidad Relativa (RVI) aplicando el modelo PTVA-4 (Dall´Osso et al., 2009) en el el caso de estudio de la localidad de Puerto Viejo tras el tsunami de campo lejano de marzo de 2011. Los resultados serán comparados con otro escenario de inundación similar, pero con altura de olas dos veces mayor, generado por un hipotético tsunami producido por un terremoto interplaca de gran magnitud en las costas de Atacama. Estos modelos nos ayudarán a aproximar la amenaza a los que se encuentran expuestas estas poblaciones irregulares y permitirán aproximar de una forma realista el daño potencial sobre sus edificaciones e infraestructuras.

PRIN-4: La evaluación del riesgo geológico como herramienta para la planificación sustentable y sostenible de las comunidades

Manejo sustentable de la cuenca del arroyo El Potrero mediante el análisis morfodinámico para definir procesos de erosión y acumulación, Catamarca, Argentina

Camila Irene Acuna Leiva[1], Adriana Niz[1].
(1) IMCoDeG - Geología -, Facultad de Tecnología y Ciencias Aplicadas , Universidad Nacional de Catamarca

El arroyo El Potrero se ubica en la Sierra de Ambato, corresponde a la unidad geomorfológica denominada Sierras Pampeanas Noroccidentales., Es uno de los afluentes principales de la quebrada de El Tala, con la particularidad de que se une al rio El Tala en el ápice del piedemonte, donde se asienta la ciudad de San Fernando del Valle de Catamarca, Capital Provincial, a la vez que alimenta el dique El Jumeal, importante reservorio que abastece a la Capital. Se analizó la cuenca desde la perspectiva de los procesos geodinámicos y de remoción en masa actual y pasada, para definir la evolución del relieve e inferir futuros eventos de deslizamientos, asimismo, se llevó a cabo el análisis multitemporal de la ocupación de las tierras, que principalmente se direccionan a actividades agropecuarias, con la movilidad del suelo que ello significa, y el consecuente aporte de material para que, en periodo de precipitaciones y crecidas de los cauces, transporte los sedimentos aguas abajo. Por otra parte, en la desembocadura se está iniciando la construcción de un Cantry y la venta de terrenos en sectores aledaños, en la pretensión de que se valoriza el lugar, sin embargo, es un área de riesgo hídrico de inundaciones y aluviones, que, en el presente estudio queda demostrado. Por tal motivo se realizan recomendaciones tendientes a proporcionar una herramienta de valor científico para que los organismos pertinentes conminen a sus propietarios a planificar estas obras en el marco de un ordenamiento sustentable y sostenible.

PRIN-4: La evaluación del riesgo geológico como herramienta para la planificación sustentable y sostenible de las comunidades

Evaluación de la vulnerabilidad social y el riesgo ambiental en los asentamientos informales de Neuquén, Argentina

Laura Sonia Avila[1], Adriana E. Niz[2].
(1) Facultad de Ingeniería - Universidad Nacional del Comahue, Bs As 1400, Neuquén (Argentina) - e-mail: laurasoniaavila65@gmail.com
(2) Instituto de Monitoreo y Control de la Degradación Geoambiental-IMCoDeG- Fac. de Tecnologìa y Cs Aplicadas Universidad Nacional de Catamarca. Maximio Victoria 55. Catamarca (Argentina)

Resumen

El problema de la vulnerabilidad social y el riesgo ambiental dentro de los asentamientos irregulares, posee un carácter multidimensional y una dificultad de análisis por el gran tamaño del fenómeno, siendo el eje de nuestra investigación, evaluar y diagnosticar la condición de vulnerabilidad social y riesgo ambiental de la creciente problemática de asentamientos informales, en la ciudad capital de Neuquén. Basándonos en los resultados de los índices IVT (vivienda-territorio), de la organización TECHO, 2016; pretendemos responder de forma adecuada a los interrogantes, tanto de los alcances como de las dimensiones socio-ambientales, al igual que la necesidad de obtener valores que permitan evaluar el nivel de riesgo de la población ante el uso inadecuado de los recursos naturales, delimitando las zonas de riesgos ambientales en los asentamientos informales. Con estos datos determinamos los aspectos críticos que inciden en la construcción social del riesgo ambiental, las variables que la definen, las características de los grupos sociales de los asentamientos informales y la interacción sociedad-ambiente. El reconocimiento de la vulnerabilidad y el riesgo social, por parte de los actores sociales y los órganos de decisión, harán posible el desarrollo sostenible de las comunidades.

Palabras claves: vulnerabilidad, zonas de riesgo, actores sociales, sociedad-ambiente, desarrollo sostenible.

PRIN-4: La evaluación del riesgo geológico como herramienta para la planificación sustentable y sostenible de las comunidades

Análisis de la actividad sísmica en el depto. Tinogasta - Catamarca, Argentina en el período 2005-2018 y su relación con la sustentabilidad de la región en términos de crecimiento urbano

Nazaria Rosali Barbieri, Adriana E. Niz[1,2], Erlinda Del Valle Ortiz [1], Jorge Oviedo[1].
(1) Instituto de Monitoreo y Control de la Degradación Geoambiental, Facultad de Tecnología y Ciencias Aplicadas, Universidad Nacional de Catamarca
(2) Universidad Nacional de Catamarca, Argentina

Tinogasta es un departamento de la provincia de Catamarca, en el noroeste Argentino, se ubica a 298 km de la Capital, en la región cordillerana, en el límite con la República de Chile. El sector occidental integra el cinturón de fuego del pacífico, área de contacto de las placas de Nazca y Sudamericana; por tanto, se emplaza en una región de intensa actividad volcánica antigua y sensible frente a la actividad sísmica. Al representar los epicentros de los sismos registrados en Argentina, se observa que la mayor parte de la actividad sísmica se concentra en la región centroeste y noroeste del país, esta ultima ha estado sujeta a terremotos de características destructivas, pero debido a la distribución en núcleos urbanos localizados y alejados unos de otros, no ha sido tan palpable la vulnerabilidad de la región frente a eventos sísmicos. Sin embargo, el crecimiento de la urbanización en los últimos años, ha modificado sustancialmente la vulnerabilidad de la población. Con el objeto de caracterizar la actividad sísmica en el Dpto. Tinogasta, se han analizado y representado los eventos ocurridos en el periodo 2005 a 2017, utilizando los datos proporcionados por INPRES, según las coordenadas geográficas de los epicentros. Utilizando el software Google Earth pro y la base de datos perteneciente a INPRES, se representaron, analizaron y clasificaron los eventos ocurridos, teniendo en cuenta la profundidad del hipocentro, localización del epicentro, intensidad, relación ocurrencia de sismos y fracturas principales. Asimismo, se realizó el análisis estadístico y confeccionó la cartografía correspondiente Se concluye que se incrementan los sismos cada año, concentrada en el sector centro-este del Departamento, coincidentes con fracturas antiguas. En el periodo 2015-2017, se concentra al sur de la región con evidencias de una importante actividad neotectónica, demostrada en las alineaciones en cauces temporarios, piedemonte y cambios en la morfometría del Rio Colorado. Estos eventos están acompañados de procesos de caída de bloques, principalmente en algunas quebradas de las sierras de Fiambalá y Zapata. De los resultados se desprende además la necesidad de capacitación para prevención ante la ocurrencia de sismos y una re-estructuración de las áreas vulnerables, principalmente para actividades turísticas propiciando la sostenibilidad y sustentabilidad de la región. Palabras Clave: Riesgos sísmicos, estadística, sustentabilidad y sostenibilidad.

PRIN-4: La evaluación del riesgo geológico como herramienta para la planificación sustentable y sostenible de las comunidades

Caracterización geológica y valoración de riesgos geológicos en la quebrada de La Aguadita - Tinogasta, Catamarca - Argentina

Nazaria Rosali Barbieri[1], Adriana E. Niz[2], Erlinda Ortiz [2].
(1) Geologia, Facultad de Tecnologia y Ciencias Aplicadas, Universidad Nacional de Catamarca
(2) Instituto de Monitoreo y Control de la Degradación Geoambiental, Facultad de Tecnología y Ciencias Aplicadas, Universidad Nacional de Catamarca

El presente trabajo fue desarrollado bajo el proyecto "Caracterización Geológica -Geomorfológica y Valoración de Riesgos Geoambientales en el Área Glaciar y Periglaciar del Valle de Chaschuil- Fiambalá-Catamarca". Código / Número de Resolución: 02/J718- Resol 201, en el Instituto de Monitoreo y Gestión de la Degradación Geoambiental. La Quebrada de la Aguadita se ubica a 1450 m s.n.m., en el faldeo oriental del Cerro Negro de Rodríguez, en la Localidad de Tinogasta cabecera del Departamento homónimo. Dista 300 km de la Ciudad de San Fernando del Valle de Catamarca y 15 km de la Ciudad de Tinogasta. Una característica sobresaliente en la quebrada, por cuyo territorio desciende un arroyo hacia el Valle de Abaucán, es que en su desembocadura vierten las aguas termales denominadas "La Aguadita", caracterizadas por ser sulfatadas y sódicas donde la temperatura promedio de la misma es de 30°. Desde la perspectiva geológica, se trata de una quebrada tectónica afectada por un agresivo proceso de meteorización y erosión fluvial. Desde la perspectiva geomorfológica, la cuenca que conforma la Quebrada de La Aguadita, tiene una forma subredondeada, la longitud del cauce principal es de 2500 m. Recibe el aporte de cuatro afluentes principales y varios otros secundarios de menor envergadura. La longitud lineal total de la cuenca es de 2000 m y en su parte más ancha mide 1000 m. Por lo previamente mencionado, significa un gran aporte para la comunidad local conocer, no solo las vulnerabilidades del lugar para la mitigación y prevención del riesgo geológico, sino también las fortalezas, que pueden contribuir a un desarrollo, más efectivo y seguro como polo turístico.

PRIN-4: La evaluación del riesgo geológico como herramienta para la planificación sustentable y sostenible de las comunidades

Caracterización geológica y valoración de riesgos geologicos en la quebrada de la aguadita-tinogasta, catamarca-argentina.

Nazaria Rosali Barbieri[1], ADRIANA NIZ[1], Erlinda Del Valle Ortiz[1].
(1) IMCoDeG - Geología -, Facultad de Tecnología y Ciencias Aplicadas , Universidad Nacional de Catamarca

El presente trabajo fue desarrollado bajo el proyecto "Caracterización Geológica -Geomorfológica y Valoración de Riesgos Geoambientales en el Área Glaciar y Periglaciar del Valle de Chaschuil- Fiambalá-Catamarca". Código / Número de Resolución: 02/J718- Resol 201, en el Instituto de Monitoreo y Gestión de la Degradación Geoambiental. La Quebrada de la Aguadita se ubica a 1450 msnm, en el faldeo oriental del Cerro Negro de Rodríguez, en la Localidad de Tinogasta cabecera del Departamento homónimo. Dista 300 Km de la Ciudad de San Fernando del Valle de Catamarca y 15 Km de la Ciudad de Tinogasta. Una característica sobresaliente en la quebrada, por cuyo territorio desciende un arroyo hacia el Valle de Abaucán, es queen su desembocadura vierten las aguas termales denominadas "La Aguadita", caracterizadas por ser sulfatadas y sódicas donde la temperatura promedio de la misma es de 30°. Desde la perspectiva geológica, se trata de una quebrada tectónica afectada por un agresivo proceso de meteorización y erosión fluvial. Desde la perspectiva geomorfológica, la cuenca que conforma la Quebrada de La Aguadita, tiene una forma subredondeada, la longitud del cauce principal es de 2500 m. Recibe el aporte de cuatro afluentes principales y varios otros secundarios de menor envergadura. La longitud lineal total de la cuenca es de 2000 m. Y en su parte más ancha mide 1000 m. Por lo previamente mencionado, significa un gran aporte para la comunidad local conocer, no solo las vulnerabilidades del lugar para la mitigación y prevención del riesgo geológico, sino también las fortalezas, que pueden contribuir a un desarrollo, más efectivo y seguro como polo turístico.

PRIN-4: La evaluación del riesgo geológico como herramienta para la planificación sustentable y sostenible de las comunidades

Peligros geológicos, su escasa legislación urbanística y propuestas

Cristina Brantt[1], Paola Ramirez[1].
(1) SERNAGEOMIN

En el marco de la Ley General de Urbanismo y Construcción (LGUC) en conjunto con la Ordenanza respectiva (OGUC) bajo el Artículo 2.1.17, se autoriza la construcción en "áreas de riesgo", generando construcciones irresponsables, disponibles para ser afectadas por peligros de la naturaleza. Por otra parte, la ley menciona que el Municipio puede autorizar la construcción en áreas definidas como zonas de riesgo, con la presentación de un estudio fundado aprobado por el organismo competente, sin embargo, la ley no establece los contenidos mínimos que debe tener dicho estudio, ni tampoco específica cuales son los organismos competentes para cada tipo de amenaza considerada en la ley. Actualmente el mecanismo para enfrentar catástrofes naturales, se concluye en una etapa de emergencia y una de reconstrucción. Esta última se financia mediante subsidios individuales por vivienda otorgados por SERVIU, sin contemplar montos específicos para viviendas ubicadas en "áreas de riesgo" según los planos reguladores. Tras el sismo de Illapel del 2015, en la Región de Coquimbo se produjo un inusual incremento de solicitudes al SERNAGEOMIN para la revisión de estudios fundados para permitir la construcción en Zonas de Riesgos de Remociones en Masa, establecida por el PRI-Limarí (actualizado el 2015, pocos meses antes del sismo). Debido a que muchas localidades de esta Provincia se encuentran en áreas definidas como zonas de riesgo, y para efectos de subsidios de reconstrucción se debía contar con estos estudios para otorgar los permisos de edificación. Aumentando la demanda de revisiones y con ello la detección de problemáticas asociadas. Las "áreas de riesgo" definidas actualmente no contemplan cierto tipo de amenazas relevantes en el país, como los efectos de sitio en la respuesta sísmica y terremotos en fallas activas, los cuales tampoco son considerados en la Norma Sísmica Chilena. Es necesario que se inserte en la planificación urbana la respuesta sísmica de suelos y fallas activas. Urge la necesidad de actualizar normas, ordenanzas y planes reguladores respecto a peligros geológicos y vacíos legales, que dejan muchas veces a interpretación de autoridades y presiones del negocio inmobiliario. Hoy en día existe la capacidad técnica suficiente para apoyar la planificación urbana con políticas preventivas y de largo plazo, que protejan a la población de los desastres naturales. Los autores agradecen el patrocinio de la Subdirección Nacional de Geología del Sernageomin.

PRIN-4: La evaluación del riesgo geológico como herramienta para la planificación sustentable y sostenible de las comunidades

Aluvión del 25 de febrero de 2017. Vulnerabilidad en torno al estero Pocuro, cuenca sur del río Aconcagua, Zona Central de Chile

Wolfgang Alejandro Breuer[3], Felipe Igualt[5], Ximena Contardo[1], Manuel Contreras L.[2], Luis Alvarez V.[3], Patricio Winckler[4].
(1) Geología, Facultad de Ingeniería , Universidad Andrés Bello, Viña del Mar, Chile
(2) Matemáticas, Facultad de Ingeniería y Centro de Estudios Avanzados, Universidad de Playa Ancha de Ciencias de La Educación, Viña del Mar
(3) Campus Creativo, Facultad de Arquitectura y Diseño, Universidad Andrés Bello, Viña del Mar, Chile
(4) Ingeniería, Escuela de Ingeniería Civil Oceánica, Universidad de Valparaíso, Valparaíso, Chile
(5) Arquitectura y Urbanismo, Facultad de Arquitectura y Diseño , Pontificia Universidad Católica de Valparaíso, Viña del Mar, Chile

Si bien se considera que la recurrencia de las tormentas de verano es poco frecuente (Viale & Garreaud 2014), los efectos e intensidad de estas precipitaciones, han sido capaces de gatillar aluviones (Sepúlveda et al., 2006) de características catastróficas afectando seriamente tanto la vida de las personas, como la infraestructura y continuidad de los servicios básicos. Efectos y consecuencias que se ven incrementados por el desconocimiento de la dinámica de los cauces y así como por el uso inadecuado de áreas situadas en las proximidades e incluso en lechos de ríos, constituyendo zonas altamente vulnerables y susceptibles de inundación y aluviones durante episodios de tormenta. Basta ver lo ocurrido en la ciudad de Chañaral en la región de Atacama (Naranjo & Olea-Encina, 2015) y recientemente en Villa Santa Cecilia en Chaitén, para comprender la recurrencia y el daño que se exponen las personas al ocupar lugares próximos a zonas de aluviones. Los habitantes van aproximándose paulatinamente a una amenaza de inciertas variaciones antrópicas (Toharia et al., 1998). Este estudio considera los efectos de las precipitaciones inusuales de verano ocurridas entre el 25 y 26 de Febrero del 2017 en zonas cordilleranas de Los Andes, Santiago, Rancagua y San Fernando (Garreaud, 2017), que generaron un total de diez víctimas y un desaparecido a nivel nacional producto de la serie de aluviones. (ONEMI, 2017) El caso de estudio corresponde al Estero Pocuro, cuyo cauce ejemplifica los efectos directos de crecimiento y presión de la ocupación territorial sobre áreas urbanas contiguas al cauce del estero con una amenaza creciente que presenta para los asentamientos formales e informales emplazados a lo largo de sus 30 km. Dentro de las cuatro principales instancias de la resiliencia como son la preparación, respuesta, recuperación y adaptabilidad (Rosati et al., 2015) los resultados preliminares muestran que mediante una preparación y planificación territorial junto los a la ejecución de obras de mitigación se obtienen mejores respuestas ante los posible desastres. Esta realidad indica efectos de la incorporación de los ITP que reducen el impacto en la recuperación de un asentamiento afectado, los que en el tiempo, por si solos, no han tenido una respuesta efectiva para reducir la alta vulnerabilidad tanto en ciudades costeras (Hermann, 2015), como interiores, tampoco repercutir en las características tipológicas de las viviendas incluidas en estos lugares.

PRIN-4: La evaluación del riesgo geológico como herramienta para la planificación sustentable y sostenible de las comunidades

Evaluación y susceptibilidad de riesgo geológico: Remociones en masa en la zona Laguna Verde, Región de Valparaíso.

Valentina Paola Castro-Gómez[1], Ivan Vargas-Cordero[1], Jaime Aguilera-Fritis[1].
(1) Ingenieria, Geología, Universidad Andrés Bello

El riesgo es el grado de perdidas, tales como, daños de edificaciones y/o humanas esperadas debido a la ocurrencia de un evento en particular. Debido al aumento de la población, cada día esta es expandida a zonas más propensas a lugares inseguros, aumentando el riesgo a la población. El estudio se centra en el riesgo geológico de remociones en masa, definida como procesos gravitacionales, donde se involucra la movilización de materiales como suelo y/o roca, sin contar los procesos de subsidencia y hundimientos kársticos. Estos movimientos pueden ser provocado por procesos desencadenantes del tipo geológicos, climáticos o antrópicos, los cuales generan una inestabilidad a zonas de laderas o escarpes, generalmente con pendientes elevadas. La zona de investigación comprende lugares de Laguna Verde, Curaumilla y Quebrada Verde, correspondientes a la comuna de Valparaíso, y regidas por las normas de uso de suelo del Plan Regulador de estas. En dónde se hará análisis de los factores condicionantes y desencadenantes para evaluar y zonificar la susceptibilidad de los distintos tipos de remociones en masa. La metodología utilizada está basada en la metodología propuesta por Lara en 2007, en donde se realiza un análisis porcentual de los factores de pendientes, exposición al sol, vegetación, hidrología entre otros. Para evaluar los factores se debió hacer estudios de percepción remota, de terreno y de laboratorio. Los resultados obtenidos demostraron que la gran susceptibilidad a remociones en masa está asociado a las altas pendientes en una ladera al norte de la zona urbana producida por una falla normal activa de 24,3 km de extensión. A su vez el factor antrópico ha sido de gran relevancia ya que producto de su camino principal construido a provocado constantemente caídas de roca en el sector.

PRIN-4: La evaluación del riesgo geológico como herramienta para la planificación sustentable y sostenible de las comunidades

La planificación sustentable del uso de los recursos a partir del análisis de los procesos hídricos de la subcuenca del río Los Puestos, Catamarca

Daniela Cedron[1], Adriana Niz[1], Malvina Serra[1].
(1) IMCoDeG - Geología -, Facultad de Tecnología y Ciencias Aplicadas , Universidad Nacional de Catamarca, Catamarca, Argentina

El área se ubica en la subcuenca del rio Los Puestos, Dpto Ambato, forma parte de cuenca N del rio del Valle, que drena hacia la Capital de Catamarca. Respecto a la hidrografía, el colector principal es el rio Los Puestos, que nace al N de la cuenca por el aporte de los numerosos afluentes que drenan la ladera oriental de la Sierra de Humaya y la ladera occidental de la Sierra Graciana. Por medio de la aplicación de los softwares Google Earth, AutoCAD, Global Mapper y ArcGIS, se realizó la cartografía de base y temáticas. Se calcularon los parámetros para determinar el comportamiento de la cuenca y analizar e interpretar los procesos hídricos y geológicos generadores del relieve y geoformas presentes. Se concluye que la cuenca presenta un drenaje controlado por la estructura, presenta en las cumbres un relieve de valles colgados, entretanto, el área pedemontana, exhibe dos niveles fluviales que indican diferentes regímenes hídricos, que se relacionan con los eventos en las cabeceras de las Sierras. Por otra parte, es una zona con frecuentes incendios forestales, tanto intencionales como espontáneos, que dejan las laderas con muy escasa vegetación, expuestas a erosión en periodos de las precipitaciones de verano, estos eventos desencadenan diferentes aportes de sedimentos a los cauces principales que desaguan en el dique Las Pirquitas, ya de por si con un grave problema de colmatación. Contar con esta información permitirá a las autoridades diagramar de una manera sustentable y sostenible el uso de los suelos y autorizar la urbanización de modo de mitigar la sedimentación en cauces

PRIN-4: La evaluación del riesgo geológico como herramienta para la planificación sustentable y sostenible de las comunidades

Caracterización de la dinámica eólica e hídrica en el bolsón de Fiambalá, Tinogasta, Catamarca, Argentina, para el desarrollo del plan de ordenamiento sustentable (POS) de Fiambalá

Gabriel CEJAS[1], ADRIANA NIZ[1].
(1) IMCoDeG - Geología -, Facultad de Tecnología y Ciencias Aplicadas , Universidad Nacional de Catamarca

El presente trabajo tiene como fin la evaluación de los riesgos de origen eólico y fluvial presentes en la Localidad de Fiambalá, que se ubica al O de la Provincia de Catamarca, Argentina, con clima semiárido riguroso. Actualmente, debido a la expansión de esas áreas urbanas, se ha avanzado sobre tierras pobremente vegetadas, en las que la deforestación que acompaña al asentamiento urbano, expone las superficies a la actividad eólica, incrementando los procesos de deflación y transporte de sedimentos, así, se ha desestabilizado el sistema dunario provocando, por un lado, el avance de los médanos sobre las viviendas y áreas de cultivo y, por otro lado, la erosión de suelos cultivables. Se analizó la dinámica de estos procesos, las distintas geoformas de erosión y de acumulación, y el impacto en las diversas actividades económicas de la zona y, como consecuencia de ello, la migración de la población. En términos generales se concluyó que la actividad eólica en el valle de Fiambalá es intensa, generando extensas superficies de deflación principalmente en los sectores E y S de la Localidad campos dunarios hacia el E y N de la misma. Por su parte la actividad fluvial en periodos de precipitaciones intensas genera importantes crecidas del Río Fiambalá, dando así lugar a una vulnerabilidad adicional, y, por ende, un problema para la población, debido a que la erosión que produce sobre sus márgenes, está avanzando hacia las áreas de cultivos que se ubican en los sectores próximos a éstas. Los resultados de ésta investigación se presentaron para el plan de Ordenamiento Territorial Sustentable (OTS) del Municipio local

PRIN-4: La evaluación del riesgo geológico como herramienta para la planificación sustentable y sostenible de las comunidades

Evaluación de la vulnerabilidad ante el impacto de tsunami de los núcleos urbanos costeros de la Región de Atacama, Chile

Javiera Cifuentes[1], **Tatiana Izquierdo[1]**, Manuel Abad[1].
(1) Universidad de Atacama

A lo largo de la historia se ha descrito la ocurrencia de grandes tsunamis generados tras terremotos en las costas chilenas incluidas las de la región de Atacama. Por ello, se ha evaluado la vulnerabilidad de los principales núcleos costeros de la región (Chañaral, Caldera, Calderilla, Bahía Inglesa y Huasco), a partir del escenario de inundación planteado por el Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada de Chile (SHOA) en sus cartas de inundación por tsunami. Se ha utilizado el modelo PTVA-4 que calcula un Índice de Vulnerabilidad Relativa (RVI) para cada edificio, tras asignar a las diferentes características arquitectónicas valores reglados en función de su influencia en la vulnerabilidad de la construcción ante la inundación por tsunami. Aquellas viviendas no evaluadas debido a su inaccesibilidad fueron clasificadas como "No visibles". En Chañaral, un total de 1.019 viviendas se encuentran en la zona de inundación, de las cuales un 4,5% fueron clasificados como "No visibles" y el 29,1% poseen un RVI Muy Alto y Alto. De las 195 edificaciones afectadas en el escenario de inundación de Caldera, el 38,9% se clasificaron con un RVI Muy Alto o Alto (profundidades de inundación >4 m) y sólo un 5,1% fueron "No visibles". Para Calderilla (234 viviendas en la zona de inundación) también su obtiene un 38% de viviendas con un RVI Muy Alto o Alto mientras que para Bahía Inglesa (254 viviendas en la zona de inundación) se obtiene un 33,2% de viviendas en esas categorías con sólo el 2,4% clasificadas como "No visibles". Finalmente, en Huasco, de los 161 edificios analizados un 88,8% presenta RVI Muy Alto o Alto (6,8% "No visibles"). Además, se han identificado dentro la zona de inundación infraestructuras estratégicas en las ciudades de Chañaral y Huasco. En Chañaral, se encuentran en la zona de inundación la Escuela Diego Portales (RVI Moderado), la Escuela Especial José Luis Olivares Arancibia (RVI Medio), el Jardín Infantil Caracolito (RVI Moderado) y las oficinas de la Policía de Investigaciones De Chile (RVI Alto). En Huasco, se encuentras en la zona de inundación el Hospital de la ciudad (RVI Alto) y la Municipalidad de Huasco (RVI Muy Alto). Por ello, es prioritario el establecimiento de medidas de evacuación de las Escuelas en riesgo y la Municipalidad de Huasco, así como la reubicación del Hospital de Huasco, ya que en este caso sería extremadamente compleja la evacuación de quienes se encuentren en este establecimiento durante una emergencia.

PRIN-4: La evaluación del riesgo geológico como herramienta para la planificación sustentable y sostenible de las comunidades

Depósitos Salinos en la Cordillera de Costa de la Región de Tarapacá: Evaluación sobre los peligros y desafíos en la planificación territorial

Juan Felipe CONTRERAS[1], Carlos CASTRO[2], Makarena ZAMORANO[1].
(1) Minería y Metalurgia, Universidad Tecnológica de Chile Inacap, Iquique, Chile
(2) Socavones, SERVIU, Iquique, Chile

La zona de estudio se localiza en la Cordillera de la Costa de la Región de Tarapacá entre los 20°14' y 20°18' Latitud Sur, correspondiente a la Comuna de Alto Hospicio. En el área es posible reconocer un basamento conformado por secuencias sedimentarias marinas (Sinemuriano – Titoniano), Complejos Ígneos Félsicos y Pórfidos Andesíticos Cretácicos, y sobreyaciendo en discordancia angular todo se encuentra las secuencias sedimentarias cenozoicas *(Oliveros et al., 2006; Marquardt et al., 2009; Blanco et al., 2012)*. La ciudad de Alto Hospicio actualmente abarca un área aproximada de 18,5 km2, albergando una población de 108.375 habitantes y 33.178 viviendas (INE, 2017). El desarrollo urbano en esta localidad se ha concentrado predominantemente en depósitos aluviales cenozoicos, correspondientes a Las Gravas de Alto Hospicio del Mioceno - Plioceno. Esta secuencia de gravas, arenas, limos y arcillas semi-consolidadas a consolidadas se caracteriza principalmente por estar bien cementadas con cloruros, sulfatos, nitratos y fosfatos *(Idiem, 2010; Blanco et al., 2012; Opazo, 2014; SERVIU, 2016)*. Los elevados porcentajes de sales solubles *(SERNAGEOMIN, 2014)* generan condiciones de alto riesgo debido a las elevadas probabilidades de desarrollar socavones por disolución *(Tambay, 1973; MINVU, 2014)*, los cuales están condicionados a cualquier filtración hídrica (riego, roturas de cañerías, matrices, entre otros). Durante los últimos años en la Comuna de Alto Hospicio las principales problemáticas definidas por los representantes gubernamentales municipales van desde la planta de tratamientos de aguas servidas al control de la proliferación de micro basurales, sin embargo, la aparición de socavones en zonas urbanizadas no ha sido jerarquizado como una prioridad de alto impacto social. No obstante, la progresiva aparición de estas formaciones en la ciudad y el continuo crecimiento urbanístico ha replanteado la importancia de esta problemática y los desafíos que conlleva su solución y/o mitigación. Consecuentemente en el presente trabajo se exponen los últimos estudios geomecánicos y geoquímicos, los planes integrales de reparación y/o reposición de viviendas, y los replanteamientos sobre la materialidad de las redes sanitarias para aportar una visión global sobre la importancia de una planificación territorial responsable y sustentable en la construcción sobre suelos salinos.

PRIN-4: La evaluación del riesgo geológico como herramienta para la planificación sustentable y sostenible de las comunidades

Definición de los procesos geomorfológicos e hídricos de la cuenca del río Singuil - Dpto. Ambato- Catamarca Argentina para la planificación territorial sustentable de la cuenca

Carolina Cordoba [1], ADRIANA NIZ[1].
(1) IMCoDeG - Geología -, Facultad de Tecnología y Ciencias Aplicadas , Universidad Nacional de Catamarca

El presente trabajo se desarrolló en la cuenca del rio Singuil ubicada en la Sierra de Ambato, corresponde a la unidad geomorfológica denominada Sierras Pampeanas Noroccidentales. Se ubica al pie de la Cumbre de Narvaez, entre valles intermontanos, cuyas divisorias de agua están conformadas por las cumbres de las Higueras al este y la Sierra de Humaya al oeste; el tramo superior del rio Singuil, de rumbo N-S y drenaje sur, presenta un quiebre pronunciado en su recorrido entre las cumbres de las Higueras y Balcozna, para desembocar hacia el norte en el embalse de Escaba. En primer lugar, utilizando el software ArcGis, se delimitó la cuenca y se definieron los procesos geomorfológicos y parámetros morfométricos, esto permitió conocer en mayor medida el comportamiento hídrico y dinámico de la misma. Posteriormente, se realizaron los controles de campo correspondientes, obteniendo como resultado cartografía de base geológica, geomorfológica y de hidrología superficial, y cartografía temática del área de estudio, referida a las amenazas de origen hídricas y antrópicas presentes, tanto de deslizamientos de laderas como anegamiento. Asimismo, se realizó el análisis multitemporal de los asentamientos urbanos y de la evolución geomorfológica a efectos de definir el nivel de degradación del paisaje y el aporte de sedimentos a los cauces para determinar el impacto en el Dique de Escaba, colector final de esta cuena. Se concluyó que la zona presenta en el área de cuenca alta-media una sensible predisposición a los deslizamientos de ladera, lo cual proporciona sedimentos al cauce principal, y que en la cuenca parte baja domina el riesgo hídrico de anegamiento controlado por estructuras. En toda el área que abarca la cuenca presenta un elevado nivel de degradación de las tierras, por tanto, producto de la degradación general y de los eventos de deslizamientos hay un importante aporte de sedimentos a los cauces y al Dique de Escaba.

PRIN-4: La evaluación del riesgo geológico como herramienta para la planificación sustentable y sostenible de las comunidades

Dinámica fluvial del río Las Juntas, departamento Ambato, Catamarca - Argentina: Un reordenamiento del uso del suelo para la sustentabilidad y sostenibilidad de la región

Federico DIAZ[1], **ADRIANA NIZ**[1].
(1) IMCoDeG - Geología -, Facultad de Tecnología y Ciencias Aplicadas , Universidad Nacional de Catamarca, Catamarca, Argentina

El presente trabajo se desarrolló en la cuenca del río Las Juntas ubicada en el faldeo oriental de la Sierra de Ambato, provincia geológica Sierras Pampeanas, constituye un afluente significativo del río del Valle, uno de los más importantes de la provincia de Catamarca. El Valle de Las Juntas se ubica en el Depto Ambato, a 46 km al NO de la Capital Catamarqueña. Se determinó la morfometría de la cuenca del río Las Juntas y establecieron los procesos geomorfológicos predominantes y su comportamiento. Sus principales afluentes son los, ríos Huallumil, del Monte, del Durazno, Las Trancas, Las Salvias, y río Las Juntas que aportan al cauce principal sedimentos de las áreas cumbrales. Utilizando los softwares Google Earth, Global Mapper, AutoCad y ArcGIS, se delimitó la cuenca y se definieron los parámetros morfométricos y la cartografía base y temática del área. Se concluyó que la zona de estudio presenta una elevada diferencia de relieve, la cual genera aporte de sedimento y material de gran tamaño hacia las zonas bajas de la cuenca. La importancia de este estudio radica en el aporte de sedimentos a la cuenca del rio Los Puestos, el cual alimenta el Dique Las Pirquitas, un embalse de gran importancia que distribuye el agua a todo un Departamento, que además tiene un grave problema de colmatación. Por ende proporcionar esta información permite generar un reordenamiento del uso del suelo para la sustentabilidad y sostenibilidad de la vida útil del embalse y un mejor aprovechamiento del recurso por parte de la comunidad involucrada.

PRIN-4: La evaluación del riesgo geológico como herramienta para la planificación sustentable y sostenible de las comunidades

Susceptibilidad de generación de remociones en masa y evaluación de su alcance. Caso de estudio en San José de Maipo, Región Metropolitana, Chile

Pablo Gonzalez[1], Jose Lagos[2], Raquel Remolar[2], Bruno Villela[2].
(1) Geología, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(2) Geología, Arcadis, Santiago, Chile

Este trabajo se enmarca en el estudio de peligro geológico en la ladera oeste del Cerro Divisadero, en la localidad de San José de Maipo, Santiago, Chile. En este sector proyectan viviendas sociales que potencialmente podrían ser afectadas por futuros procesos de inestabilidad de laderas. Durante los últimos años, se han producido varios deslizamientos en el sector, el primero de ellos se generó el 8 de octubre de 1997, correspondiente a un deslizamiento rotacional principalmente de suelo, con derivación en flujos detríticos. Posteriormente los flujos se han reactivado en los años 1999 y 2000, asociados a fenómenos de lluvias intensas sobre la zona. El último evento reportado fue producto del sismo ocurrido el 27 de febrero de 2010, generando caída de bloques y deslizamientos superficiales en el frente del deslizamiento. En el desarrollo del estudio, se realizó una campaña de trabajos de terreno que consistió en el mapeo superficial de la ladera, mediciones geofísicas y excavación de calicatas, además de ensayos de laboratorio y un levantamiento fotogramétrico mediante dron. La evaluación del peligro geológico asociado a la ocurrencia de flujos de detritos fue abordada básicamente en tres etapas: La primera correspondió a la identificación de zonas consideradas como sectores de potenciales deslizamientos y que presentaban disponibilidad de materiales, considerándose que a partir de ellas se originaban flujos. En la segunda etapa, se evaluó la susceptibilidad a través de un modelo de regresión logística. Toda la información del estudio fue procesada y preparada para ser utilizada en la regresión logística. Para modelar el fenómeno, se consideró una función objetivo binomial, indicando la ausencia u ocurrencia de evidencias de escarpes de remoción en masa (RM). Una vez obtenido el modelo definitivo, se determinó la probabilidad de ocurrencia para el resto de sectores. La tercera etapa tuvo como objeto la estimación de la trayectoria y alcance de los potenciales flujos de detritos que se pudiesen originar. Para esto se realizaron modelos numéricos en aquellos lugares en que el modelo de regresión predijo una elevada probabilidad (>0.5) con el software TITAN2D. Los parámetros reológicos fueron ajustados verificando que los resultados fuesen consistentes con los depósitos existentes. Estos resultados permitieron realizar recomendaciones en cuanto a los distintos escenarios evaluados y en consecuencia adoptar medidas de mitigación *a priori* más efectivas.

PRIN-4: La evaluación del riesgo geológico como herramienta para la planificación sustentable y sostenible de las comunidades

Análisis geológico-geomorfológico e identificación de los procesos de remoción en masa para el ordenamiento territorial sustentable de la cuenca del río El Tala - Catamarca, Argentina

Maria Constanza Herrera[1,2], Adriana Niz [2], Nazaria Barbieri[2].
(1) Instituto de Monitoreo y Control de la Degradacion Geoambiental, Facultad de Tecnologia y Ciencias A, Universidad Nacional de Catamarca
(2) Instituto de Monitoreo y Control de la Degradacion Geoambiental, Facultad de Tecnología y Ciencias Aplicadas, Universidad Nacional de Catamarca, Capital, Argentina

La investigación se desarrolló en la cuenca del Río El Tala, ubicada entre la ladera oriental de la sierra de Ambato y la ladera occidental de la Sierra del Colorado, corresponde a un área potencialmente vulnerable a los riesgos geo-ambientales ocasionados por la crecida del Río El Tala, donde son muy comunes los procesos de remoción en masa, potenciados por la interacción con la actividad antrópica. La cuenca en general está compuesta por dos cuencas distintas respecto de su forma y relieve, dado que la cuenca alta representa el área cumbral, con un importante porcentaje cubierto de depósitos loessoides que suavizan su relieve, y el resto roca expuesta al intemperismo, es de forma subredondeada y la cuenca baja, que representa el valle tectónico, estrecho, de laderas escarpadas con un alto porcentaje de ocupación antrópica y que constituye la quebrada en sí misma, es de forma angular y encajonada, por lo que, la dinámica fluvial es diferente para cada una y los procesos morfodinámicos se desarrollan de acuerdo a esa característica. La Quebrada de El Río El Tala, integra la Ruta Provincial N° 4, que comunica el Valle Central, donde se asienta la ciudad de San Fernando del Valle de Catamarca, con las localidades de El Rodeo, Las Juntas, Piedras Blancas, La Puerta, etc. Todos Valles Turísticos de gran atractivo, por lo que es de gran importancia analizar su vulnerabilidad, las amenazas debidas a procesos geológicos combinados con la actividad antrópica y el clima, para definir el riesgo potencial, debido al asentamiento desordenado de la comunidad a lo largo de la quebrada es necesario este estudio para proponer un ordenamiento territorial sustentable y sostenible que permita su urbanización evitando las zonas vulnerables que impliquen riesgo para la comunidad. La actividad se dividió en tres etapas, la primera etapa comprendió las tareas de gabinete interpretación de imágenes satelitales, confección de cartografía utilizando softwares AutoCAD 2015, Global Mapper, Google Earth Pro, ArcGis; en la segunda etapa se concretó el control de campo, correlacionando y ajustando la cartografía confeccionada en la zona de investigación, con la observación directa en el campo de las diversas geoformas presentes, y de todas las características del relieve, relevando puntos estratégicos con navegador GPS, para facilitar el posicionamiento de campo en la cartografía; la tercera etapa consistió en la corrección y elaboración definitiva de la cartografía y el informe final.

PRIN-4: La evaluación del riesgo geológico como herramienta para la planificación sustentable y sostenible de las comunidades

Riesgo ante remociones en masa y ocupación antrópica de abanicos aluviales en zonas precordilleranas andinas. El evento de marzo de 2015 en Los Loros y San Antonio (Atacama, Chile)

Tatiana Izquierdo[1], Sergio Olivares[1], Albert Cabre[2], Manuel Abad[1].
(1) Universidad de Atacama
(2) Universidad Católica del Norte

Las localidades de Los Loros y San Antonio (Tierra Amarilla, Atacama) fueron afectadas por procesos de flujos aluvionales generados tras el evento hidrometeorológico extraordinario del 25 de marzo de 2015. En este sector, las precipitaciones acumuladas en 72 horas variaron entre 50 y 60 mm (estaciones Los Loros y Embalse Lautaro respectivamente; DGA) y activaron las quebradas de Sacramento y Cardenal Silva Henríquez, en Los Loros, y de San Antonio. La primera generó un flujo de detritos mientras que las otras dos produjeron flujos de fango. Cerca de 280 familias fueron afectadas, algunas casas fueron destruidas, otras quedaron sepultadas en barro y varias tuvieron daños menores. En este trabajo se ha realizado una cartografía geomorfológica en la que se ha identificado que ambas localidades se encuentran sobre abanicos aluviales tributarios al valle del río Copiapó entre 10 y 15 m sobre el cauce activo, que presentan un marcado comportamiento torrencial. La cartografía geomorfológica muestra, por tanto, que los desbordes del río no suponen una amenazada para la población. Además, se han cartografiado los depósitos generados durante el evento de 2015 obteniendo una cartografía post-evento en la que se evalúan los cambios ocurridos en el valle. Finalmente, la cartografía de la expansión de las zonas urbanas mediante fotos aéreas y ortofotografías en los años 1979, 1995 2014 y 2015 muestra un aumento de las áreas ocupadas por cultivos, viviendas y construcciones en la superficie de los abanicos y en las proximidades de los cauces que los atraviesan, así como la intervención antrópica sobre el sistema aluvial y su red de drenaje. De esta forma, en los últimos 40 años el crecimiento urbano ha supuesto un incremento en el riesgo final ante estos procesos geológicos peligrosos.

PRIN-4: La evaluación del riesgo geológico como herramienta para la planificación sustentable y sostenible de las comunidades

Estimación del volumen de sedimentos acumulado en la desembocadura del río Salado (Atacama) durante el evento aluvional del 25M de 2015 mediante métodos de interpolación geoestadísticos

Tatiana Izquierdo[1], Manuel Abad[1], Sebastian Galleguillos[1].
(1) Universidad de Atacama

El evento hidrometeorológico del 25 de Marzo de 2015 en la ciudad de Chañaral se caracterizó por la alta energía y capacidad de transporte del flujo aluvional que atravesó el valle del Río Salado. Grandes cantidades de escombros y sedimentos fueron arrastrados hasta su desembocadura desde las zonas medias y altas de la cuenca en un sistema fluvial que se caracteriza por sus largos periodos de inactividad como consecuencia de la extrema aridez donde se desarrolla. Así, durante el evento se produjo la depositación de una capa, de organización compleja, potencia heterogénea y granulometría eminentemente fangosa, que se extendió por la parte sur de esta ciudad y la llanura litoral arenosa adyacente. En este trabajo se elaboró un mapa de distribución de espesores de la capa aluvional depositada tras la crecida del río a partir de un modelo geoestadístico de interpolación, utilizando el *Software* ArcGIS 10.3 en el que se integraron 62 medidas en terreno de la potencia de la capa de fangos consolidados tras la inundación y el polígono de delimitación cartográfica del área afectada en la desembocadura en el que el espesor de la capa de fango se considera 0 para así obtener el mapa de distribución de potencias del sedimento mediante. La cartografía elaborada indica que la acumulación media de fango es menor a 50 cm en la zona de canalización del flujo mientras que en la zona de expansión del ápice del abanico deltaico que se forma en la zona de descanalización del aluvión, y en la ramificación del flujo hacia el SO, la acumulación varía entre 1,5 m y 2,5 m mostrando que la circulación preferente del flujo, y la mayor tasa de sedimentación, se produce en este sector que coincide con la salida sur de la ciudad. Las distribuciones de los espesores de sedimentos presentan un gradiente N-S, paralelo a la costa y transversal a la dirección del cauce, reflejando el posible control que ejercieron Playa Grande y la Carretera Panamericana en el evento deposicional y evidenciando su acción como barrera física al drenaje del sistema fluvial. Finalmente, las zonas más alejadas del ápice del abanico deltaico se caracterizan por su gran extensión y un espesor muy homogéneo, entre 0,75 m y 0 m, progresivamente más bajo hacia los límites del depósito aluvional. El área urbana afectada se ha calculado en 0,26 km^2 (9% de la ciudad), con una altura media de acumulación de 67 cm. El volumen mínimo total acumulado de fango se ha estimado en 297.504 m^3, con una ratio de 309.900 m^3/km^2.

PRIN-4: La evaluación del riesgo geológico como herramienta para la planificación sustentable y sostenible de las comunidades

Desarrollo de curvas de fragilidad ante inundaciones mediante datos de terreno tras el evento hidrometeorológico de marzo de 2015 en Copiapó, Atacama

Tatiana Izquierdo[1], Yolanda Gomez[2], Diego Gallardo[2], Manuel Abad[1].
(1) Universidad de Atacama
(2) Departamento de Matemáticas, Universidad de Atacama

En las últimas décadas numerosos estudios se han centrado en el análisis de la vulnerabilidad física frente a procesos fluviales y/o aluviales peligrosos aunque muy pocos han evaluado la respuesta de los edificios ante los flujos de fango. El evento hidrometeorológico de 2015 activó quebradas laterales y cauces principales que generaron flujos de detritos, flujos de fango e inundaciones en toda la región de Atacama, afectando principalmente a las ciudades de Chañaral y Copiapó. En esta última, el área afectada fue de 12,2 km^2 (72% del área urbana) con una altura media de inundación de 45 cm, aunque cuatro sectores de la ciudad presentaron profundidades de inundación >2 m. Además, el flujo de fango enterró la ciudad en un depósito de limos arenosos de 31 cm de espesor medio (Izquierdo et al., 2016). Los daños fueron catastróficos ya que más de 7.000 viviendas resultaron afectadas en la ciudad y alrededor de 600 fueron destruidas o presentaban daños no reparables de acuerdo al catastro realizado por MINVU (Ministerio de Vivienda y Urbanismo de Chile). El estudio integrado de los datos de alturas de inundación de agua y fango obtenidos en campañas de terreno días después del evento junto con la información proporcionada por MINVU ha permitido la elaboración de curvas de fragilidad en las que se evalúa la vulnerabilidad de las construcciones de la ciudad frente a este tipo de flujos de fango. Dichas curvas fueron construidas en base al modelo Box-Cox Cole and Green, el cual contiene como caso particular al modelo log-normal ampliamente utilizado en la literatura en este contexto. Estas curvas permitirán, aplicadas a potenciales escenarios de inundación futuros, conocer que edificios son más vulnerables y por tanto en que sectores de la ciudad se deben aplicar medidas de mitigación para prevenir futuros daños.

PRIN-4: La evaluación del riesgo geológico como herramienta para la planificación sustentable y sostenible de las comunidades

Escenarios de inundación en zonas urbanas de ambientes áridos: el caso de Copiapó, Atacama

Tatiana Izquierdo[1], Manuel Abad[1], Adriana Niz[2].
(1) Universidad de Atacama
(2) Universidad Nacional de Catamarca, Argentina

La ciudad de Copiapó (420 m s.n.m.) se localiza en el sector meridional del desierto de Atacama (< 20 mm/año), aguas abajo de la desembocadura de la quebrada de Paipote en el río Copiapó. El valle del río Copiapó en este sector presenta una orientación SE-NW y se encuentra delimitado por cerros donde se instalan múltiples sistemas de abanicos aluviales orientados transversales al valle. La ciudad se encuentra construida sobre la llanura aluvial atravesada por el canal activo del río. Durante los eventos de inundación, esta llanura recibe tanto la descarga de quebrada Paipote, antes de desembocar en el río, como los desbordes del río en el sector NW de la zona de estudio. En este trabajo hemos reconstruido las últimas 3 inundaciones en Copiapó tras los eventos hidrometeorológicos de junio 1997, marzo 2015 y mayo 2017, respectivamente, para identificar los factores que controlan las áreas más afectadas de la ciudad y los diferentes procesos aluviales y/o fluviales involucrados en estos eventos. La inundación de junio 1997 ocurrió tras precipitaciones intensas (>70 mm/24 h) que generaron arroyadas en manto en los abanicos aluviales que rodean la ciudad afectando a 3 sectores. Además, el aumento de caudal del río generó su desborde en el sector NW de la ciudad, con profundidades de inundación máximas de 80 cm. En marzo 2015 ocurrió un evento de precipitación extraordinario en Precordillera (> 80 mm/96 h) que causó el aumento de caudal del río y la activación de la Quebrada de Paipote (> 100 m^3/s en ambos sistemas). Como resultado, un área total de 12,2 km^2 fue afectada en la ciudad (72% del área urbana) (Izquierdo et al., 2016). Cuatro sectores de la ciudad presentaron profundidades de inundación mayores a 2 m, con registros >3,8 m en Quebrada Paipote y una media de 45 cm en toda el área afectada. Finalmente, en marzo 2017 tuvo lugar otro evento hidrometeorológico que, aunque no fue tan importante como el de 2015 (30-50 mm), afectó a dos sectores de la ciudad con profundidades de inundación < 1m: la confluencia de Quebrada Paipote con el río y el sector NW de la ciudad. El análisis de estos eventos de inundación y de la configuración geomorfológica del valle indican que el sector NW de la ciudad presenta mayor grado de peligrosidad, ya que independientemente del escenario de inundación siempre se ve afectado por inundaciones >50 cm.

PRIN-4: La evaluación del riesgo geológico como herramienta para la planificación sustentable y sostenible de las comunidades

Análisis de procesos geológicos peligrosos, susceptibles de constituir riesgos en los asentamienos irregulares localizados en las quebradas septentrionales de Copiapó

Tatiana Izquierdo[1], Manuel Abad[1], Adriana Niz[2].
(1) Universidad de Atacama
(2) Universidad Nacional de Catamarca, Argentina

Los asentamientos informales llamados campamentos o comúnmente tomas constituyen un fenómeno territorial que en la región de Atacama experimentó un incremento de un 130% en el período 2011-2016 (Rojas, 2017). Este trabajo analiza la situación de peligro potencial al que se encuentran expuestos los sectores tomados para la construcción de campamentos en el sector alto de la ciudad de Copiapó (Atacama, Chile) en el escenario de activación por precipitaciones de la superficie de los abanicos aluviales cuaternarios en los que se asientan. La zona de estudio se ubica al pie los relieves ubicados en la vertiente meridional de la Sierra Caballitos, en el sector central de la comuna de Copiapó. Estos sectores se localizan, en sentido amplio, en la superficie de, principalmente abanicos torrenciales de grandes dimensiones. Son formas típicas de sistemas morfo-climáticos áridos, caracterizados por largos periodos de inactividad que suele aparecer registrados por la formación en las quebradas de un manto eólico de escaso espesor. Por el contrario, en momentos de precipitaciones, el marcado desnivel, bajo coeficiente de infiltración del terreno y la escasa jerarquización del complejo de canales, generan flujos de tipo arroyadas en manto e inundaciones que suponen un potencial riesgo para toda esta zona de la ciudad. La ocurrencia de estos fenómenos queda registrada en la naturaleza geológica de las formaciones superficiales aflorantes, así como en las recientes crónicas históricas. En base a datos diarios de precipitación se define el peor escenario posible, que se correspondería con una $P24_{max}$ de aprox. 70 mm para un T de 50 años, en un contexto asimilable al experimentado en la ciudad durante 1997, cuando la mayor parte de las formas y depósitos susceptibles de suponer un riesgo geológico descritos en la zona de estudio se activaron. En paralelo, la cartografía de peligrosidad ante inundaciones y flujos torrenciales elaborada a partir del mapeo geomorfológico muestra como las tomas se localizan en zonas de peligrosidad de media a alta. En la mayor parte de los casos, las construcciones se instalan en las proximidades de los cauces activos, o directamente en zonas adyacentes a los anteriores que serían inundadas en momentos de desborde y arroyadas, apareciendo elevada escasos metros sobre los canales.

PRIN-4: La evaluación del riesgo geológico como herramienta para la planificación sustentable y sostenible de las comunidades

Estudios de los procesos de remoción en masa para pontenciar la sostenibilidad y sustentabilidad de las villas turísticas del departamento Ambato, Catamarca - Argentina

Cinthia Alejandra Lamas[1].
(1) Instituto de Monitoreo y Control de la Degradacion Geoambiental - IMCoDeG., Facultad de Tecnologia y Ciencias Aplicadas, Universidad Nacional De Catamarca

Se ha seleccionado como área de investigación la Ruta Provincial N°16, que une las Localidades de El Rodeo y La Puerta en el Departamento Ambato, provincia de Catamarca, Argentina La proyección y ejecución de la obra vial significa para los habitantes de la región, una obra que simplifica el acceso y traslado entre dos Valles de singular belleza. Sin embargo, la participación antrópica modificando el relieve, implica en sí mismo un impacto en el equilibrio natural entre topografía, clima y geomorfología. Para este análisis se confeccionaron mapas de base geológico, hidrológico, geomorfológico y topográfico a nivel departamental, con el correspondiente control de campo, se evaluó el trazado de la ruta, se identificó el riesgo geológico y se proponen medidas de mitigación que permitan mantener una vía de comunicación sustentable y sostenible en el tiempo para optimizar la calidad del servicio en una región turística por excelencia. Se concluyó que la proyección y ejecución de la obra vial, si bien simplifica la comunicación entre los valles, también implica una modificación sustancial en la topografía de la quebrada, se produce el ensanchamiento del valle natural que impacta en la estabilidad de taludes de laderas, altera la vía de circulación de aire que modifica localmente condiciones climáticas estacionales, modifica las características geomorfológicas, ya que, previo a la intervención, muestra una quebrada tectónica angosta, con laderas empinadas, un cauce encajonado con desarrollo de 2 niveles de terrazas fluviales y carencia de piedemonte, mientras que la geomorfología post intervención, muestra alteración en la pendiente de taludes con remoción de materiales tanto durante la obra como posterior a ella, con modificaciones morfométricas del cauce. Respecto a los procesos de movimiento en masa se reconocieron deslizamientos de detritos, en seco y húmedo. Los de mayor magnitud son los deslizamientos de tipo planar y traslacional con manifestaciones en algunos sectores de movimientos complejos. Los disparadores de estos movimientos se deben al grado de humedad en épocas de precipitaciones y a vibraciones vehicular y microsismica. De acuerdo a la geomecánica, la inestabilidad de los taludes existentes está afectado por la realización de voladura normal no controlada y el tipo de roca presente.

PRIN-4: La evaluación del riesgo geológico como herramienta para la planificación sustentable y sostenible de las comunidades

Distribución espacial de subcuencas afluentes al río Maipo con viviendas expuestas al alcance de flujos de detritos

Mónica Viviana Marín[1], María Belén Mardones[2].
(1) Geología Aplicada, Unida de Peligros Naturales y Ordenamiento Territorial, Servicio Nacional de Geología y Minería
(2) Ciencias Geológicas, Facultad de Ingeniería y Ciencias Geológicas, Universidad Católica del Norte, Antofagasta, Chile

1. Introducción

La cuenca alta del río Maipo incluye las subcuencas de los ríos Colorado, Yeso y Volcán, las cuales presenta grandes depósitos no consolidados y zonas de alteración hidrotermal con una alta disponibilidad de material removible. Estas características geológicas, geomorfológicas y las altas pendientes de la zona, actúan como factores condicionantes que favorecen la ocurrencia de flujos de detritos, desencadenados principalmente por eventos hidrometeorológicos, los cuales son encauzados por quebradas que descargan en zonas construidas o con infraestructura importante causando un gran impacto en la sociedad.

Este trabajo presenta los resultados obtenidos a partir del cruce de parámetros morfométricos de las subcuencas aportantes en la parte alta del río Maipo con la exposición física de la infraestructura ubicada en zonas de descarga aluvial, para estimar el alcance de remociones en masa del tipo flujo de detritos o aluviones a dicha infraestructura. El resultado obtenido del análisis de los parámetros morfométricos nos permite identificar y priorizar las microcuencas dentro de esta gran área que presentan mayor vulnerabilidad y exposición frente algún evento de remoción en masa. Ya que la cuenca alta del río Maipo, ubicada en la comuna de San José de Maipo, presenta una alta disponibilidad de material removible que puede ser trasportado aguas abajo por eventos hidrometeorologicos.

2. Antecedentes históricos

Según registros se tiene que durante los últimos 30 años, en la Región Metropolitana han fallecido al menos 85 personas y se han producido importantes pérdidas económicas producto de remociones en masa, principalmente del tipo flujos de detritos o aluviones (Sernageomin, 2017). Dejando de manifiesto la alta vulnerabilidad frente a estos fenómenos, debido a su magnitud, daños y frecuencia. En la Región Metropolitana de Santiago se han registrado 123 fallecidos y 16 desaparecidos. Sólo en la comuna de San José de Maipo se han declarado 102 fallecidos y 11 desaparecidos, siendo la parte alta de la cuenca del río Maipo una zona que se ve frecuentemente afectada por estos tipos de eventos. Debido a los flujos de detritos de febrero de 2017, se afectó directamente la infraestructura y conectividad vial, estos aportaron una alta concentración de sedimentos finos en el río Maipo, la principal fuente de agua potable de la ciudad capital de Santiago (cerca del 70%) (Moreiras y Sepúlveda, 2013; Sepúlveda *et al*., 2014), afectando el normal funcionamiento de las plantas de tratamiento de agua potable de Aguas Andinas (Fundación Aquae, 2014).

3. Metodología

El estudio se basa en el cálculo de parámetros morfométricos e hidrográficos, tales como razón de Melton; índice de torrencialidad, índice de pendientes, índice de compacidad, etc. Los cuales se unificaron bajo el concepto de índice de potencialidad erosiva (IPE) (Ferrando, 1994), para determinar las microcuencas más propensas a generar flujos de detritos, desde el análisis de estabilidad de la cuenca.

Posteriormente se realizó una jerarquización de los resultados, sobre la base del índice de potencialidad erosiva, el número de construcciones, el número de habitantes por vivienda, el tiempo de concentración y el catastro de la cantidad de eventos registrados. Los resultados entregaron una priorización y distribución espacial de las microcuencas frente a un evento de flujo de detritos, tomando como principal factor la exposición de la población, que permite direccionar el plan de mitigación y de monitoreo de esta comuna hacia los sectores más críticos.

4. Resultados

Los resultados obtenidos del análisis de parámetros morfométricos se dividieron de acuerdo a las subcuencas más importantes, los ríos Maipo, Colorado, Yeso y Volcán (figura 1).

La subcuenca del río Yeso, presenta un 33% de microcuencas de área reducida (menor a 12,5 km2) y un 66% de estas varía su área entre 35 y 12,5 km2, las tres microcuencas pertenecientes a este sector presentan pendientes altas que varían entre 23 a 34°,



siendo la de mayor pendiente SN12. El relieve obtenido indica grandes variaciones altitudinales superiores a 2.000 m. en el caso de SN12 y Estación San Nicolás, estos resultados concuerdan con los obtenidos por la razón de Melton ya que ambas microcuencas arrojan valores menores a 0,60 que indican una alta capacidad erosiva. En cuanto al índice de Gravelius se obtiene que el 100% de las microcuencas del sector presenta forma oval redonda.

La subcuenca del río Volcán presenta un 87% de microcuencas de tamaño muy reducido menores a 12,5 km2 entre las cuales 10 de ellas son menor a 1 km2 y un 13% presenta área de tamaño medio. El análisis de pendiente indica que el 50% de las microcuencas presentan pendientes muy altas, superiores a 35°, entre las que destacan Baños Morales y SN15. El parámetro de relieve expone que un 19% de las microcuencas de estudio presenta valores altos de desnivel altitudinal (superiores a 1800m) principalmente Lo Valdés, quebrada las Amarillas y quebrada Morales, un 13% presenta un desnivel medio y un 68% desnivel bajo (menor a 1000 m) estos resultados concuerdan con los arrojados por la razón de Melton que indican que un 56% de las microcuencas presentan capacidad erosiva alta, siendo los valores más altos Lo Valdés, quebrada Morales y quebrada Amarillas. El índice de Gravelius arroja que un 19% de microcuencas es redonda, 50% de forma oval redonda y un 31% de forma oval alargada.

La subcuenca del río Colorado presenta un 69% de microcuencas de tamaño muy reducido, dentro de las cuales 4 de ellas presentan un área menor a 1 km2 y un 31% de tamaño medio, las 13 microcuencas pertenecientes a este sector presentan pendientes altas que varía entre 22 y 35°, siendo las más pronunciadas SN4 y Estación el Relvo con pendientes superiores a 30°. El relieve o desnivel indica que un 54% presenta alta variación altitudinal tales como SN4, Estación Aucayes, Estación de Quempo o cabeza de león y Estación el Relvo, un 46% presenta diferencia altitudinal de moderada a baja. Los resultados de la variable razón de Melton en este sector arrojan un 38% de microcuencas de muy alta capacidad erosiva que corresponde a Estación Aucayes, Estación de Quempo o Cabeza de León, Estación el Relvo, Estación el Sauce las Tórtolas y un 62% entre valores moderados a bajo. El índice de Gravelius arrojo que un 23% de las microcuencas presentan forma redonda y un 77% de forma oval redonda.

La subcuenca del río Maipo presenta la mayor cantidad de microcuencas estudiadas, siendo un total de 73 en este sector, donde un 87% presenta áreas muy reducidas menores a 12,5 km2, donde 45 presentan áreas menores a 1 km2 y un 13% presenta áreas pequeñas a medianas. Las pendientes en este sector arrojan que un 14% presenta valores superiores a 35° las que corresponden a San Alfonso, SN21, San Gabriel, Pinoco, un 83% presenta pendientes altas (superiores a 22°), y un 3% de pendientes bajas. El relieve en este sector indica que un 10% presenta alto desnivel altitudinal con valores superiores a 2000 m. siendo SN6, Estación El Canelo, Estación el manzano, Estación San Alfonso, Estación San Gabriel, Estación San José y quebrada Calchona, un 21% presenta valores de desnivel medio y un 69% de desnivel bajo. Los resultados obtenidos por el parámetro razón de Melton indican que un 23% de las microcuencas del sector presentan alta capacidad erosiva por ejemplo SN6, Estación el Canelo, Estación el Manzano, Estación El Sauce, Estación San Alfonso, Estación San Gabriel, Estación San José, entre otras. El índice de Gravelius indica que un 23% de las microcuencas presentan forma redonda y un 77% forma oval redondeada.

Los resultados obtenidos a partir del análisis morfométrico de las 105 microcuencas entregan una aproximación del estado de equilibrio morfodinámico en que se encuentran, lo que nos permite identificar sectores prioritarios frente a un evento de flujos de detritos. No obstante, al interpretar estos resultados por separado se presentó una falencia ya que cada resultado se debe procesar independientemente, es por esto que se utilizó una metodología que integrara los factores como es el caso del índice de potencialidad erosiva (IPE) el cual nos permite relacionar el índice de Gravelius, el índice torrencialidad y el índice de pendiente, con lo cual se obtuvo como resultado 45 microcuencas prioritarias entre las que destacan SN12, SN3, SN4, SN5, Baños Colina, Baños Corales, El Manzano, El Melocotón, Estación San Alfonso, Estación el Canelo, Quebrada las Amarillas, Estación San José, San Gabriel, etc.

Estos resultados fueron contrastados con el tiempo de concentración de cada microcuenca, el análisis hipsométrico y el número de edificaciones por sector, con el fin de crear una jerarquización entre ellas, el cual arrojo 28 microcuencas que presentan mayor exposición, estas serán presentadas por sector: la subcuenca del río Colorado presenta 5 microcuencas prioritarias Estación Aucayes, Estación de Quempo o Cabeza de León, Estación el sauce las Tórtolas, SN4 y Estación el Relvo. En la subcuenca del río Volcán se encuentran localizadas 4 microcuencas prioritarias Lo Valdés, Baños Colina, quebrada Morales y SN23. Finalmente, la subcuenca del río Maipo en la cual se ubican la mayor cantidad de microcuencas vulnerables Estación el manzano, Estación San José, Estación San Alfonso, quebrada Carmona, quebrada el Temple este, Estación san Gabriel, Estación El Canelo, SN6, Estación El Sauce, San José Norte, quebrada Calchona, Las Lajas, quebrada Melocotón, SN17, SN18, SN19, SN20, Divisadero 2, San Alfonso 5.

5. Conclusiones y Discusión

El análisis de parámetros morfométricos permite identificar las cuencas más susceptibles a la generación de flujo de detritos, sin embargo, se necesita la variable de erodabilidad que integra la litología, estructuras, vegetación, etc. para determinar el estado de equilibrio morfodinámico de cada microcuenca y generar un mapa de pendientes homogéneas para un análisis más robusto del parámetro IPE.

En el análisis del tiempo de concentración se identificó un problema al no poder determinar un rango de acción frente a un evento de remoción en masa de tipo flujo. Si bien, este informe propone un tiempo de 10 min, esta condición no presenta ninguna sustentación bibliográfica, por lo que tiempos de concentración menores a 30 min tampoco permiten generar un plan de acción. El análisis de estas variables por separado generan un conflicto de priorización, por el cual se propone generar una categorización que integre el índice de potencialidad erosiva, catastro de eventos registrados de flujos de detritos, el tiempo de concentración y la cantidad de edificaciones, generando rangos para cada uno de estos e integrarlos en un análisis de peligrosidad.

6. Agradecimientos

Las autoras agradecen el patrocinio de la Subdirección Nacional de Geología del Sernageomin.

7. Referencias

Ferrando F; 1994. Métodos hidromorfométricos para determinar la erosividad en cuencas hidrográficas, México.

Fundación Aquae, 2014. Estudio de diagnóstico hidrogeológico de susceptibilidad de Remociones en Masa en zonas del Cajón con vistas al impacto sobre las fuentes de agua de Santiago. Informe técnico ITAA–04–Rev.C. Centro de Estudios e Investigación en Infraestructura (CEII), Departamento de Obras Civiles, Universidad Técnica Federico Santa María, Chile.

Marín, M., Contreras, J.P., Olea, P., 2017. Efectos geológicos del sistema frontal en la zona central del país, el 25 y 26 de febrero de 2017, comuna de San José de Maipo, Región metropolitana. INF-RM-01-2017. Servicio Nacional de Geología y Minería, Chile.

Moreiras, S. M., Sepúlveda, S. A., 2013. The high social and economic impact 2013 summer debris flow events in Central Chile and Argentina. Boll Geofis Teor Appl 54 (2):181–184.

Sepúlveda, S. A., Moreiras, S.M., Lara, M., Alfaro, A., 2014. Debris flows in the Andean ranges of central Chile and Argentina triggered by 2013 summer storms: characteristics and consequences. Landslides, 2015 12:115–133.

SERNAGEOMIN, 2018. Catastro de remociones en masa a nivel nacional, Servicio Nacional de Geologia y Mineria, Sernageomin, 2018. http://portalgeo.sernageomin.cl/Visor/

PRIN-4: La evaluación del riesgo geológico como herramienta para la planificación sustentable y sostenible de las comunidades

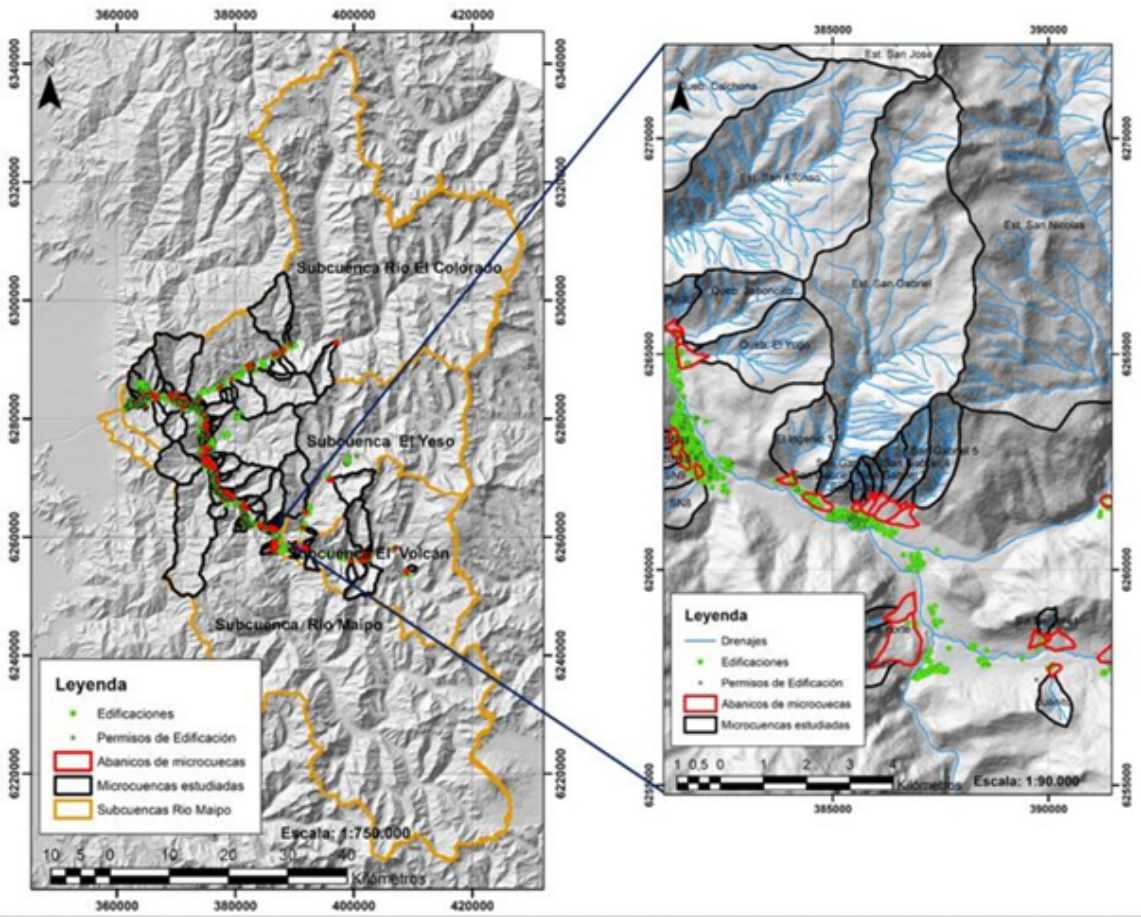


Figura 1. Distribución espacial de microcuencas del estudio. Elaboración propia.

PRIN-4: La evaluación del riesgo geológico como herramienta para la planificación sustentable y sostenible de las comunidades

El impacto de la falta de ordenamiento territorial sustentable y sostenible ante un evento de riesgo hídrico en Sijan - Catamarca - Argentina

Adriana Niz[1], Manuel Abad[2], Jorge Oviedo[1], Tatiana Izquierdo[2], Pablo Mathias Oviedo Niz[1].
(1) IMCoDeG - Geología -, Facultad de Tecnología y Ciencias Aplicadas , Universidad Nacional de Catamarca
(2) GEOLOGIA, Facultad de Ciencias Naturales, Universidad de Atacama, Copiapo, Chile

En enero de 2014, luego de semanas de intenso calor, se produjo una intensa precipitación, coherente con condiciones extremas. El fenómeno meteorológico afectó la cuenca alta del Rio Siján, localidad del Departamento Pomán, ubicado en la región oeste de la provincia a 158 km de la ciudad Capital de Catamarca y cuenta con 1.169 habitantes. El aluvión que ha afectado Sijan ha sido un flujo denso con transporte de bloques de grandes dimensiones englobados en una matriz de grano mediano a fino. Debido a la densidad del flujo, el desplazamiento ha sido relativamente lento permitiéndole a la población resguardarse del impacto del fenómeno, el material que transportaba se ha depositado paulatinamente por selección gravitacional. En general el aluvión ha afectado aproximadamente una superficie de 98 Ha, en las cuales ha perjudicado viviendas, las ubicadas en la vía de circulación del flujo, mas hacia el este, han sido soterradas completamente, mientras que las ubicadas hacia el sur de la calle principal han sido parcialmente soterradas ocasionando en algunos casos daños importantes; también han sido cubiertos de lodos campos de cultivos y fincas, daño que afecta un 28 % aproximadamente de la superficie urbanizada. Se concluye que el aluvión ocurrido en 2014, se inicia con la colmatación del material intersticial de las grietas entre las rocas, la sobresaturación de los materiales rocosos deleznables y de los depósitos de antiguos deslizamientos; esa sobresaturación desencadena una potente corriente de lodo y bloques, al llegar a la cuenca media, donde se produce un importante cambio de pendiente y mayor encajonamiento del cauce, adquiere mayor velocidad y mayor capacidad erosiva y de transporte, cuando atraviesa la sección media arrastra los materiales sedimentarios, incrementando la masa del fluido. Al llegar a la desembocadura se encajona en el cauce preexistente, pero dado que la cantidad de material en transporte supera la capacidad del canal, se colmata y se distribuye buscando nuevas vías de circulación; de esa forma se originan cauces secundarios que se adaptan a la disminución de la pendiente, entre ellos, un cauce lobular de unos 3 m de potencia, se dirigió hacia el centro de la población utilizando la calle principal del pueblo como canal de descarga. La falta de un ordenamiento urbano sustentable y sostenible, alejado de la desembocadura de la cuenca, ha sido uno de las principales causas de que el impacto del evento haya sido mayor.

PRIN-4: La evaluación del riesgo geológico como herramienta para la planificación sustentable y sostenible de las comunidades

El análisis y clasificación de los procesos geodinámicos para la planificación sustentable de la quebrada de La Cebila, depto. Capayan - Catamarca Argentina

Adriana Niz[1], Manuel Abad[2], Lamas Cinthia[1], Tatiana Izquierdo[2], Sergio Iramain[1].
(1) Imcodeg - Geología -, Facultad De Tecnología Y Ciencias Aplicadas , Universidad Nacional De Catamarca
(2) Geologia, Facultad De Ciencias Naturales, Universidad De Atacama, Copiapo, Chile

La Quebrada de La Cébila es de origen tectónico-fluvial con una extensión de 23 km, atravesada por la ruta Nacional 60, límite entre las provincias de La Rioja y Catamarca, que une la capital Catamarqueña con los Departamentos del O. La importancia del estudio en esta Quebrada, radica en que es la vía más rápida de comunicación con esa región, el tránsito en ella es permanente. Las características geoambientales la dividen en dos sectores, uno representado por una quebrada elongada, angosta y húmeda y el otro, definido por un valle de tipo bolsón con un clima más seco. La primera presenta serios inconvenientes de estabilidad de taludes, con intensos procesos de remoción en masa que se analizaron para definir estructuras de control y mitigación del riesgo por caída de materiales. La ruta atraviesa varias veces el cauce, las obras civiles permiten evacuar los fluidos en periodos normales, pero en época de precipitaciones son obturadas por vegetación y detritos, ante un evento extraordinario, el fluido las superaría circulando por encima de ellas. Tanto las laderas como el lecho de los cauces principales, que funcionan como canales colectores de las cuencas, presentan material de tipo derrubio suelto, Este material, en una lluvia extraordinaria, será transportado aguas abajo en forma de aluviones de barro. El análisis y clasigicacion realizado en el presente trabajo le será de utilidad para los organismos de gestión a efectos de planificar de modo sustentable y sostenible, las obras de prevención y mitigación necesarias

PRIN-4: La evaluación del riesgo geológico como herramienta para la planificación sustentable y sostenible de las comunidades

Primera base de datos geoespacial de remociones en masa de Chile

Paula Olea-Encina[1], Paola Ramírez[1].
(1) Servicio Nacional de Geología y Minería. Av. Santa María 0104, Providencia, Santiago

Introducción

Las remociones en masa son uno de los principales peligros que afectan al territorio chileno. Se denominan remociones en masa a aquellos procesos naturales asociados a la dinámica externa del sistema terrestre y a la evolución del paisaje, que incluyen todos aquellos movimientos ladera abajo de una masa de roca y/o detritos por efectos de la gravedad (Arenas & Opazo, 2017).

A partir de las remociones en masa ocurridas en 2015, el Servicio Nacional de Geología y Minería (Sernageomin) detectó la necesidad de llevar un registro a nivel nacional de remociones en masa, con el objetivo de comprender estos fenómenos y poder realizar medidas preventivas en el futuro. El conocimiento de los factores condicionantes y gatillantes de las remociones en masa, permite comprender de mejor forma el comportamiento de la naturaleza. De esta forma, mediante análisis espacio-temporal es posible avanzar hacia la predicción de este tipo de fenómenos y la gestión del riesgo.

Es por esto, que se ha realizado la sistematización de los datos de los estudios elaborados por Sernageomin de remociones en masa. En cada uno de los informes analizados se han identificado puntos de afectación, considerando la ubicación de las zonas de afectación/depositación en cada cuenca o drenaje de forma independiente, con esto se puede tener que un fenómeno hidrometeorológico o sismo puede tener más de un punto representativo. Estos puntos fueron espacializados y se generó una base de datos geoespacial (Geodatabase), la que actualmente cuenta con aproximadamente 1000 registros a lo largo del país, los que representan Flujos (o aluviones), Deslizamientos, Caídas de rocas e Inundaciones. Algunos de ellos han podido ser asociados a un factor desencadenante (Antrópico, Componente oceánico, Deshielo, Erupción volcánica, Fallas, Pendiente Abrupta, precipitaciones y Sismo). El objetivo de esta Geodatabase es llegar a contar con un inventario de remociones en masa, asociando un área a cada uno de estos eventos y, al mismo tiempo, poder definir umbrales de activación de cuencas.

La Geodatabase de remociones en masa se encuentra disponible públicamente en el portal geológico minero Geomin (http://portalgeo.sernageomin.cl/geoportal/). En el futuro se tiene planeado incorporar estudios o reportes realizados por otras instituciones. La actualización se realizará cada seis meses, por lo que se invita a los generadores de este tipo de información enviar datos a paola.ramirez@sernageomin.cl.

En la Figura 1 se encuentra una visualización de la plataforma Geomin con la distribución de los puntos de afectación a lo largo del país.

Estructura de la Geodatabase

Los atributos más importantes de dicha Geodatabase son "Coordenadas", "Sistema de referencia", "Precisión de Coordenadas", "Proceso Principal", "Factor desencadenante", "Fecha del evento Principal", "Intensidad de las precipitaciones", "Nombre de estación meteorológica utilizada", "Altura isoterma", "Referencia bibliográfica" y "link de acceso al documento".

En algunos casos no fue posible establecer la ubicación exacta de la remoción en masa, por lo que se han incluido el atributo "Precisión de Coordenadas", en donde se clasifican de acuerdo a distintas escalas de precisión, desde ´Coordenadas exactas´ hasta ´Coordenadas inexactas ubicadas en la provincia o región´.

Análisis de la Geodatabase

La Geodatabase posee registros históricos desde 1542 hasta el presente, concentrándose el 81% de los datos entre 2001 hasta el presente. Esto debido a la mayor cantidad de informes realizados desde esta fecha. Dado que corresponden a datos recopilados desde estudios históricos, en cerca del 30% de los registros no fue posible obtener las coordenadas exactas.
Dentro de la Geodatabase, cerca del 60% de los registros fueron desencadenados por ´Precipitaciones´, mientras que cerca de un 30% fueron desencadenados por ´Sismos´.

En cuanto al tipo de proceso principal, cerca del 40% son del tipo ´Flujos´, mientras que el 35% son ´Deslizamientos´, las ´Caídas de roca´ corresponden aproximadamente al 20% de los registros y las ´Inundaciones´ cerca del 5%.

La cota se distribuye desde el nivel del mar hasta los 6.000 m snm, concentrándose principalmente bajo los 500 m snm. Esto puede deberse a que los datos se han obtenido desde estudios realizados cercanos a áreas pobladas.

En la Figura 2 se aprecia el *boxplot* del proceso principal distribuido por mes, la mayor parte de los datos se concentran entre los meses de Marzo y Mayo, si se considera que al menos el 60% de los registros fueron gatillados por ´Precipitaciones´, la distribución temporal presenta una marcada relación con el aumento de las precipitaciones en otoño o invierno en gran parte del país.
Por otra parte, la distribución temporal podría sugerir la existencia de una relación particular entre la temperatura y las precipitaciones, sin embargo es necesario considerar que existen otros gatillantes dentro de la Geodatabase que no poseen una distribución temporal definida, como es el caso de los ´Sismos´ (30% de los registros).
Los registros se encuentran distribuidos en las 15 regiones del país. Sin embargo, la mayor cantidad de datos se concentran en las regiones de Coquimbo y Metropolitana de Santiago, Valparaíso, debido a que estas regiones han presentado mayor cantidad de activaciones desde el año 2015 (ver Figura 3).

En las regiones Metropolitana y de Coquimbo predominan los eventos del tipo ´Flujos´, mientras que en las regiones de Valparaíso y del Biobío predominan los ´Deslizamientos´.

Se destaca que las ´Caídas de rocas´ son un pequeño porcentaje en casi todas las regiones, excepto en la región de Antofagasta en donde tienen más de 50 registros, lo que equivale a cerca del 50% de los registros en dicha región.

Discusión y Conclusiones

Este trabajo muestra los resultados preliminares obtenidos a partir de la primera versión de la Geodatabase, por lo que es necesario robustecerla tanto en términos de incluir nuevos registros históricos como aumentar la descripción de ellas. En particular, es necesario incluir mayor información respecto a los gatillantes (por ejemplo magnitud y distancia al epicentro del sismo) y caracterización de los efectos (número de muertos, cantidad de infraestructura afectada, número de viviendas afectadas, entre otros).
Otros desafíos hacia futuro es avanzar para transformar este catastro en un inventario, incluyendo los elementos mínimos señalados por Arenas & Opazo (2017) e incluir características morfométricas de las cuencas aportantes, con esto se podrán caracterizar de mejor forma los fenómenos.

Uno de los principales beneficios de encontrarse dentro del Portal Geomin es que permite la integración con otras capas de información, tanto del Sernageomin, como de otros portales institucionales. Lo cual facilita la realización de análisis espaciales.
Existe un sesgo en los datos debido a la forma de realizar el catastro, sin embargo se optó por utilizar esta metodología debido a que presenta una mejor representación espacial de los fenómenos.
Producto de este sesgo y de que la fuente de los datos sea solo informes elaborado por Sernageomin, los resultados de los análisis de la Geodatabase no son concluyentes.

Si bien la Geodatabase tiene más de 1000 registros, aún es necesario avanzar en la inclusión de más fenómenos a nivel regional. Por lo que aún no logra ser representativo de la realidad a nivel nacional.

El mejoramiento de los procesos de atención de emergencia y lecciones aprendidas a partir de los desastres y emergencias del año 2015 han sido de tal magnitud, que han sido señaladas dentro de la fundamentación del eje 1 de fortalecimiento institucional dentro del Plan Estratégico Nacional para la Gestión del Riesgo de Desastres 2015-2018 (Onemi 2016).

Referencias

Arenas, M. & Opazo, E. 2017. Guía metodológica para la elaboración de mapas de susceptibilidad a las remociones en masa a escala regional. Servicio Nacional de Geología y Minería. Informe Inédito.
Onemi. 2016. Plan Estratégico Nacional para la Gestión del Riesgo de Desastres 2015-2018.
Proyecto Multinacional Andino: Geociencias para las Comunidades Andinas (PMA-GCA). 2007. Movimientos en Masa en la Región Andina: Una guía para la evaluación de amenazas. Servicio Nacional de Geología y Minería, Publicación Geológica Multinacional, No. 4, 432 p., 1 CD-ROM.

PRIN-4: La evaluación del riesgo geológico como herramienta para la planificación sustentable y sostenible de las comunidades

Agradecimientos

Los autores agradecen el patrocinio de la Subdirección Nacional de Geología del Sernageomin.

Figura 1. Catastro de remociones en masa en portal Geomin

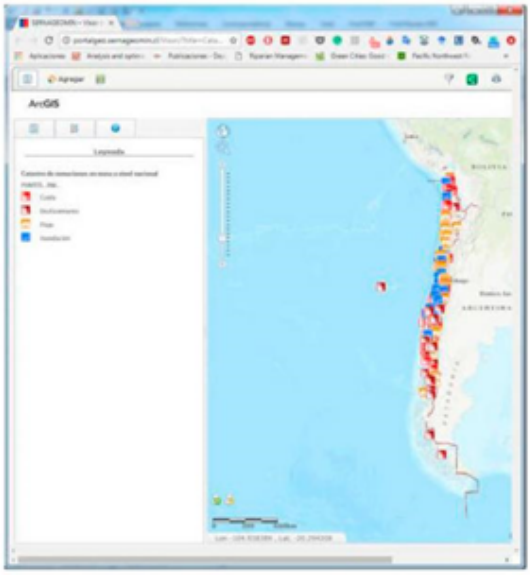


Figura 2. *Boxplot* de tipo de Proceso principal por mes

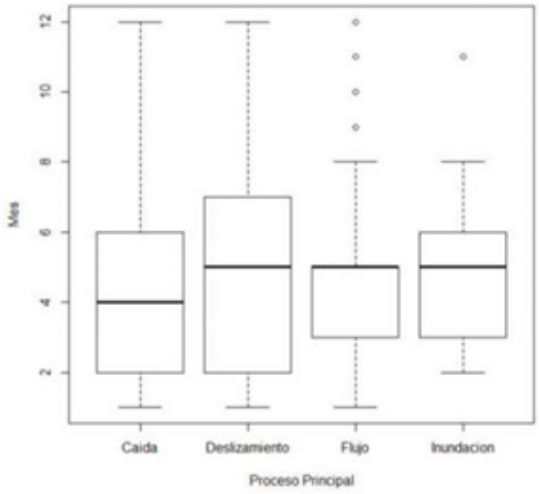
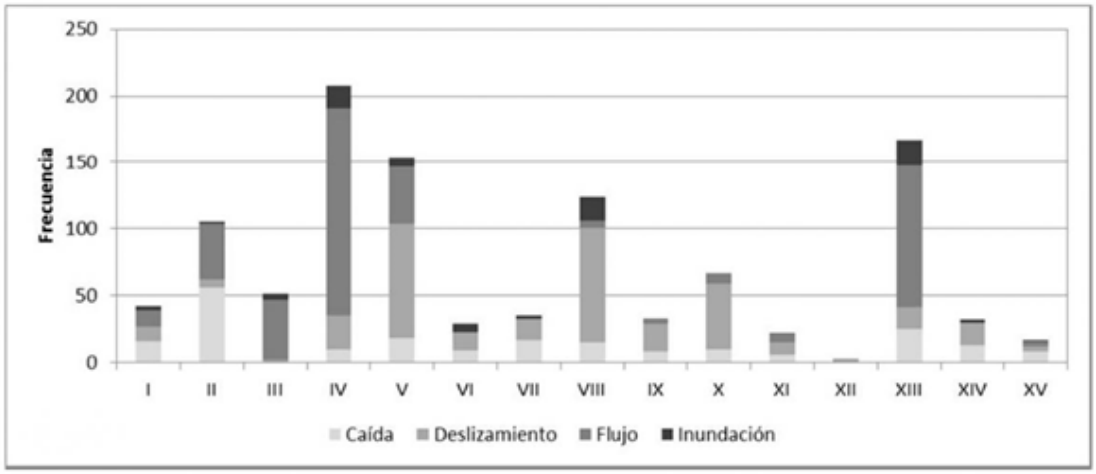


Figura 3. Distribución del tipo de Proceso principal por Mes



PRIN-4: La evaluación del riesgo geológico como herramienta para la planificación sustentable y sostenible de las comunidades

Estudio fisicoquímico para valorar el riesgo de origen inducido de la cuenca del río chaschuil, tinogasta, catamarca para el desarrollo productivo sustentable y sostenible de la región

Erlinda Del Valle Ortiz[1], Adriana Niz[1], Adriana Niz[1], Marcelo Savio[1], Cinthia Lamas[1], Nazaria Barbieri[1], Gustavo Rodriguez[1]. (1) IMCoDeG - Geología -, Facultad de Tecnología y Ciencias Aplicadas , Universidad Nacional de Catamarca

El Valle de Chaschuil, se encuentra en la región occidental de la provincia de Catamarca, Argentina, situado a más de 3500 m.s.n.m. El río Chaschuil tiene un recorrido de aproximadamente 150k m, paralelo a la ruta Nacional N° 60 y recibe aportes permanentes de los ríos Las Lozas, Cazadero y Las Peladas que llega desde las vegas de San Francisco, en el paso internacional de nombre homónimo6 al límite con Chile. El río Chaschuil es portador de abundante caudal, pero es temporario, por cuanto el Valle presenta una zona con buenas posibilidades para el asentamiento de una población estable y con la actividad el cultivo. Para el desarrollo socio – económico de la misma es imprescindible que se programe de modo que pueda ser sustentable y sostenible en el tiempo, en vistas de la fragilidad de su ecosistema. La calidad del agua superficial en ríos y corrientes de agua puede variar espacial y temporalmente en función de los procesos geológicos qeomorfológicos, hidrológicos, químicos, y sedimentológicos naturales o las actividades antrópicas. El riesgo inducido de contaminación del agua se determina principalmente por las modificaciones en la química dadas por la precipitación y por las interacciones de la escorrentía con el suelo, la roca, los sólidos transportados, la atmósfera como así también la influencia de las actividades agrícolas, de extracción minera y energética, urbanización, entre otras. El estudio físico químico a lo largo de la cuenca permite analizar el futuro desarrollo socioeconómico de la región ya que se encuentra fuertemente condicionado por las características de los acuíferos, las que determinan su aptitud para consumo humano o para riego, por lo que, identificar las áreas de alimentación de las napas resulta estratégico para conocer disponibilidad del recurso de forma saludable. Para el análisis del agua del río se tomaron 20 muestras a lo largo de la cuenca, se escogió los puntos más distintivos para el levantamiento de las mismas, seleccionados por la unidad geológica predominante o cambios que se producen en el cauce del mismo, y se georeferenciaron con coordenadas geográficas. Los resultados demuestran que el análisis físicoquímico caracteriza hidrológicamente a la zona baja de la cuenca del valle de Chaschuil, con bajo riesgo de contaminación y se encuentra apta para el desarrollo agrícola.

PRIN-4: La evaluación del riesgo geológico como herramienta para la planificación sustentable y sostenible de las comunidades

Estudio fisicoquímico para valorar el riesgo de origen inducido en la cuenca del río Chaschuil, Tinogasta-Catamarca, para el desarrollo productivo, sustentable y sostenible de la región

Erlinda Del Valle Ortiz[1,2], Adriana Ediht Niz[1], Marcelo Ernesto Savio[1], Cinthia Alejandra Lamas[1], Nazaria R. Barbieri[1].
(1) Instituto de Monitoreo y Control de la Degradación Geoambiental - Universidad Nacional de Catamarca, Argentina
(2) CONICET

El Valle de Chaschuil, se encuentra en la región occidental de la provincia de Catamarca, Argentina, situado a más de 3500 m s.n.m. El río Chaschuil tiene un recorrido de aproximadamente 150 km, paralelo a la ruta Nacional N° 60 y recibe aportes permanentes de los ríos Las Lozas, Cazadero y Las Peladas que llega desde las vegas de San Francisco, en el paso internacional de nombre homónimo al límite con Chile. El río Chaschuil es portador de abundante caudal, pero es temporario, por cuanto el Valle presenta una zona con buenas posibilidades para el asentamiento de una población estable y con la actividad el cultivo. Para el desarrollo socio – económico de la misma es imprescindible que se programe de modo que pueda ser sustentable y sostenible en el tiempo, en vistas de la fragilidad de su ecosistema. La calidad del agua superficial en ríos y corrientes de agua puede variar espacial y temporalmente en función de los procesos geológicos qeomorfológicos, hidrológicos, químicos, y sedimentológicos naturales o las actividades antrópicas. El riesgo inducido de contaminación del agua se determina principalmente por las modificaciones en la química dadas por la precipitación y por las interacciones de la escorrentía con el suelo, la roca, los sólidos transportados, la atmósfera como así también la influencia de las actividades agrícolas, de extracción minera y energética, urbanización, entre otras. El estudio físico químico a lo largo de la cuenca permite analizar el futuro desarrollo socioeconómico de la región ya que se encuentra fuertemente condicionado por las características de los acuíferos, las que determinan su aptitud para consumo humano o para riego, por lo que, identificar las áreas de alimentación de las napas resulta estratégico para conocer disponibilidad del recurso de forma saludable. Para el análisis del agua del río se tomaron 20 muestras a lo largo de la cuenca, se escogió los puntos más distintivos para el levantamiento de las mismas, seleccionados por la unidad geológica predominante o cambios que se producen en el cauce del mismo, y se georeferenciaron con coordenadas geográficas. Los resultados demuestran que el análisis físicoquímico caracteriza hidrológicamente a la zona baja de la cuenca del Valle de Chaschuil, con bajo riesgo de contaminación y se encuentra apta para el desarrollo agrícola.

PRIN-4: La evaluación del riesgo geológico como herramienta para la planificación sustentable y sostenible de las comunidades

Contribuir a una comunidad sustentable a través de la prevención de riesgo sísimico desde el sistema educativo, Catamarca, Argentina

Jorge Alberto Oviedo[1], Adriana Niz[2], Erlinda Del Valle Ortiz[3], Marcelo Ernesto Savio[1], Cinthia Lamas[1], Gustavo Rodriguez[1].
(1) Instituto de Monitoreo y Control de la Degradación Geoambiental IMCoDeG - Geología -, Facultad de Tecnología y Ciencias Aplicadas , Universidad Nacional de Catamarca, CATAMARCA, Argentina
(2) Instituto de Monitoreo y control de la Degradacion Geoambiental IMCoDeG , Facultad de Tecnologia y Ciencias Aplicadas, Universidad Nacional de Catamarca Argentina, San Fernando del Valle de Catamarca, Argentina
(3) Instituto de Monitoreo y Control de la degradacion Geoambiental -IMCoDeG - Geología -, Facultad de Tecnología y Ciencias Aplicadas , Universidad Nacional de Catamarca, San Fernando del Valle de Catamarca, Argentina

La provincia de Catamarca, Argentina, se encuentra en una zona de medio a alto riesgo sísmico, prueba de ello son las constantes perturbaciones que registra el Instituto de Prevención Sísmica (INPRES). Los Sismos representan situaciones de peligro, a veces extremo, que involucran fuertes contenidos emocionales y afectivos, frente a los cuales la escasez de conocimiento constituye un factor de vulnerabilidad. A partir de la capacitación a la comunidad educativa, respecto a los aspectos conceptuales: génesis, características, intensidad, magnitud, prevención y acción frente a un evento sísmico, partiendo de dos premisas: Educar al futuro profesional en la importancia de la transferencia del conocimiento al medio (fundamentalmente en nuestras universidades que son de acceso gratuito, sostenidas por la comunidad) y que el sistema educativo constituye un estamento importante y esencial por sus funciones regulares que garantizan un servicio de interés comunitario, por ello se capacita a la comunidad educativa, considerándola como un disparador/multiplicador, con talleres de información y preparación ante la ocurrencia de futuros sismos, que contemplan, conceptualización, simulacros de evacuación e identificación de lugares seguros de manera que la población conozca algunas particularidades como, rutas de evacuación, zonas seguras, áreas de peligro, entre otros aspectos relacionados con la seguridad y prevención de desastres. Los talleres son impartidos en diversos grupos escolares (según edades), a padres y equipo directivo y de maestranza del establecimiento escolar. Educar para la prevención ante el riesgo de eventos sísmicos contribuye a una sociedad más sustentable y sostenible, ya que, desde la comunidad educativa, se involucra a los educadores y educandos, es una muy eficiente manera de multiplicar la actividad de prevención que se replica hacia las familias, y a la vez mentalizar a jóvenes y niños de la necesidad de ser organizados ante cualquier tipo de riesgo.

PRIN-4: La evaluación del riesgo geológico como herramienta para la planificación sustentable y sostenible de las comunidades

Flujos de detritos ocurridos en el desierto de Atacama los años 2015 y 2017 – Comparación a partir registro de afectación y estimación de precipitaciones basada en imágenes satelitales

Paola Alejandra Ramirez[1], Paula Olea-Encina[2].
(1) Geología Aplicada, Servicio Nacional de Geología y Minería
(2) Sistemas de Información Geológica, Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago, Chile

Introducción

La institución oficial para el registro y pronóstico meteorológico en Chile, es la Dirección Meteorológica de Chile (DMC), sin embargo, este organismo tiene una red limitada de estaciones distribuidas principalmente en zonas con pendientes suaves y cerca de los aeropuertos, lejos de las áreas montañosas, ya que depende de la Dirección General de Aeronáutica Civil (DGAC), siendo este el objetivo inicial de sus funciones. Esta es una de las principales razones por las cuales es difícil en Chile predecir los flujos de detritos. En este trabajo se abordan los eventos de precipitaciones extremas ocurridos en la región de Atacama en marzo de 2015 y mayo de 2017, los cuales desencadenaron numerosos eventos de flujos de detritos y crecidas hiperconcentradas, en la región de Atacama, principalmente en las cuencas de los ríos Copiapó y El Salado. En marzo de 2015 un evento de precipitación extrema, con isoterma 0° alta, generó remociones en masa del tipo flujos detríticos e inundaciones repentinas que afectaron al menos a 18 localidades, con una extensión lineal de casi 800 km. Durante la respuesta al desastre, los organismos encargados de la gestión del riesgo detectaron que las cuencas afectadas cuentan con pocas estaciones meteorológicas y registros históricos discontinuos, sin datos suficientes para conocer la lluvia caída, y menos aún para determinar los umbrales de precipitación que desencadenan los flujos de detritos y las inundaciones repentinas. Una vez más, en mayo de 2017 ocurrió otro evento de precipitación extrema, esta vez con isoterma 0° a baja altura, el cual cubrió casi la misma área, generando flujos de detritos e inundaciones repentinas que afectaron al menos a 15 localidades con una extensión lineal de casi 700 km.

Precipitaciones y distribución de los flujos detríticos

En el contexto de respuesta rápida del Estado, el Servicio Nacional de Geología y Minería de Chile (SERNAGEOMIN) utiliza datos de observación de la Tierra para estimar la cantidad de lluvia y su distribución espacio-temporal. La principal fuente de datos es el proyecto Integrated Multi-satellitE Retrievals para GPM (IMERG) y las imágenes de Rapid Response de Land, Atmosphere Near Real Time Capacity para el sistema EOS (LANCE). Los datos hidrometeorológicos de redes como DMC y la Dirección General de Aguas (DGA), no solo presentan problemas producto de la escasa cantidad de estaciones y su distribución, sino que además en el año 2015 algunas estaciones de la red DGA no se encontraban en funcionamiento (ej. estación del río Copiapó en ciudad de Copiapó). En cuanto a la información de caudales, en gran parte de las estaciones que mide este tipo de variable, la curva de gasto fue superada, incluso en algunos casos la sección transversal fue destruida (arrastrada por el flujo o colmatada de sedimentos); por lo que no se dispone de datos precisos de caudales. Sin embargo, es posible considerar los datos de la altura limnimétrica, los cuales permiten conocer la cronología de la crecida. Los datos de lluvia por hora y por día se descargaron del proyecto IMERG. Para validar el producto, la información se comparó con las mediciones diarias in situ obtenidas de las estaciones meteorológicas disponibles. La Figura 1 (G-I) muestra la precipitación diaria durante el evento de marzo de 2015. Se puede notar que la cantidad máxima de lluvia se concentró entre el 24-25 marzo, dentro de dos celdas. La primera celda se centró en la parte media y superior de la cuenca de Chañaral. La segunda celda estaba ubicada arriba de la cuenca de Choapa. En general, la precipitación se concentró en la parte superior cercana a la cabecera de casi todas las cuencas afectadas. Durante el evento de lluvia de 2015, se registraron flujos de Detritos e inundaciones repentinas entre la ciudad de Antofagasta y la ciudad de Vicuña. Siendo las ciudades de Chañaral y Copiapó las más afectadas, en las cuencas de El Salado y Copiapó, respectivamente. En las cuencas Limarí y Choapa no hubo registros de flujos de detritos o inundaciones repentinas que afectaron la infraestructura o viviendas durante el evento de lluvia de 2015. La Figura 1 (A-F), muestra la precipitación entre el 10 y 15 de mayo de 2017. La lluvia se concentró en las áreas costeras de las cuencas de Limarí y Choapa el 11 de mayo. Durante el 12 de mayo, la precipitación afectó las cuencas de Copiapó y El Salado. Durante el evento de lluvia de 2017, se registraron flujos de detritos e inundaciones repentinas entre la cuenca Chañaral y la cuenca Choapa (ver Fig. 4). Las principales ciudades afectadas fueron Chañaral y Copiapó, en las cuencas de El Salado y Copiapó, respectivamente. Además, la precipitación se concentró en la parte inferior de casi todas las cuencas afectadas, porque nevaba en las áreas cordilleranas. No hubo registros de flujos de detritos o inundaciones que afectaron la infraestructura o viviendas durante este evento de lluvia en las ciudades de Antofagasta y Taltal. Olea (2017) analizó la distribución de altura de la capa de nieve y el porcentaje de área de las cuencas cubiertas por nieve para ambos eventos. Determinando que durante el evento de lluvia de 2015, la superficie de la capa de nieve era menos del 42% de cada cuenca, en las cuencas ubicadas más al norte la superficie cubierta por nieve era inferior al 10%. Por otro lado, durante el evento de lluvia de 2017, la capa de nieve cubría al menos 54% del



área en tres de las cuencas analizadas, mientras que en las otras la cobertura era alrededor de 30%. En comparación con el evento hidrometeorológico de marzo de 2015, el evento de mayo de 2017 tuvo una mayor superficie cubierta con precipitaciones sólidas, lo cual influyó en que fuera menor la superficie efectiva gatillante de remociones en masa. Al concentrarse las precipitaciones en las zonas medias-bajas de las cuencas, la activación de éstas se produjo de manera más local en subcuencas de tamaño mediano. Integrando videos grabados por testigos y publicados en redes sociales, Naranjo y Olea (2015) estimaron la cronología de los flujos de detritos y las inundaciones repentinas durante el evento de lluvia de 2015. Con la distribución temporal de la precipitación de IMERG, fue posible estimar el tiempo de retardo entre la precipitación y la ocurrencia de flujos de detritos. En algunas cuencas no hubo precipitación en las estaciones meteorológicas analizadas, pero con el uso de los datos de precipitación de IMERG, se puede identificar qué subcuenca tuvo más lluvia y podría haber causado los flujos de detritos que afectaron estas cuencas aguas abajo.

Conclusiones y Discusión

La distribución y baja densidad de estaciones meteorológicas de la red oficial (DMC y DGA) no permite establecer umbrales de activación de las quebradas producto de precipitaciones, por lo tanto, existe la necesidad de utilizar fuentes de información no oficiales. Pero, incluso utilizando todas las mediciones *in situ* disponibles, hay algunas cuencas que no se pueden describir correctamente. Entonces, el análisis de precipitaciones a partir de datos IMERG se considera fundamental para comprender la dinámica espacio-temporal y la relación entre los eventos extremos de precipitaciones y los flujos de detritos analizados. El evento de 2015 se concentró más hacia el norte que el evento de 2017. Además, la cobertura de nieve fue mayor en el año 2017, lo que generó que se activaran quebradas más pequeñas y en la zona costera. Para mejorar la data de precipitaciones y poder determinar umbrales de activación de flujos de detritos, es necesario que las estaciones meteorológicas cubran de manera representativa el territorio. Es altamente necesario contar con un sistema de alerta temprana, para lo cual los estudios de tipo geológico, hidrológico e hidráulico, entre otros, son fundamentales.

Agradecimientos

Los autores agradecen el patrocinio de la Subdirección Nacional de Geología del Sernageomin.

Referencias

Naranjo, J. A., Olea-Encina, P. 2015. Descargas aluviales durante la tormenta del desierto de Atacama en marzo de 2015, Chile. XIV Congreso Geológico Chileno. La Serena, Chile. 4 y 8 de Octubre del 2015. NASA. 2017. Preguntas frecuentes. https://earthdata.nasa.gov/faq#ed-lance-faq. [visitado 24/08/17]. Olea, P. 2017. Comportamiento hidrológico de las cuencas afectadas por el evento hidrometeorológico durante las precipitaciones de los días 10 a 15 de mayo de 2017. Servicio Nacional de Geología y Minería. Informe Inédito. Olea, P.; Arce, S. 2015. Caracterización de las principales cuencas durante el evento meteorológico del 24 y 26 de marzo de 2015. Servicio Nacional de Geología y Minería. INF-HIDROLOGIA-01. Informe Inédito.

PRIN-4: La evaluación del riesgo geológico como herramienta para la planificación sustentable y sostenible de las comunidades

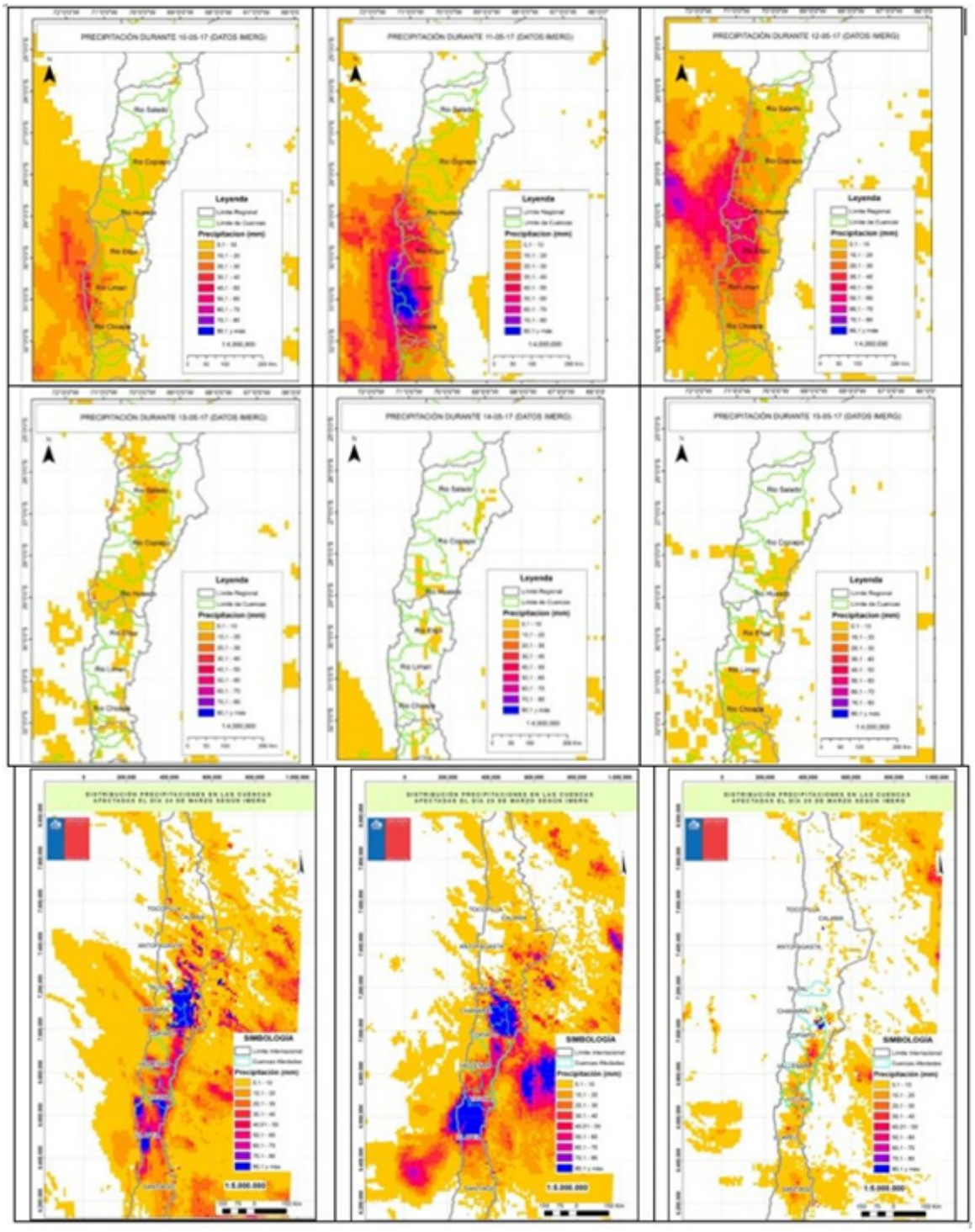


Figura 1. Distribución espacio-temporal de las precipitaciones (A-F) días 10 a 15 de mayo de 2017; (G-I) días 24 a 26 de marzo de 2015.

PRIN-4: La evaluación del riesgo geológico como herramienta para la planificación sustentable y sostenible de las comunidades

Participación de Sernageomin en la atención de emergencia por incendios forestales durante los meses de enero-febrero de 2017

Paola Alejandra Ramirez[1], Paula Olea-Encina[2], Rodrigo Jorquera[3], Hugo Neira[1], Javier Fernandez[1].
(1) Geología Aplicada, Servicio Nacional de Geología y Minería
(2) Sistemas de Información Geológica, Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago, Chile
(3) Geología Básica, Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago, Chile

Durante los meses de enero y febrero de 2017 se registraron numerosos incendios forestales en las regiones de O´Higgins, Maule y Biobío, con una amplia distribución espacial. La evaluación de las zonas afectadas, comprendió la caracterización de los suelos y de las evidencias geológicas y geomorfológicas del terreno que quedaron expuestas tras los incendios. Analizando los potenciales efectos en la susceptibilidad a la generación de remociones en masa. A partir del análisis de datos geoespaciales, se determinó la severidad del daño en las zonas afectadas, mediante el índice normalizado de zonas quemadas (NBR) (Olea, 2017). Este índice permite realizar la evaluación inicial de los efectos del incendio y hacer seguimiento de la recuperación del terreno y posibles efectos sobre la erosión del suelo. Los resultados fueron comparados con las observaciones en terreno, con lo que se obtuvo una buena correlación entre el NBR y los efectos del incendio en el ambiente e infraestructura. Para identificar potenciales puntos críticos por el peligro de ser susceptibles a procesos de remoción en masa, se realizó una categorización de sitios con herramientas SIG. La metodología utilizada por Jorquera y Neira (2017), consistió en relacionar el NBR, el modelo de elevación de 10 m (NEXTMP DSM World 10), en el cual se seleccionaron todos los pixeles con pendientes mayores a 20° y las áreas con explotación silvícola. El resultado obtenido se categorizó de acuerdo al tipo de afectación esperada y el número estimado de población expuesta. Se obtuvieron 163 puntos críticos, algunos de los cuales, han tenido un seguimiento posterior al período invernal en la región del Maule (Gho et al., 2018). Referencias: Gho, R.; Vergara, C.; Jara, C. 2018. Evaluación del estado actual de puntos críticos y observaciones geológicas de área afectada por incendios forestales durante los meses de enero-febrero de 2017, región del Maule. SERNAGEOMIN. Inédito. Jorquera, R.; Neira, H. 2017. Metodología para definir áreas con peligro de ser erosionadas luego de los incendios forestales ocurridos en enero y febrero de 2017. SERNAGEOMIN. Inédito. Olea, P. 2017. Determinación del índice de severidad de zonas quemadas en áreas afectadas por los incendios forestales de enero y febrero de 2017 en la zona centro-sur de Chile. SERNAGEOMIN. Inédito. Agradecimientos: *Los autores agradecen el patrocinio de la Subdirección Nacional de Geología del Sernageomin.*

PRIN-4: La evaluación del riesgo geológico como herramienta para la planificación sustentable y sostenible de las comunidades

Colaboración público-privada en la elaboración de los estudios de riesgos de los Instrumentos de Planificación Territorial: caso actualización del PRI Llanquihue

Rodrigo Rauld[1], Katherine Pinochet[1], Felipe Garcia-Huidobro[1], Vicente Letelier[1], Constanza Urresty[1].
(1) Xterrae Geología

Como consecuencia de la erupción del volcán Calbuco ocurrida en abril del 2015, el Ministerio de Vivienda y Urbanismo, a través de la Secretaría Regional Ministerial de Vivienda y Urbanismo Región de Los Lagos, determinó la necesidad de dotar a sectores específicos de las comunas de Puerto Montt, Puerto Varas y Puerto Octay de un estudio de riesgos que permitiera actualizar la condición del Territorio Intercomunal, dados los peligros geológicos presentes en los sectores poblados de Ensenada, Correntoso y Las Cascadas.

En función de las zonas más afectadas por la erupción del volcán Calbuco, Xterrae Geología elaboró mapas de peligros geológicos a escala detallada (1:5.000 y 1:20.000), incluyendo peligros volcánicos, tales como: flujos piroclásticos, coladas de lava, caída de piroclastos y lahares. Estos análisis se basaron principalmente en los mapas geológicos y de peligro volcánico publicados por SERNAGEOMIN, información que fue integrada y actualizada con otras publicaciones científicas, con especial énfasis en nuevos datos y estudios posteriores a la más reciente erupción del volcán Calbuco. La complementación y ajuste de la información existente se realizó a partir de las observaciones realizadas en terreno, análisis fotointerpretativos, topografía de detalle, reuniones con la contraparte técnica y, excepcionalmente, reuniones informativas y consultivas con el equipo de SERNAGEOMIN de Puerto Varas. En este contexto, este último equipo tuvo una labor esencial en la definición de criterios de susceptibilidad de los peligros volcánicos, disponiendo información tremendamente provechosa para el estudio, generada recientemente en ese entonces. Los niveles de susceptibilidad, definidos en conjunto, consideraron los escenarios eruptivos históricos más significativos del volcán Calbuco, como las erupciones de 1893, 1929, 1961 y 2015, y del volcán Osorno, como la erupción de 1835. La colaboración público-privada resulta considerablemente valiosa en el desarrollo de los estudios de riesgos de planificación territorial. El beneficio mayor de una comunicación fluida como la demostrada por el equipo de SERNAGEOMIN de Puerto Varas se manifiesta, finalmente, en los resultados del estudio. Gracias al aporte de un equipo de profesionales dispuesto a contribuir para un bien en común, se logró definir criterios, de manera consensuada, que resultaron en contundentes mapas de peligros geológicos.

PRIN-4: La evaluación del riesgo geológico como herramienta para la planificación sustentable y sostenible de las comunidades

Los Pintores de Chile, problemáticas asociadas a un estudio de amenaza de inundación y evaluación de mitigaciones

Rodrigo Rauld[1], Macarena Facuse[2], Paulina Rodríguez[2], Claudia González[3], Juan Carlos Richards[2].
(1) Xterrae Geología
(2) ICASS, Chile
(3) Ámbito Consultores, Chile

El barrio Los Pintores de Chile se ubica en la ciudad de Copiapó. Este fue uno de los sectores más afectados de la ciudad por los flujos ocurridos en marzo de 2015, con una inundación que registró hasta 2.5 m, y que también ha sido afectado por inundaciones previas. Debido a lo anterior se propuso la relocalización de los pobladores, a partir de esto se generó un conflicto puesto que las soluciones de esta relocalización son de menor valor para ellos que el de su ubicación vulnerable actual. Dentro de los intentos de resolución del conflicto se propuso realizar un estudio con el fin de determinar la posibilidad de realizar medidas de mitigación para evitar la ocurrencia de futuras inundaciones.

Mediante un estudio multidisciplinario, en que se evaluaron las condiciones geológicas y geomorfológicas del área, se realizaron modelos numéricos de inundación a partir de análisis y de escenarios hidrológicos, y se analizó la vulnerabilidad del sector en función de varios parámetros (infraestructura de seguridad, salud, educación, conectividad, entre otros). Finalmente se plantearon varios escenarios de mitigación, que consideraron desde medidas estructurales hasta medidas de gestión que fueron evaluadas económicamente para determinar su aplicabilidad.

Los resultados del estudio mostraron que la problemática de la zona es compleja debido a que la geología y geomorfología del área condicionan el sector como un depocentro, para el cual las soluciones de mitigación estructurales son de costos muy elevados, y para asegurar su efectividad deben considerar intervenciones a nivel de la cuenca del río Copiapó. Estos costos, son tan altos que ponen en duda su rentabilidad social, aún cuando el área espera un aumento de población según las proyecciones realizadas.

Se presenta este caso como ejemplo de un estudio multidisciplinario para enfrentar las problemáticas que se origina en un territorio gravemente expuesto a riesgos geológicas dadas las condiciones geológicas y geomorfológicas propias del terreno en donde se funda un sector específico de una ciudad. Este estudio sirve de guía a los tomadores de decisiones para evaluar diversas opciones frente a la situación anterior, y a los pobladores les entrega información para la comprensión de las características intrínsecas de su territorio y del origen de los procesos geológicos que los afectan.

PRIN-4: La evaluación del riesgo geológico como herramienta para la planificación sustentable y sostenible de las comunidades

Plan Regulador Comunal de Chaitén, vicisitudes en la incorporación de la variable peligros geológicos en su actualización

Rodrigo Andrés Rauld[1], Pablo Badilla[2], Guillermo Villegas[3].
(1) Xterrae Geología
(2) INFRACON, Chile
(3) DDU, Secretaría Regional Ministerial de Vivienda, Región de Los Lagos, Chile

Luego de diez años de la catástrofe de Chaitén, es inevitable reflexionar acerca de cuál debiese ser nuestra postura como geólogos frente a la ocupación de terrenos expuestos a riesgos geológicos, sobre todo considerando lo cambiante del enfoque que se le da al tratamiento de este tema durante épocas de cambio de autoridades. La erupción del volcán Chaitén del año 2008 provocó lahares y cambió el curso del río Blanco, dividiendo la ciudad en dos espacios geográficos: norte y sur. Previo a la erupción se trasladó toda la población hacia otras comunas y el gobierno de Chile prohibió el retorno de los habitantes. A inicios del año 2009 comenzó a gestarse la idea de la creación de una nueva ciudad para los chaiteninos, el Proyecto Santa Bárbara (Nueva Chaitén). Sin embargo, influenciado por el terremoto del 2010, este plan nunca se concreta y en abril de 2010 la nueva administración anunció oficialmente que las personas podrían repoblar el sector norte de Chaitén. El 2013 Chaitén llegó a 1500 habitantes y volvió a ser la capital de Palena. Paulatinamente la gente comenzó a poblar Chaitén Sur, que hoy en día se encuentran viviendo ahí más de 300 personas, a pesar de que aún no se ha declarado la habitabilidad de todo el sector sur. Mientras que en el casco urbano se concentra la mitad de la gente que lo habitaba previo al desastre del 2008. Los IPT aprobados son el Plan Seccional Villa Santa Lucía (1984) y el Límite Urbano de la Localidad de Chaitén (1987), actualmente existe una propuesta de actualización al Plan Regulador Comunal de Chaitén, cuya aprobación se ha visto frenada por una variedad de criterios políticos ajenos a las recomendaciones técnicas expuestas en dicho PRC. Debido a otros intereses se desestima la exposición al riesgo geológico como un factor valioso dentro de los criterios que debieran ser considerados para ordenar una ciudad. Durante este tiempo se gestó un clima de desconfianza por parte de la comunidad hacia el estado debido, principalmente, a la falta acciones eficaces, desprotección a la ciudadanía, y a que se les forzó a abandonar sus hogares. Este clima dificulta aún más la posibilidad de desarrollar un plan regulador restrictivo, frente a lo cual, desde la perspectiva que tenemos como geólogos, resulta indispensable definir una postura que considere tanto el inminente riesgo de las localidades expuestas como los factores psicosociales atingentes a las catástrofes.

PRIN-4: La evaluación del riesgo geológico como herramienta para la planificación sustentable y sostenible de las comunidades

Susceptibilidad de remociones en masa en la localidad de Chamiza (41°29' S), comuna de Puerto Montt, región de Los Lagos

Violchen Sepúlveda[1], Natalia Garrido[1], Paul Duhart[1].
(1) Oficina Técnica Puerto Varas, Sernageomin

El río Chamiza nace en el lago Chapo (41°26' S), el cual se ubica en la ladera sur del volcán Calbuco, y fluye de este a oeste por un tramo de 21 km, luego recibe aportes del río Chico, y se curva hacia el sur-suroeste hasta su desembocadura. La localidad de Chamiza, ubicada a 8 km de la ciudad de Puerto Montt, en la comuna de Puerto Montt, región de Los Lagos, abarca la zona comprendida entre la intersección de Río Chico y Río Chamiza hasta la desembocadura del Río Chamiza al mar en el seno de Relocanví. Esta localidad, al encontrarse cerca de la zona urbana de Puerto Montt, ha registrado un aumento en el poblamiento, sin planificación del uso del territorio y las áreas pobladas han alcanzado zonas de alto riesgo por amenazas de remociones en masa e inundación. La localidad está emplazada en los depósitos fluviales del río Chamiza y en depósitos glaciofluviales y de till (Atinao, 2000), en una configuración geomorfológica de terrazas de planicies de lavado, terrazas kame, superficie de contacto con hielo y crestas de cordones morrénicos (Denton, 1999). En este estudio se realizó un mapeo a escala 1:20:000 de geomorfología y geología, definiendo unidades susceptibles a generar remociones en masa, y se les asigno ponderadores, luego mediante algebra de mapas se cruzó con el inventario levantado de remociones en masa y se preparó un mapa que zonifica la susceptibilidad de ocurrencia y alcance de remociones en masa en categorías de alto, medio y bajo, en particular de deslizamientos que en condiciones de precipitaciones intensas pueden adquirir características de flujos, pudiendo tener un mayor alcance. Este mapa será un insumo para la planificación territorial del área rural.

Referencias

Antinao, J.L.; Clayton, J.D.; Santibáñez, I.; Toloczyki, M.; Schwerdtfeger, B.; Hanisch, J.; Kruck, W. 2000. Geología para el Ordenamiento Territorial: Estudio Geoambiental del área Puerto Montt-Frutillar, X Región de Los Lagos. Servicio Nacional de Geología y Minería, Boletín, No. 55, 34 p., 2 mapas escalas 1:100.000 y 1:20.000. Santiago.

Denton, George H. ; Lowell, Thomas V. ; Heusser, Calvin J. ; Andersen, Bjorn G. ; Heusser, Linda E. ; Moreno, P.I. ; Marchant, D.R. 1999. Geomorphology, stratigraphy, and radiocarbon chronology of Llanquihue drift in the area of the southern Lake District, Seno Reloncaví, and Isla Grande de Chiloé, Chile. Geografiska Annaler v.81 A (n.2): pp.167-229, il

PRIN-4: La evaluación del riesgo geológico como herramienta para la planificación sustentable y sostenible de las comunidades

Estudio de la morfolgía glaciar en el paso de San Francisco, mediante el procesamiento de imágenes RADAR, para el desarrollo sustentable de un geoparque nacional

Malvina Serra[1], Carlos Gabriel Herrera[1].
(1) IMCoDeG, Facultad de Tecnología y Ciencias Aplicadas, Universidad Nacional de Catamarca, Catamarca, Argentina

El presente trabajo se desarrolló en la cuenca alta del río Chaschuil, ubicado entre "los seismiles" volcanes que poseen mas de 6000 m s.n.m., donde las manifestaciones glaciares son más conspicuas. Dicho valle se ubica en la región oeste de la provincia de Catamarca, departamento Tinogasta, Argentina; constituye el límite internacional entre Chile y Argentina, países que se vinculan por el paso de San Francisco, que es transitable la mayor parte del año. El objetivo de la investigación fue diferenciar y caracterizar la morfología glaciar y periglaciar a partir del comportamiento espectral del hielo y la nieve, mediante el procesamiento digital de imágenes RADAR. Para la aplicacion de la teledeteccion fue necesario recurrir a software específicos, que permitieron aplicar un pre-procesamiento y el procesamiento digital final. Las geoformas glaciares y periglaciares cartografiadas en el área de estudio corresponden a geoformas de erosión, como circos y valles glaciares, y a geoformas de depositación, como morrenas y drumlins. Se realiza dentro de este estudio, la descripción de las geoformas actuales y pasadas, con una perspectiva abarcativa, no solo teniendo en cuenta el invalorable recurso de agua dulce que representa, que deberá utilizarse convenientemente para asegurar la sustentabilidad y sostenibilidad en el tiempo, sino también para contribuir a la presentación que se esta formalizando desde el Instituto de Monitoreo y Control de la Degradación Geoambiental (IMCoDeG) a UNESCO, como aspirante a crear un Geoparque Nacional.

PRIN-4: La evaluación del riesgo geológico como herramienta para la planificación sustentable y sostenible de las comunidades

Descripción de la actividad volcánica antigua y postmagmática en el valle de Chaschuil- Fiambalá- Argentina, una contribución al desarrollo sustentable del geoturismo en la región

Malvina Serra[1], Carlos Gabriel Herrera[1], Adriana Edith Niz[1].
(1) IMCoDeG, Facultad de Tecnología y Ciencias Aplicadas, Universidad Nacional de Catamarca, Catamarca, Argentina

La zona se inserta en el Cinturón de Fuego del Pacífico, que se caracteriza por concentrar algunas de las zonas de subducción más importantes del mundo, donde se genera una intensa actividad sísmica y volcánica. Cuenta con sistemas montañosos superiores a los 6.000 m s.n.m., conocidos con el nombre de "Los Seismiles", como lo son los volcanes Nevados de San Francisco y Nevado de Incahuasi, y con estructuras volcánicas que superan los 5.000 m s.n.m., como Cerro Bertrand, Cerro Pabellón, Cerro Chucula, Volcán Ojo de las Lozas, Cerro Morocho, Cerro Morocho Chico, etc. En el presente estudio se definió y describió la geomorfología volcánica antigua, a través de la configuración del paisaje y las geoformas presentes, para aproximar la historia geológica de los volcanes a través del estudio de las coladas de lava, su litología, estructura, etc; utilizando imágenes satelitales de la cuenca alta del rio Chaschuil, ubicada en la localidad de Fiambalá, para analizar la evolución de este ambiente. A su vez, se describe la manifestación de la actividad posmagmática, referida principalmente a la presencia de aguas termales en cercanias de los aparatos volcanicos inactivos. Con la presente investigación se pretende, no solo contribuir al conocimiento científico del área en la temática que se trata, sino también al desarrollo sustentable del Geoturismo en la región tinogasteña, que de por sí, está siendo reconocida a nivel mundial por las actividades del rally DAKAR Internacional, actividades de montañismos de alta montaña y ecoturismo o turismo de aventura.

PRIN-5: Eventos extremos y riesgos naturales en la costa: hacia medidas adaptivas para el desarrollo sustentable

Evaluación de peligro de remociones en masa en el área de Cobquecura-Buchupureo, comuna de Cobquecura, Región del Biobío, Chile

Consuelo Antezana[1].
(1) Chile, Geología, Universidad Andrés Bello

El incremento de población y de las actividades asociadas al turismo en la zona litoral de las localidades de Cobquecura y Buchupureo, Región del Biobío, provoca un consecuente aumento de la intervención antrópica en el territorio. Principalmente por la construcción de caminos diseñados sin considerar estudios geológicos acabados pudiendo generar procesos de remociones en masa asociados a la inestabilidad de los taludes excavados. Esto induce un riesgo para la vialidad e incide negativamente en la disponibilidad de rutas de evacuación para amenazas como incendios, maremotos e inundaciones por desborde de cauce. Este trabajo se orienta a: caracterizar y evaluar los procesos de remociones en masa que están afectando el área; identificar los factores condicionantes que favorecen la generación de remociones en masa; y entregar la información necesaria para el diseño de obras de mitigación y control de los procesos. Para ello, se aplica la metodología de Lara (2007) para la identificación de la susceptibilidad de los procesos de remociones en masa y se analizan cualitativamente utilizando parámetros estándar, los principales tipos de remociones identificados con programas computacionales especializados. Los factores condicionantes más importantes identificados para la generación de estos procesos son los factores geologicos/geotécnicos, geomorfológicos y antrópicos. En áreas no intervenidas por causa antrópica, el relieve muestra un equilibrio dinámico natural con respecto a la actividad de los procesos de remoción en masa. Los resultados obtenidos muestran el alto índice de susceptibilidad que afecta ciertas áreas, las cuales deben ser tomadas en consideración para el futuro desarrollo de construcciones, ya sea viviendas o obras viales. Como medidas de mitigación ante la posibilidad de ocurrencia de remociones en masa que movilicen grandes volúmenes de material en la ruta N-102-M, se recomienda la estabilización de taludes por medio de escalonamientos, para suavizar la pendiente hasta un ángulo menor al crítico en el sector, la canalización perimetral de las aguas lluvias en el coronamiento de los taludes de modo de manejar el efecto erosivo de las precipitaciones torrenciales, especialmente durante la temporada invernal. Estas medidas de control deben desarrollarse previo estudios específicos para determinar los ángulos críticos de reposo y el diseño para canalización de aguas.

PRIN-5: Eventos extremos y riesgos naturales en la costa: hacia medidas adaptivas para el desarrollo sustentable

Variaciones de la costa por causas sismo-tectónicas: El caso de la Península de Arauco-Chile

Jaime Arturo Belmonte-Pool[1].
(1) Geofísica, Ciencias Físicas y Matemáticas, U de Concepción

Observaciones en terreno dejan en evidencia la presencia de procesos erosivos de variable magnitud a lo largo de la costa chilena que parecen estar más relacionadas con el fenómeno de subducción, entendido como procesos tectónicos (periodos co-, post- e inter-sísmico), que con procesos de traslado de masas de agua u oleaje. Para periodos en que las variaciones eustáticas – asociadas a cambios del nivel del mar por causas climáticas – no parecen ser significativas, como sería el caso durante el Holoceno, la actividad sísmica, que responde al marco geotectónico de la región, parece entregar razones plausibles respecto de la geomorfología costera observada. Es en este contexto que en el marco del proyecto Fondecyt Nº1151367, se estudian las variaciones morfológicas de la costa por causas sismo-tectónicas para el periodo de los últimos 7 mil años. Para esto se ha realizado, en primer lugar, un estudio del estado del arte. Luego se ha levantado una plataforma de análisis para estimar deformaciones superficiales causadas por efectos co-, post e inter-sísmico, y generar modelos de "ciclo sísmico". Estos cálculos se han realizado integrando el formulismo de Okada (1992) a la generación de rupturas con deslizamiento co-sísmico heterogéneas. A partir de observaciones de terremotos chilenos se han levantado relaciones que vinculan el largo de ruptura con deslizamientos máximos para luego distribuir una función de deslizamientos variables en la zona de falla. El conjunto de estas aplicaciones permite establecer modelos para distintos tipos de "ciclo sísmico" basándose, por una parte, en la historia sísmica de Chile, y por otra parte, en modelos aleatorios de generación de terremotos. Los cálculos preliminares predicen tasas de alzamiento observadas y expuestas en la literatura.

PRIN-5: Eventos extremos y riesgos naturales en la costa: hacia medidas adaptivas para el desarrollo sustentable

No son las olas las únicas responsables: Fenómenos ocultos en la amenaza de marejadas en Chile

Matias Carvajal[1], Patricio Winckler[2], Manuel Contreras-Lopez[3], Ignacio Sepulveda[4], Cesar Esparza[2].
(1) Programa de Doctorado en Ciencias Geológicas, Ciencias Químicas, Universidad de Concepción
(2) Escuela de Ingeniería Civil Oceánica, Universidad de Valparaíso, Valparaíso, Chile
(3) Centro de Estudios Avanzados, Universidad de Playa Ancha , Valparaíso, Chile
(4) School of Civil and Environmental Engineering, Cornell University, Ithaca, United States

La influencia del cambio climático en los fenómenos oceanográficos promueve la implementación de medidas de mitigación y adaptación para reducir sus efectos en el borde costero. En la costa de Chile, los efectos han sido reflejados principalmente en un incremento tanto de la recurrencia como de la intensidad de las marejadas. Un ejemplo notable ocurrió el 8 de agosto del 2015 en el litoral central, cuando una marejada intensa causó seis muertes y varios millones de dólares en pérdidas materiales. En la ocasión, no fueron las olas las únicas responsables del daño observado. Las condiciones meteorológicas de viento y presión atmosférica indujeron aumentos significativos del nivel del mar, los que combinados con el oleaje intenso formaron un evento altamente destructivo. En este caso, los fenómenos detrás del aumento transitorio del nivel del mar fueron la marea meteorológica generada por el viento y presión atmosférica y ondas largas generadas por perturbaciones de alta frecuencia en la presión atmosférica, conocidas como meteotsunamis. Una combinación también destructiva, aunque distinta, ocurrió durante las marejadas del 26 de Junio de 2017, cuando un oleaje intenso se combinó con la pleamar de sicigia, una de las mareas astronómicas más altas del año. En este trabajo aplicamos técnicas de análisis de series de tiempo a estos y a otros eventos de marejadas que han causado daño en las costas de Chile recientemente, con el objetivo de entender de mejor forma los fenómenos hidrodinámicos involucrados. Nuestros resultados preliminares indican que el oleaje no es el único factor que determina la amenaza de las marejadas en Chile; otros fenómenos también pueden influir de manera significativa, y cuando todos éstos son combinados pueden formar eventos destructivos. Comprender mejor los distintos fenómenos que potencialmente se combinan con oleajes intensos durante marejadas es fundamental para minimizar el riesgo de peligros litorales en la costa Chile, sobre todo en un contexto de cambio climático.

PRIN-5: Eventos extremos y riesgos naturales en la costa: hacia medidas adaptivas para el desarrollo sustentable

Paleotsunamis holocenos en la costa hiperárida del Desierto de Atacama en Taltal, Chile.

Tomás León[1], Gabriel Vargas[1], Diego Salazar[2], James Goff[3], Jean Luis Guendón[4], Pedro Andrade[5].
(1) Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(2) Departamento de Antropología, Facultad de Ciencias Sociales, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(3) School of Biological, Earth and Environmental Sciences, University of New South Wales , Sydney, Australia
(4) Centre National de la Recherche Scientifique (CNRS), Francia
(5) Carrera de Antropología, Facultad de Ciencias Sociales, Universidad de Concepción, Concepción, Chile

La costa de Chile es periódicamente afectada por grandes tsunamis producidos por terremotos en el contacto de subducción de las placas Nazca y Sudamericana, cuya convergencia en el norte del país es de 6,7 cm/año. A pesar de esto los estudios de paleotsunamis en la costa hiperárida del Desierto de Atacama del norte de Chile son casi inexistentes. La mayoría se han concentrado en la zona centro y sur del país, dado las condiciones favorables de preservación e identificación de estos depósitos en sistemas de lagunas, estuarios o llanuras aluviales aledañas a la costa. En este trabajo presentamos los registros de paleotsunamis en Taltal, ubicados en la mayor laguna sísmica del Norte Grande, al sur de la zona de ruptura del último megaterremoto y tsunami de 1877 (Mw~8.8), y al norte de la zona de ruptura del último gran terremoto y tsunami de la región de Atacama de 1922 (Mw8.5). A través de trincheras ubicadas en la costa, cercanas a sitios arqueológicos, se identificaron capas de arena y gravas anómalas, las que contrastan con el resto de los depósitos de origen arqueológico o sedimentario. De los perfiles se recolectaron muestras las que fueron sometidas a análisis sedimentario, geocronológico, geoquímico, biológico y arqueológico. Con los resultados se identificaron al menos dos depósitos de tsunamis asociados al Holoceno medio y tardío, cuyos estratos se caracterizan por presentar contacto basal erosivo, disminución del espesor hacia el continente, gradación normal e inversa, estructuras de flujos turbulentos de alta velocidad e incremento relativo de Ca y Fe. A su vez muestran material biológico, como pequeños gastrópodos y lapas típicos de ambiente rocoso intermareal, que no se encuentran habitualmente en las capas arqueológicas. También en el área se registraron grandes bloques de roca depositados a más de 100 m de la línea de costa y a 10 m.s.n.m., los que podrían ser indicativos de tsunamis recientes. A partir de esto se discute sobre la diferencia entre los depósitos de paleotsunamis y otro tipo de eventos catastróficos que afectan a esta costa como aluviones y tormentas. Analizando estos registros, junto con los resultados de maremotos históricos que afectaron estas costas en 1877 y 1922, se concluye que el área de Taltal ha sido impactada por grandes tsunamis durante el Holoceno, mayores que los registrados históricamente. Lo anterior da cuenta de la necesidad de incorporar estos registros en el análisis de peligro de tsunamis en la región.

PRIN-5: Eventos extremos y riesgos naturales en la costa: hacia medidas adaptivas para el desarrollo sustentable

Evaluación de la vulnerabilidad física del barrio El Almendral, ciudad de Valparaíso, en un escenario extremo como el tsunami de 1730

Yoshy Luengo[1], Marco Quiroz[3,4], Carolina Martínez[2,4].
(1) Programa Magíster en Geografía y Geomática, Instituto de Geografía, Historia, geografía y ciencia política , Pontificia Universidad Católica de Chile, Santiago, Chile
(2) Instituto de Geografía, Historia, geografía y ciencia política , Pontificia Universidad Católica de Chile, Santiago, Chile
(3) Departamento de Ingeniería Hidráulica y Ambiental, Escuela de Ingeniería, Pontificia Universidad Católica de Chile, Santiago, Chile
(4) Centro de Investigación para la Gestión Integrada del Riesgo de Desastres (CIGIDEN). CONICYT/FONDAP/15110017

El sector El Almendral de la ciudad de Valparaíso (Chile), posee una alta densidad de construcciones y concentra importantes edificaciones de uso educacional, comercial e institucional, vinculado a las actividades portuarias, de servicios y turísticas características de la ciudad y del Gran Valparaíso. Esto conlleva a una importante concentración de población y un alto número de población flotante. Este conjunto de edificaciones presenta un gran potencial económico, social y cultural, que debe ser preservado ante los efectos de desastres naturales provocados por tsunamis. La alta concentración de construcciones localizadas en el borde costero, junto con el tipo de edificación, el estado de conservación y los servicios que entregan, son factores que ponen en riesgo a la comunidad que los utiliza, por lo que es necesario conocer las zonas que poseen una mayor vulnerabilidad física o que son más propensas a sufrir daño ante la inundación de un tsunami extremo, con la finalidad de implementar estrategias de planificación, prevención y mitigación para evitar nuevos desastres. En esta investigación en desarrollo, se estima la vulnerabilidad física mediante el modelo Papathoma Tsunami Vulnerability Assessment versión 3 (PTVA-3) (Papathoma et al., 2003). El tsunami de 1730 fue modelado mediante distintos modelos de ruptura, en conjunto con información histórica para validar los resultados de las simulaciones numéricas realizadas con el modelo NEOWAVE. Para aplicar el modelo PTVA-3, se utilizó información sobre atributos de las edificaciones a nivel de manzana censal, e información catastrada y promediada visualmente mediante el uso de la aplicación Street View de Google Earth. A partir de este análisis, se identificaron las zonas críticas que deben ser consideradas en una planificación para la resiliencia de la costa. La aplicación de la metodología PTVA-3 determinó un bajo nivel de vulnerabilidad física en la mayor parte de la zona de estudio, debido a la materialidad de las construcciones caracterizadas por hormigón en el 80% de las unidades censales. Este resultado preliminar puede presentar sesgo, al tratarse de manzanas censales y no entidades (edificios), donde en la primera se presentan valores promediados en esta escala espacial. Se proponen alternativas para mejorar el modelo refinando esta escala para ser aplicado a otras áreas urbanas de interés.

PRIN-5: Eventos extremos y riesgos naturales en la costa: hacia medidas adaptivas para el desarrollo sustentable

Erosión costera y marejadas en Chile: Nuevas amenazas en la costa antropizada

Carolina Martínez[1], Roberto Agredano[2], Manuel Contreras-Lopez[3], Mauricio Villagran [4], Matias Gomez[4], Patricio Winckler[5].
(1) Instituto de Geografía, Historia, Geografía y Ciencia Política , Pontificia Universidad Católica de Chile y Centro de Investigación para la Gestión Integrada del Riesgo de Desastres (CIGIDEN). CONICYT/FONDAP/15110017
(2) Universidad Católica del Maule, Chile
(3) Universidad de Playa Ancha, Chile
(4) Departamento de Ingeniería Civil, Universidad Católica de la Santísima Concepción, Concepción, Chile
(5) Escuela de ingeniería Civil Oceánica, Universidad de Valparaíso y Centro de Investigación para la Gestión Integrada del Riesgo de Desastres (CIGIDEN). CONICYT/FONDAP/15110017

La costa chilena está siendo afectada por intensas y recurrentes marejadas cuyos efectos incluyen cambios morfológicos violentos en los litorales arenosos y graves daños a la infraestructura costera. Desde 2015 a la fecha, más de 100 eventos de distinta intensidad, han ocasionado pérdida de masa principalmente en playas urbanas, lo cual podría estar acelerando la erosión costera en playas encajadas y de ensenada. Con el propósito de explorar los efectos de las marejadas en la magnitud de los procesos erosivos para distintas escalas de tiempo, se realiza un programa de monitoreo en 15 playas de la costa de Chile centro-sur (Proyecto Fondecyt Nº 1151367), con el fin de diagnosticar la condición de estabilidad del litoral arenoso y orientar las medidas de conservación, adaptación o mitigación. La erosión costera se determinó mediante el uso de fotografías aéreas de distintos años y levantamientos topográficos con vinculación geodésica. Se utilizó la extensión para ArcGIS DSAS 4.3 (USGS) (Himmelstoss, 2009) para establecer la tasa media de cambio en m/año y su relación con la forma en planta del litoral arenoso. La tasa de erosión (m/año) se clasificó de acuerdo a los criterios de Rangel et al., (2016). Los cambios en perfil fueron determinados mediante el levantamiento topográfico de perfiles de playa, con los cuales se obtuvieron cambios volumétricos y de granulometría. Para la costa del Golfo de Arauco, Valparaíso y Concón, se analizó el comportamiento del oleaje histórico y su relación con los cambios estacionales y de respuesta a marejadas de los perfiles de playa. En la costa de Valparaíso-Viña del Mar, se analizó la relación con las fases ENOS. Los resultados obtenidos a la fecha establecen una tendencia erosiva y acelerada por las marejadas en la mayoría de los sistemas arenosos, los cuales presentan distinta magnitud (de sur a norte, playas de: Llico, Tubul, Escuadrón, Santo Domingo, Portales, Los Marineros, Las Salinas, La Boca-Concón). Escasos sistemas se mantienen en estado estable o en acreción (playa Arauco-Laraquete y Reñaca). Estos resultados son discutidos en función de su relación con la recurrencia de marejadas históricas y recientes, la incidencia de fases cálidas ENOS, en el caso de las playas urbanas de Valparaíso-Viña del Mar, cambios en las condiciones de oleaje histórico y la urbanización de la costa.

PRIN-5: Eventos extremos y riesgos naturales en la costa: hacia medidas adaptivas para el desarrollo sustentable

Erosión costera en playa La Boca, Bahía de Concón

Pablo Oliva[1,2,3], Tsvetayeva Polanco[1], Yoshy Luengo[1].
(1) Programa de Magíster en Geografía y Geomática, Instituto de Geografía, Pontificia Universidad Católica de Chile, Santiago, Chile
(2) Departamento de Geomática, Unidad de Sistemas de Información Geológica, SERNAGEOMIN, Santiago, Chile
(3) Proyecto FONDAP- N°15110017, Centro Nacional de Investigación para la Gestión Integrada de Desastres Naturales, Santiago, Chile

Introducción La erosión costera es un problema que puede generar efectos negativos en las comunidades que residen en estos paisajes. Los principales agentes de la erosión litoral son las olas, efectos de las mareas y corrientes marinas. Las masas de agua en movimiento actúan como "parachoques de colisiones" que alteran la costa (Villagrán, 2007). Diversos factores ambientales determinan la geomorfología de las playas abiertas, entre las que se destacan el viento, oleaje de tormentas, cambios en el paisaje causados por terremotos y tsunamis, cambios en el nivel del mar y suministro de sedimentos (Martínez et al., 2018). Además, no existe una única causa para la erosión costera. En ese sentido, la erosión incluye una serie de factores que no debe verse aislada, como en el entorno natural, sino que interactúan invariablemente (Rangel-Buitrago, 2017) y que incluye factores antrópicos. El cambio de la costa y las tendencias de evolución son cuestiones importantes, ya que proporcionan una comprensión de los sistemas complejos y dinámicos a gran escala. Entender el comportamiento del sistema facilita el desarrollo de políticas sostenibles y pragmáticas para la gestión del territorio (Rangel-Buitrago et al., 2015). Según un estudio de síntesis a escala mundial realizado por Bird (1985) se determinó que el 70% de las playas en la actualidad tienen una tendencia creciente a la erosión; solamente el 10% avanza creciendo hacia el mar y, el 20% restante, muestra una relativa estabilidad, por lo tanto, la erosión actual de las playas, que por definición son formas de acumulación, es un testimonio importante de cambio en su tendencia evolutiva actual (Castro & Hidalgo, 2002). En la Bahía de Valparaíso, retrocesos de la línea litoral de hasta 12,6 metros han sido reportados en Caleta Portales en los últimos 12 años (Martínez et al., 2018). Esta "nueva" amenaza pareciera ser invisible o insignificante para las personas que habitan estos sectores y para las autoridades encargadas de la gestión del territorio. De esta misma manera los últimos eventos de marejadas parecieran estar aumentando el proceso erosivo de la costa, por ejemplo tras el temporal del 8 de agosto de 2015 se detectó en el borde costero de Valparaíso, específicamente en la Playa Portales, un retroceso de la línea de costa del orden de 20 m, descensos verticales de 3 m por el norte a 4 m por el sur de la playa, con una erosión de 38.510 m^3. La Playa la Boca, para este temporal, fue afectada por una erosión importante y se evidenció sobrepasando en los estacionamientos. Material de 50 mm de diámetro medio y de canto redondeado se depositó a lo largo de toda la playa (Winckler et al., 2017). En este trabajo, se determinaron los tipos de cambio de la línea litoral para los últimos 47 años, del sector de Playa La Boca en la comuna de Concón, a través de herramientas geomáticas. Finalmente, entender la dinámica de la erosión costera, permite generar instrumentos para la gestión del riesgo y el ordenamiento territorial. Materiales y métodos Se determinó la erosión costera mediante el uso de herramientas geomáticas, con imágenes satelitales y fotografías aéreas históricas disponibles del área de estudio. Según la comparación de estas imágenes se determinaron las líneas litorales históricas y la tasa de erosión costera y se generó un mapa de erosión costera a través del software ArcGIS 10.3. La evolución reciente de la línea litoral se evaluó durante los últimos 47 años para el caso de playa La Boca. Las imágenes usadas provienen de Google Earth y/o de fotografías aéreas históricas (Tabla 1). Todas las imágenes fueron proyectadas bajo el sistema de coordenadas UTM WG S84 Zona 19 Sur. Se controló la georreferenciación de las imágenes con la imagen más reciente (imagen de base) mediante el resultado del error cuadrático medio (RMS) calculado a través del uso de puntos de control. Boak & Turner (2005) resumen en 45 formas de identificar un indicador de línea litoral, para este trabajo se determinó la línea litoral en condiciones de pleamar. Las imágenes fueron digitalizadas en ArcGIS Desktop 10.3 para el posterior análisis del cambio. El resultado del RMS fue menor a un metro para todas las imágenes (Tabla 1). La extensión de DSAS 4.3 para ArcGIS, desarrollada por el USGS (Thieler et al., 2009), se utilizó para estimar los cambios en la costa. Finalmente, se usaron las categorías definidas por Rangel-Buitrago et al. (2015) para la clasificación de las tasas de erosión o de evolución costera. En Playa La Boca se determinaron áreas con erosión, acreción y estabilidad. Se midieron tasas de erosión promedio de 1,36 m/año para Playa La Boca con máximos de hasta 5 m/año (Fig. 1) y retroceso de la línea litoral (Fig. 2). La zona al norte presenta tasas de alta erosión, la zona de estabilidad y de acreción son unos 300 metros que se ubica cerca de la desembocadura del río Aconcagua, lo que se podría entender que los aportes fluviales y la combinación de estos ambientes sedimentarios genera acreción costera. Hacia el sur, existe erosión por casi 1 km (Fig. 3). En los años ´70 el río Aconcagua desembocaba en este sector, por lo que las tasas de erosión podrían estar influenciadas por este motivo. Los resultados se presentan en la figura 1 y pueden ser observados en el mapa de la figura 3. Discusión La evolución de la costa y la erosión costera ha sido estudiada en la región de Valparaíso y particularmente en la Bahía de Concón (Martínez et al., 2018; Martínez et al., 2013). La costa chilena se encuentra en un estado estable a medio plazo, esto a pesar de las tendencias globales. Esta estabilidad está determinada por el clima estacional en el que las condiciones de verano-invierno definen los



extremos de la energía disponible para los cambios en la forma de la costa (Martínez et al., 2011). En ese sentido, los procesos del litoral son más estables y producen umbrales de cambio cuando están asociados con fenómenos de interacción océano-atmósfera, como los eventos ENSO y alta mar (Martínez et al., 2011). En estos estudios se estiman, a través de diferentes metodologías, procesos de estabilidad (Martínez & Salina, 2009) y/o erosión en esta región (Martínez et al., 2018). Nuestro trabajo determina tasas similares, pero según la metodología de Rangel-Buitrago et al. (2015) estas corresponden a tasas de erosión. Además, la existencia de poca información histórica, cartas, o fotografías aéreas ha permitido estudiar una ventana de observación acotada en el tiempo, en este estudio se analizó un período de 47 años. Martínez et al. (2018) indican que la erosión costera aún no es posible tipificarla como una amenaza, sin embargo, si las tendencias de erosión, el creciente crecimiento urbano y factores de cambio climático se intensifican podrían deteriorar aún más esta zona. Según estos autores, las consecuencias de la antropización en numerosas costas se han descrito durante varias décadas y sus efectos adversos se han asociado con el uso inadecuado de la zona costera. Como fue mencionado, la magnitud de la erosión costera en las costas urbanizadas también está asociada con una mayor intensidad y recurrencia de eventos extremos, cuya causa podría asociarse con fenómenos interdecadales (fases ENSO), variabilidad climática y cambio climático (Martínez et al., 2011) Conclusiones El uso de la herramienta geomática DSAS con imágenes históricas permite calcular de manera óptima tasas de erosión en la bahía de Concón. Se determinaron tasas de erosión para Playa La Boca muy similares a las obtenidas por otros autores en la bahía de Concón, sin embargo, según la metodología para clasificar el tipo de erosión puede variar la clasificación. En este trabajo se concluye que existe erosión costera en la bahía de Concón y retroceso de la línea litoral. **Referencias** Bird, E. (1985). Coastline changes: A global review. *Geological Journal*, (2). https://doi.org/10.1002/gj.3350210215 Boak, E. H., & Turner, I. L. (2005). Shoreline Definition and Detection: A Review. *Journal of Coastal Research*, 688–703. https://doi.org/10.2112/03-0071.1 Castro, C., & Hidalgo, R. (2002). Del pueblo balneario a la gran conurbación: la expansión urbana en el litoral central de la v Región de Valparaíso, Provincia de San Antonio, 1954-2000. *Revista Geográfica de Valparaíso*, *32–33*, 91–103. Martínez, C., Contreras-López, M., Winckler, P., Hidalgo, H., Godoy, E., & Agredano, R. (2018). Coastal erosion in central Chile: A new hazard? *Ocean & Coastal Management*, *156*, 141–155. https://doi.org/10.1016/J.OCECOAMAN.2017.07.011 Martínez, C., Quezada, M., & Quezada, J. (2013). *Métodos para el análisis de cambios históricos de la línea litoral en playas de ensenada. Nuevos ejemplos en Chile*. Martínez, C., Quezada, M., & Rubio, P. (2011). Historical changes in the shoreline and littoral processes on a headland bay beach in central Chile. *Geomorphology*, *135*(1–2), 80–96. https://doi.org/10.1016/J.GEOMORPH.2011.07.027 Martínez, C., & Salina, S. (2009). Morfodinámica y evolución reciente de playa Tunquén, Chile central. *Revista de Biología Marina y Oceanografía*, *44*(1), 203–215. Recuperado a partir de http://www.redalyc.org/articulo.oa?id=47911450021 Rangel-Buitrago, N. (2017). Coastal erosion and their management Diapositivas de Power Point. Rangel-Buitrago, N. G., Anfuso, G., & Williams, A. T. (2015). Coastal erosion along the Caribbean coast of Colombia: Magnitudes, causes and management. *Ocean & Coastal Management*, *114*, 129–144. https://doi.org/10.1016/J.OCECOAMAN.2015.06.024 Thieler, E. R., Himmelstoss, E. A., Zichichi, J. L., & Ergul, A. (2009). *The Digital Shoreline Analysis System (DSAS) Version 4.0 - An ArcGIS extension for calculating shoreline change*. *Open-File Report*. Reston. Recuperado a partir de http://pubs.er.usgs.gov/publication/ofr20081278 Villagrán, C. (2007). *Dinámica costera en el sistema de bahías comprendidas entre Ensenada Los Choros y Bahía Tongoy. Región de Coquimbo*. Universidad de Chile. Recuperado a partir de http://www.repositorio.uchile.cl/handle/2250/101118 Winckler, P., Contreras-López, M., Campos-Caba, R., Beyá, J. F., & Molina, M. (2017). El temporal del 8 de agosto de 2015 en las regiones de Valparaíso y Coquimbo, Chile Central TT - The storm of August 8, 2015 in the regions of Valparaíso and Coquimbo, Central Chile. *Latin American Journal of Aquatic Research*, *45*(4), 622–648. https://doi.org/http://dx.doi.org/10.3856/vol45-issue4-fulltext-1

PRIN-5: Eventos extremos y riesgos naturales en la costa: hacia medidas adaptivas para el desarrollo sustentable

Tabla 1: Características de las imágenes georeferenciadas de la zona de Playa La Boca.

Fecha	Escala	Tamaño pixel	RMSE	Tipo
1970	1:20000	2.43	0,97	Fotografía aérea
2004	1:5000	1.36	0,29	Google Earth Pro
2007	1:5000	1.36	0,33	Google Earth Pro
2010	1:5000	1.36	0,43	Google Earth Pro
2015	1:5000	1.38	0,33	Google Earth Pro
2017	1:5000	1.37	0,48	Google Earth Pro

Fuente: Elaboración propia

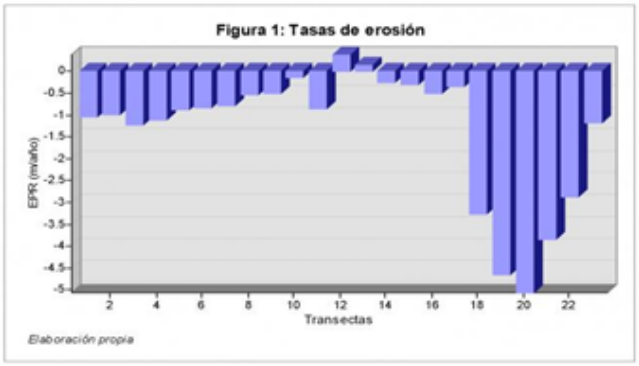


Figura 2

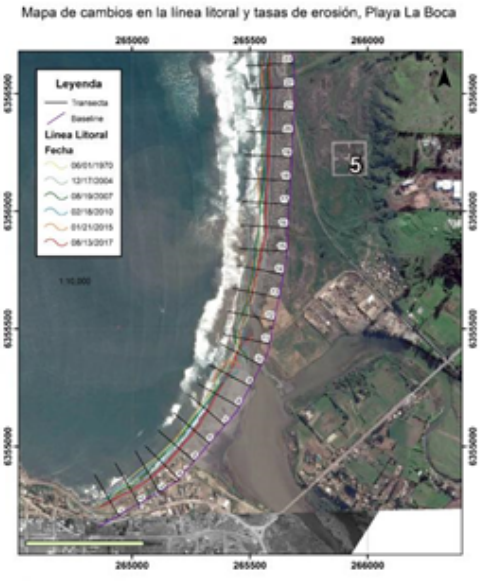


Figura 3

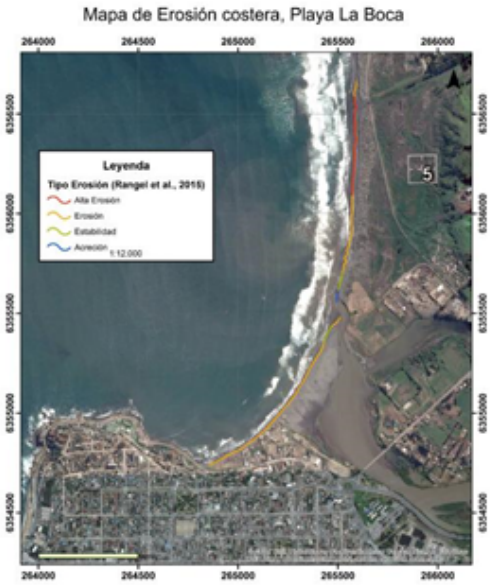


Tabla 1: Características de las imágenes usadas en el trabajo

Figura 1: Gráfico de las tasas de erosión en playa La Boca

Figura 2: Mapa de líneas litorales históricas de playa La Boca

Figura 3: Mapa de erosión costera de playa La Boca

PRIN-5: Eventos extremos y riesgos naturales en la costa: hacia medidas adaptivas para el desarrollo sustentable

Determination of hazard, vulnerability and risk by means of the application of GIS tools and multicriteria methods: the Cartagena (Colombia) study case.

Nelson Guillermo Rangel[1].
(1) Fisica, Ciencias Basicas, Universidad del Atlantico

A scientific consensus exists regarding the significant impacts of global climate change over coastal zones. They will include sea level rise, changes in frequency, intensity and duration of storms. The study of the relationships existing between littoral transformation and climate change - with associated hazards, vulnerabilities and risks - represents the first step in the design of adaptation plans for coastal zones. Procedures used for the determination of hazards, vulnerabilities and risks can be classified according to different aspects but the establishment of a concise classification results a difficult task where limits between classes are not strict. In this sense, a detailed methodology for the evaluation and characterization of hazard, vulnerability and risk associated with climate change related processes, was developed, tested and applied in Cartagena (Colombia). This methodology takes into account physical, social, economic, conservational and heritage aspects. The analysis was made by a semiquantitative approximation method, applying variables associated with the intrinsic coastal zone properties (i.e. type of beach, exposure of the coast to waves, etc.) and climate change related hazards (i.e. coastal erosion, sea lever rise, etc.). The variables were combined into different indexes, which were merged into a single normalized index which allows determining coastal hazard, vulnerability and risk. Results obtained in both coastal systems reveal that there are several vulnerable areas that have very dynamic processes, such as extremely high evolution rates. Likewise, human actions affect coastal systems: the construction of many physical structures (coastal armouring) the main cause of coastal erosion. Hazard, vulnerability and risk maps generated with this methodology can be used as a guideline contributing to the determination of causes, processes and consequences derived from the climatic change associated processes. Moreover, as several stakeholders are involved, efficient management of the coastal system is imperative and wide and careful interventions are urgently needed to avoid irreversible negative impacts on both coastal systems. The information derived by the use of the proposed methodology in this work may have direct applications in future coastal development programs and, at the same time, can assist decision-makers in the implementation of preventive management strategies for most sensitive areas.

PRIN-5: Eventos extremos y riesgos naturales en la costa: hacia medidas adaptivas para el desarrollo sustentable

The coastal erosion management... A complicated process but no impossible!

Nelson Guillermo Rangel[1], Carolina Martinez [2], Manuel Contreras-Lopez[3].
(1) Fisica, Ciencias Basicas, Universidad del Atlantico
(2) Instituto de Geografía, Pontificia Universidad Católica de Chile, Santiago de Chile, Chile
(3) Universidad de Playa Ancha , Chile

Coastal Erosion Management (CEM) is the dynamic, multidisciplinary and interactive approach in responding to coastal erosion processes in order to prevent or mitigate economic and/or social losses. Ideally, such management should also seek to achieve preservation or conservation of natural habitats. The cycle of CEM begins with the identification of a perceived erosion problem, determining the cause(s) and understanding the erosion processes. This basis then guides planning, preparation and decision making as to the appropriate response, considering the time frame of expected results, including monitoring whether or not the solution is working. CEM is one aspect of overall coastal zone management, and usually follows the objective of an informed involvement and cooperation of all stakeholders to assess the societal goals in a given coastal eroding area, and taking actions to meet specific objectives. CEM should seek to balance environmental, economic, social, cultural and recreational objectives over the long-term; all within the limits set by the natural dynamics of an area. Approaches to managing erosion include hard/soft protection measures (hold/advance the line), accommodation, managed retreat, use of ecosystems and sacrifice (do nothing). In reshaping these options, an essential addition is the most attractive but usually the least used strategy: Intervention Concerning the Erosion Causes (ICEC). Minimizing erosion via ICEC not only means specific local actions, but certainly also involves the restoration of natural protective habitats, and even the removal of anthropogenic structures that block sediment production and its flow to and through coastal systems. The spatial and temporal environmental, physical and social knowledge related to the area of interest forms the core of the ICEC approach to solve or at least minimize coastal erosion.

PRIN-5: Eventos extremos y riesgos naturales en la costa: hacia medidas adaptivas para el desarrollo sustentable

Efectos físico-naturales de la mitigación estructural asociada a inundaciones fluviales en el estuario micromareal del río Andalién: Reflexiones para una gestión integrada de crecidas

Octavio Enrique Rojas[1], J. Javier López[2].
(1) Planificación Territorial y Sistemas Urbanos, Ciencias Ambientales, Universidad de Concepción
(2) Departamento de Proyectos e Ingeniería Rural, Instituto Smart Cities, Universidad Pública de Navarra, Pamplona, España

Emplazado en el Área Metropolitana de Concepción se inserta el estuario micromareal del río Andalién (36°S), zona que registra 21 inundaciones fluviales entre 1960-2010. Basado en un enfoque estructural de control de crecidas, se realizó un dragado y rectificación del cauce en la zona de transición del estuario (3-6,4 km). Se analizaron las transformaciones físico-naturales pre-post intervención del cauce en la zona estuarina, media y superior con la finalidad de establecer bases para una gestión integrada de crecidas. Para determinar los cambios fueron seleccionadas 10 estaciones en el curso inferior de la cuenca, coincidentes con datos pre-intervención del cauce, que representan las características físicas de la sección inferior (estuario, zona media, zona superior). En ellas se realizó un muestreo mediante sonda multiparámetro, disco secchi y draga, para obtener valores de salinidad, pH, Oxígeno Disuelto (OD), turbidez, conductividad (mS/cm) y sedimentos en un ciclo completo de marea durante otoño e invierno de 2016, para analizar los cambios en pre-post intervención se utilizó análisis de conglomerados. Además, se determinaron los cambios en la marea dinámica y de salinidad, mediante sonda y sensores de marea HOBO (U20). Se observó un cambio abrupto en el comportamiento dinámico de la sección inferior; que pasó de poseer 3 zonas diferenciadas en noviembre-2013 (estuarina, media, superior), a reportar 2 zonas durante otoño-2016 (estuarina-superior). Durante invierno-2016, nuevamente se observaron 3 zonas; sin embargo, la zona media creció (2 Km) incorporando estaciones de la zona superior. Lo anterior también repercutió en el frente de turbidez, el que se movilizó en conjunto con la dinámica de la zona media. Se detectaron mayores ingresos de la marea salina y peak máximos de la marea dinámica de +27 y +50 cm en otoño e invierno post-intervención. Los cambios reportados estarían vinculados a modificaciones de controles naturales como eliminación de meandros y alteración de la pendiente del cauce, dichas actuaciones deterioran la calidad hidrogeomorfológica del cauce. Es necesario un cambio de paradigma en la gestión de las inundaciones en Chile, desde un enfoque estructural a un enfoque holístico basado en criterios de adaptación y administración de crecidas, en conjunto con un rol más activo en la planificación del territorio y actuaciones urbanas con una visión más integrada, sostenible y multidisciplinaria.

PRIN-6: Efecto de sitio y microzonificación sísmica

Relación entre períodos altos y Vs: El caso de proyectos de aerogeneradores en Chile

Nicolas Bastias[1], **Gonzalo Montalva[2]**.
(1) www.gensis.cl, Gensis Ingenieria, Concepcion, Chile
(2) Ingeniería Civil, Ingeniería, Universidad de Concepción

En la práctica de la ingeniería sísmica se suele asociar la presencia de periodos predominantes (T_0) altos a perfiles de velocidad de onda de corte (Vs) bajos, esta condición no siempre es tal. Es importante recordar como estas dos variables esta correlacionadas teóricamente por el espesor del estrato de suelo (H) y, por lo tanto, se hace imprescindible complementar los antecedentes de la geofísica superficial de estos proyectos civiles, con información proveniente de geología, profundidad del basamento rocoso y de una correcta estimación de las rigideces de los estratos de suelo a mayores profundidades. Esta condición es de suma importancia en el desarrollo de proyectos de estructuras que son flexibles y que podrían estar condicionados por amplificaciones de sitio en periodos espectrales largos de la demanda sísmica. En particular, se estudia el caso de torres aerogeneradores de un parque eólico. A partir de sondeos geotécnicos se encuentra una estructura de subsuelo dominada por arenas y gravas con altos valores de resistencia, exploraciones geofísicas del perfil de velocidad de ondas de corte muestran consistentemente un estrato relativamente rígido (Vs > 400 m/s) a escasa profundidad (10 m). Sin embargo, se estimaron frecuencias predominantes (f_0) en el orden de 0.45Hz (i.e., 2.2 seg). Análisis probabilísticos de peligro sísmico se han realizado y se muestra cómo la opción de no incluir la frecuencia resonante de la columna de suelo y solo guiarse por la información superficial recolectada del proyecto podría inducir a generar espectros de diseño subestimados en los periodos de interés de la estructura. Se discute como una predicción confiable de parámetros de caracterización de respuesta de sitio, combinando información geofísica, geológica y geotécnica, son un elemento clave para la correcta cuantificación de la demanda sísmica en superficie.

PRIN-6: Efecto de sitio y microzonificación sísmica

Análisis preliminar de riesgo sísmico mediante microvibraciones en la ciudad de Copiapó, Región de Atacama, Chile

Yesarela Cornejo[1], Gonzalo Sánchez[1], Christopher Peralta[2].
(1) Departamento de Geología, Facultad de Ingeniería, Universidad de Atacama, Copiapó, Chile
(2) Departamento de Ingeniería en Minas, Facultad de Ingeniería, Universidad de Atacama, Copiapó, Chile

Mediante una microzonificación sísmica se puede identificar y cuantificar la amenaza a la que están expuestas distintas zonas de la ciudad en cuestión, esta amenaza está determinada por el efecto de sitio. La dirección que toman las ondas de un sismo al propagarse define la atenuación o amplificación que estas sufrirán a medida que atraviesen distintos estratos compuestos de distintos materiales geológicos. La caracterización de zonas asociadas a ciertas propiedades geológicas como la frecuencia fundamental de las ondas que conforman el ruido sísmico ambiental permite estudiar el comportamiento de esas zonas frente a un sismo, es decir estudiar el efecto de sitio que se producirá en esa área. El efecto de sitio será mayor si la frecuencia fundamental es (en general) menor a 2 Hz, es decir, la amplitud de onda será mayor y se percibirán mayores intensidades en superficie. Esta situación se produce sobre suelos poco consolidados. Asimismo, en suelos duros y consolidados, las amplitudes de onda e intensidades son menores, la frecuencia fundamental tiene valores más altos y el efecto de sitio es menos destructivo. La frecuencia fundamental se puede obtener mediante el método desarrollado por Nakamura denominado Razones espectrales H/V, donde se contraponen los espectros verticales y horizontales en un software. Con esta información se puede generar un mapa de la ciudad estudiada que integre datos de geología y propiedades físicas del suelo en una escala de peligrosidad adecuada para una lectura sencilla, como, por ejemplo, pintar en rojo las zonas que estén frente a mayores amenazas de destrucción, en amarillo las zonas que estén bajo un riesgo intermedio y en verde las zonas más seguras. El mapa puede finalmente servir a la gestión territorial, como la planificación y distribución del crecimiento urbano y generación de planes preventivos ante emergencias por causa de eventos naturales catastróficos. Es esencial desarrollar un análisis de esta magnitud en la zona urbana de la ciudad de Copiapó, Región de Atacama, Chile. Una de las zonas con mayor GAP sísmico del país, el que alcanza 96 años en la actualidad luego del último megaterremoto de 8,5 Mw en el año 1922.

PRIN-6: Efecto de sitio y microzonificación sísmica

Probabilistic seismic hazard assessment for Northern Chile and Southern Peru

Ranjit Das[1,2], Gabriel Armando González[1,2], Pablo Salazar[1,2], Juan González[1,2].
(1) Centro de Investigación para la Gestión Integrada del Riesgo de Desastres (CIGIDEN), CONICYT/FONDAP/15110017, Santiago, Chile
(2) Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ingeniería y Ciencias Geológicas, Universidad Católica del Norte

Probabilistic Seismic Hazard Assessment (PSHA) gives a framework in which uncertainties at various steps of seismic hazard assessment can be identified, quantified and combined in a rational manner to provide a complete picture of the seismic hazard related to earthquake catalog incompleteness, source modelling, estimation methods, earthquake recurrence models and attenuation relationships. PSHA methodology has been applied to northern Chile and southern Peru region as a case study, between latitude 17°–30°S and longitude 67°–74°W for which the geological and tectonic setup was studied and an improved earthquake catalog has been prepared using General Orthogonal Regression (GOR) as suggested in recent literature. Based on events data collected for the period 1976–2016, GOR relations have been derived for conversion of mb, ML and M_s to M_w. GOR relations have been obtained using study area datasets for magnitude ranges $4.3 \leq m_{b,ISC} \leq 6.1$ and $4.6 \leq m_{b,NEIC} \leq 6.1$. Similar relations have also been obtained between M_s and M_w in ranges $4.1 \leq M_{s,ISC} \leq 6.1$; $4.2 \leq M_{s,NEIC} \leq 6.1$. We considered global data for a relationship between M_s and M_w in range $6.2 \leq Ms \leq 8.4$. The prepared catalog using the developed regression relations has been further used for seismic hazard estimations. The study area is subdivided into three seismogenic zones, based on tectonic and geological features, focal mechanism solutions and spatial distribution of earthquake events. The magnitudes of completeness, which has direct bearing on estimation of G-R parameters a and b values have been derived for the seismogenic zones using Stepp's method. The seismic hazard parameters namely activity rate λ, seismicity parameter β and maximum magnitude M_{max} have been derived for seismic hazard assessment. The ground motion prediction equations (GMPE) developed by various authors have been used to estimate the strong ground motion. PSHA analysis has been carried out using the classical Cornell–McGuire approach. Seismic hazard has been computed by performing computations at a grid interval of 0.1°x0.1° covering the entire region. PSHA maps have been produced for Peak Ground Acceleration (PGA) and spectral acceleration at 0.2 and 1 s for 10% probabilities of exceedance in 50 years corresponding to return periods of 475 years, at bed rock and in surface level. PGA values are obtained in the range of 0.003g to 0.954g and 0.004 g to 1.81g for bedrock and surface level, respectively, with 10% exceedence probability in 50 years.

PRIN-6: Efecto de sitio y microzonificación sísmica

Investigación numérica de los efectos topográficos en la amplificación de ondas sísmicas usando SPECFEM3D Cartesian: el Acantilado Costero del Norte de Chile como caso de estudio

Tiaren García[1,5], Ana MG Ferreira[2], Gonzalo Yañez[1,3,4], Pablo Iturrieta[4,1], José Cembrano[1,4], Isabel Santibañez[5,1].
(1) Ingeniería Estructural y Geotécnica, Pontificia Universidad Católica de Chile, Santiago, Chile
(2) Earth Science, University College of London, London, United Kindom
(3) Fondap, Centro Nacional de Investigación para la Gestión Integrada de Desastres Naturales (CIGIDEN)
(4) Fondap, Centro de Excelencia en Geotermia de Los Andes (CEGA)
(5) SRK Consulting Chile, Chile

El Acantilado Costero del norte de Chile es un importante rasgo geomorfológico paralelo a la fosa, que representa el límite oeste de la Cordillera de la Costa, con una elevación promedio de 1000 metros y una longitud aproximada de 800 kilómetros. Durante el terremoto Mw 8.2 de Pisagua, ocurrido el 01 de abril del 2014, efectos de sitios fueron registrados en las ciudades de Alto Hospicio, Huara y Pozo Almonte, ubicadas en la Cordillera de la Costa. De acuerdo con mapas de microzonificación sísmica de Vs30, previamente ejecutados en la zona, estos efectos de sitio no eran esperados. La premisa es que estos mapas de microzonificación no logran evaluar completamente la complejidad del terreno, por lo que la estimación de los efectos de amplificación de las ondas símicas producidos por rasgos geológicos locales, necesita incorporar nuevas técnicas de caracterización. Para entender la influencia conjunta, de la topografía y la calidad de suelo en la respuesta sísmica en la superficie durante un terremoto, se han realizado simulaciones de la propagación de ondas sísmicas en un medio elástico con topografía compleja, utilizando el software SPECFEM3D en su versión cartesiana. Resultados preliminares, obtenidos utilizando un modelo de velocidades 1D en profundidad, muestran amplificaciones relacionadas tanto a la topografía como a la presencia de suelos en las tres componentes, en un amplio rango de frecuencias. Modelos de velocidades 2D, que representen de mejor forma la complejidad reológica de la litósfera y grillas 3D que representen rasgos geomorfológicos relevantes de la corteza, están siendo implementados, con el objetivo de evaluar con mayor precisión efectos de sitios en la Cordillera de la Costa.

PRIN-6: Efecto de sitio y microzonificación sísmica

Estimación de la estructura profunda de velocidad de onda de corte mediante MASW en la cuenca de Santiago

Felipe González[2,1], Maximiliano Leiva[2,1], Sergio Contreras[2,1], Andrei Maksymowicz[3,2], Emilio Vera[3,2], Daniel Díaz[3,2].
(1) Programa de Riesgo Sísmico, Departamento de Geofísica, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(2) Núcleo de Geofísica Aplicada del Departamento de Geofísica, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(3) Departamento de Geofísica, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile

Estudios recientes han determinado la morfología y propiedades de la cuenca de Santiago, lo que ha permitido interpretar la evolución tectónica de la cuenca, y evaluar el potencial riesgo sísmico en la región [1] [2]. El método gravimétrico ha sido fundamental para el desarrollo de estos modelos geofísicos. Para constreñir e interpretar estos modelos correctamente, esta técnica requiere de la determinación de la profundidad del basamento de manera independiente con otras metodologías (ej. pozos, TEM, Sísmica). Sin embargo, en una ciudad densamente poblada como Santiago, las condiciones de terreno y ruido limitan la aplicación de estas técnicas para caracterizar el subsuelo a profundidades del orden de 500 m. Recientemente se ha utilizado la tomografía de ruido sísmico en base a la cros-correlación entre pares de estaciones sismológicas para la caracterización del subsuelo a escala cortical [3]. Sin embargo, la configuración típicamente utilizada no tiene la resolución suficiente para determinar contrastes importantes en las propiedades del medio en los primeros 500 m de profundidad. Para estudiar la estructura de velocidad de onda de corte en estas profundidades, se experimentó con la técnica de MASW, típicamente utilizada en estudios geotécnicos someros. Mediante el uso conjunto de múltiples estaciones sismológicas fue posible ampliar el MASW a la escala de la profundidad de la cuenca de Santiago mediante el registro de ruido sísmico ambiental. Los resultados obtenidos muestran estructuras de velocidad de hasta 500 m de profundidad, concordantes con la estratigrafía de pozos existente. Esta nueva metodología permitirá caracterizar la cuenca de Santiago en zonas densamente pobladas, lo que tendrá impacto en el refinamiento del modelo geofísico de la cuenca de Santiago [2] y en futuros trabajos de evaluación del riesgo sísmico. Referencias [1] Yáñez, G., et al., (2015). Gravity derived depth to basement in Santiago Basin, Chile: implications for its geological evolution, hydrogeology, low enthalpy geothermal, soil characterization and geo-hazards, Andean Geol., 42 (2), 147-172. [2] González, F., et al., (2018). Characterization of the depocenters and the basement structure, below the central Chile Andean Forearc: a 3D geophysical modelling in Santiago Basin area, Basin Res., 00:1-17. [3] Pastén, C., et al., (2016). Deep characterization of the Santiago Basin using HVSR and cross-correlation of ambient seismic noise, Engineering Geology. 201:57-66.

PRIN-6: Efecto de sitio y microzonificación sísmica

Geophysical and Emprirical Characterization of the Chilean Seismological Stations

Felipe Leyton[1], Cesar Pasten[2], Gonzalo Montalva[3], Esteban Saez[4].
(1) Centro Sismológico Nacional, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile
(2) Ingeniería Civil, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(3) Ingeniería Civil, Facultad de Ingeniería, Universidad de Concepción, Concepción, Chile
(4) Ingeniería Civil, Facultad de Ingeniería, Pontificia Universidad Católica de Chile, Santiago, Chile

The Chilean Seismological Network has been rapidly growing in recent years, going from a few dozens stations working before 2010 to nearly a 100 installed all over the territory. Even more, nearly 300 strong-motion stations from the Accelerographic National Network have recently complemented this network, mainly deployed in large cities, at a variety of site conditions. All of these stations are currently providing useful information of Chilean earthquakes and are expected to record moderate-to-large events. The data collected from this network, from March 2012 to August 2017, includes more than 4000 Chilean strong-motion records, from more than 1000 events (magnitudes ranging from 4.0 up to 8.3). In this study, we use this data set and classify 118 stations from this network, using the horizontal-to-vertical response spectral ratio (HVRSR) of strong-motion records. This classification considers not only the predominant period obtained from the average HVRSR but also the peak amplitude from this curve. The results indicate no correlation between the two parameters, despite the common practice of combining all curves with similar predominant periods. Even more, we believe that relevant information of the site's impedance contrast between the soil and bedrock is lost in the process of averaging HVRSR curves from different stations. We also present the geophysical characterization of 163 stations, the first results of larger effort to complete the characterization at all sites, based on array measurements of microtremors and horizontal-to-vertical spectral ratios. This information will help improve our understanding of the dynamic behavior of soils during earthquakes, providing relevant information for seismic design and seismic codes.

PRIN-6: Efecto de sitio y microzonificación sísmica

Estimación cuantitativa de la amplificación sísmica basada en métodos geofísicos: aplicación a localidades del borde costero del segmento Los Vilos - San Antonio

L Mendoza[1], V Soto[1], F Ayala[1], B Fuentes[1], **E Saez[1]**, C Ovalle[1], G Montalva[2], G Yáñez[1].
(1) Ingeniería Estructural y Geotécnica, Ingeniería, Pontificia Universidad Católica de Chile
(2) Departamento de Ingeniería Civil, Universidad de Concepcion

El presente trabajo muestra el desarrollo de la estimación cuantitativa de la amenaza sísmica en el bloque costero entre Los Vilos y San Antonio. Para la caracterización sísmica de los suelos se realizó una campaña de exploración geofísica que consistió en la ejecución de más de 250 mediciones de velocidades de ondas de corte (Vs) empleando los métodos basados en dispersión de ondas de superficie. Mediante un proceso de inversión se generaron perfiles de suelo, obteniendo los parámetros Vs30 y Vs<900 (promedio ponderado hasta la profundidad donde la Vs es menor de 900 m/s), además se obtuvieron las razones espectrales H/V de micro vibraciones ambientales, determinando las frecuencias predominantes (f0) y las amplitudes correspondientes (A0). Con los resultados obtenidos, la información geológica, la topografía, mediciones gravimétricas, ensayos de penetración de tipo CPTu. En conjunto con una ley de atenuación para este segmento en proceso de desarrollo, se generaron polígonos que indican las zonas que son propensas a experimentar mayor amplificación sísmica. Se comparan los resultados obtenidos frente a algunos registros sísmicos históricos en estaciones sísmicas ubicadas en el segmento, así como con los resultados de métodos simplificados de estimación de amplificación sísmica mediante propagación unidimensional de ondas SH. Se revisa la pertinencia del uso simultáneo de los parámetros Vs<900 y T0 en estudios de este tipo

PRIN-6: Efecto de sitio y microzonificación sísmica

Observatorio de Respuesta de Sitio en Concepción

Gonzalo Montalva[1], Daniella Escribano[1], Mathew Miller[2], Claudio Oyarzo[3], Felipe Leyton[4].
(1) Ingeniería Civil, Ingeniería, Universidad de Concepción
(2) Geofísica, Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Concepción, Concepcion, Chile
(3) Ingeniería Civil, Ingeniería, Universidad Católica de La Santísima Concepción, Concepcion, Chile
(4) Centro Sismológico Nacional, Universidad de Chile

La demanda sísmica y por consiguiente los daños ocasionados por terremotos dependen de tres factores: la fuente sismogénica, la trayectoria y los efectos locales o de sitio. Estos últimos son por mucho los más relevantes, pues sin ellos prácticamente no habría daño en países como Chile. Dentro las particularidades de la respuesta de los sedimentos superficiales, está la diferencia entre la respuesta sísmica de un sitio con estratificación horizontal y la una cuenca aluvial. Un ejemplo de cuenca aluvial es la cuenca de Concepción, afectada por el terremoto del Maule en 2010, donde se documentaron daños 10 veces mayores que en otras localidades afectadas por el mismo terremoto, a la misma distancia y para construcciones estructuralmente iguales (i.e. misma vulnerabilidad). La única respuesta racional para esta diferencia es que la demanda en superficie fue muy superior, por lo que estudiarla en profundidad es del mayor interés científico y práctico. Se presenta el observatorio de respuesta de sitio de la ciudad de Concepción, financiado por el programa FONDEQUIP de Conicyt (EQM160015). Esta instalación consta de seis sismómetros banda ancha y dos acelerómetros, estos últimos de pozo, el objetivo es registrar los sismos en la roca bajo la cuenca con equipo de pozo a 80 metros de profundidad, en su propagación hacia la superficie con un instrumento a 40 m de profundidad y seis en superficie. El arreglo vertical, consistente de los dos acelerómetros de pozo y uno de los instrumentos de superficie, capturará la respuesta unidimensional en la cuenca, mientras que los restantes 5 equipos banda ancha tienen el objetivo de capturar la variabilidad espacial de los efectos de sitio y en este caso particularmente los efectos de cuenca. Este observatorio tiene características únicas que aportarán con antecedentes no solo a Chile, sino que a toda la comunidad mundial que estudia estos efectos para mejorar códigos y metodologías de diseño sísmico. Adicionalmente, con el propósito de caracterizar adecuadamente la respuesta de sitio, se han realizado campañas de exploración detalladas que incluyen ensayos de terreno SPT con medición de energía hasta los 50 metros de profundidad, toma de muestras inalteradas, ensayos triaxiales dinámicos y geofísica superficial (Vs y To).

PRIN-6: Efecto de sitio y microzonificación sísmica

Problemas del Periodo Predominante en su Uso Normativo en Chile

Gonzalo Montalva[1], Nicolas Bastias[2].
(1) Ingeniería Civil, Ingeniería, Universidad de Concepción
(2) www.gensis.cl, Gensis Ingenieria, Concepcion, Chile

El periodo predominante (To) suele ser un estimador comparable, o mejor, que el popular Vs30 (promedio de la velocidad de propagación de ondas de corte en los 30 metros superficiales) para caracterizar los efectos de sitio durante terremotos. Sin embargo, To tiene problemas para caracterizar la amplificación sísmica cuando el contraste de impedancia entre el material en superficie y los estratos subyacentes es bajo, generando curvas de razón horizontal sobre vertical "planas". La propuesta para la nueva norma de diseño sísmico de edificios en Chile (NCh 433) incluye una combinación de To y Vs30 en la cual se estima el efecto de sitio o clasifican los sitios (mal llamado clasificación de suelos) utilizando Vs30 y si el periodo predominante medido en terreno es mayor al rango indicado, la clasificación inicial se degrada en una categoría, es decir, se aumenta la demanda. Esta metodología de combinar los resultados tiene numerosos problemas, sin embargo, en esta presentación se aborda el impacto nocivo sobre la región del Bio-Bío. Las normas de diseño sísmico intentan, mediante metodologías estándar y simples, caracterizar la demanda sísmica e indicar metodologías de diseño estructural de manera que las estructuras diseñadas tengan un nivel uniforme de desempeño. Lo anterior es un desafío no menor, principalmente debido a que la intensidad sísmica cambia significativamente (10 o más veces) al cambiar de un lugar a otro. Por lo tanto una manera de revisar lo adecuado que es una metodología propuesta por una norma es comparar la demanda elástica considerada con los resultados de un análisis de peligro sísmico riguroso. En este último no solo intervienen aspectos propios del sitio, sino que también de fuente y trayectoria, aspectos que de manera simplificada están también considerados en la normativa. Se muestran ejemplos de estimaciones de demanda sísmica proveniente de la normativa nacional y de un estudio de peligro sísmico probabilístico riguroso, y cómo exploraciones geofísicas profundas pueden dar explicación a curvas de razón espectral H/V que la actualización a la normativa sísmica resolvería solo degradando el suelo. Se discute la estimación y utilización de otros parámetros de sitio podrían ser más apropiados para caracterizar la demanda sísmica en proyectos que se emplacen sobre suelos blandos y la importante sobrestimación de la nueva propuesta. Más investigación en este tema y zona geográfica es necesaria para permitir el desarrollo de la región.

PRIN-6: Efecto de sitio y microzonificación sísmica

Generación de acelerogramas sintéticos en borehole y en superficie para el terremoto Mw 9.0 de Tohoku-Oki 2011

Javier Ojeda[1], Sergio Ruiz[1], Cristian Otarola[2], César Pastén[3].
(1) Departamento de Geofísica, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile
(2) Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(3) Departamento de Ingeniería Civil, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile

El 11 de marzo del 2011 ocurre el terremoto de Tohoku-Oki Mw 9.0, el evento sísmico más grande registrado en Japón. Este terremoto y su secuencia sísmica fue muy bien registrada por una densa red de estaciones dependiente de la JMA. Redes de acelerógrafos como KiK-net ha permitido que se realicen estudios relacionados al comportamiento del suelo durante grandes terremotos. KiK-net está constituida por un arreglo de dos estaciones en un mismo sitio, uno ubicado en profundidad (borehole) y otro en superficie. Además, para cada sitio está indicado el perfil geotécnico del suelo con su estratigrafía 1D de Vp y Vs. Se utilizan estos datos para comparar la generación de acelerogramas sintéticos en borehole y en superficie.

Se emplea el método estocástico de generación de acelerogramas propuesto por Otarola y Ruiz (2016). A partir de una discretización de los deslizamientos producidos en el plano de ruptura, se genera ruido blanco con cada sub-falla, lo que posteriormente es modulado en el espacio de las frecuencias según características de la fuente y trayectoria. Adicionalmente, la metodología considera ángulos de incidencia de rayos sísmicos a cada estación, ángulos azimutal, efecto de superficie libre, partición de energía para la incidencia de ondas P, SV y SH en las componentes radial, tangencial y vertical. Así mismo, considera parámetros físicos como la caída de esfuerzos, velocidad de ruptura, frecuencia de esquina para ondas de cuerpo y atenuación anelástica. Finalmente, el efecto de sitio es incorporado mediante la propagación de ondas sísmicas desde el basamento rocoso (borehole) hasta la superficie, empleando funciones de transferencia de amplificación del suelo.

Se reproducen las tres componentes (EW, NS, UD) de los registros de aceleración para 13 estaciones del terremoto Mw 9.0, adicionalmente se simulan 8 estaciones para una de sus réplicas Mw 6.9 con el fin de validar la metodología para eventos de menor magnitud. Las simulaciones de los acelerogramas muestran similitudes en tiempo y en frecuencia con los registros observados para una banda de período entre 0.05 y 1 s.

PRIN-6: Efecto de sitio y microzonificación sísmica

Seismic microzoning of Rancagua, Machali and Rengo urban areas, Chile

Laura Teresa Piñero-Feliciangeli[1], Felipe Leyton[2], Pablo A. González[3], Danae Momberg[4], Cristóbal Marín[4].
(1) Instituto de Ingenieria, Universidad de O´Higgins, Rancagua, Chile
(2) Centro Sismológico Nacional, Universidad de Chile, Santiago de Chile, Chile
(3) Escuela de Ingeniería en Obras Civiles, Ingeniería, Universidad Diego Portales, Santiago de Chile, Chile
(4) Ingeniería en Obras Civiles, Ingeniería, Universidad Diego Portales, Santiago de Chile, Chile

Chile is one of the most seismic regions in the world. In the last two decades two big earthquakes have stroke the Central Chilean region, Valparaiso Mw 8.0 1985 and Maule Mw 8.8 2010. Rancagua-Machalí urban area and Rengo city both located in the Libertador Bernardo O'Higgins Region, suffered severe damage (e.g. 1985 earthquakes scaled with MSK intensities of VII (Rancagua-Machalí) and VII-VIII (Rengo)). In this study we present preliminary microzoning studies for Rancagua-Machalí and Rengo urban areas. In order to assess possible induce resonance phenomena and seismic amplifications effects (site effects) related to local geological properties, we use surface methods based on ambient noise records at stations distributed throughout the area. We focus on H/V spectral ratio, spatial auto correlation and F-K techniques. Dispersion curves, predominant frequencies or resonance frequency f0 of the site and velocity profiles Vs30 (average shear wave velocities) were derived using inversion techniques. The final product is displayed as maps, subdivided in zones indicating different dynamic properties. The city of Rancagua showed mainly the same predominant frequency and dynamic properties, with Vs30 > 500 m/s (500 to 900 m/s range) and no changes on H/V dispersion curves indicating no amplification or site effects. Based on the geology of the area, the velocities obtained, can be interpreted as fluvial deposits mainly gravel and dense sand deposits. The results in Machali suggested two areas with different dynamical response, a) the area nearby to Rancagua show the same dynamical properties and no amplification effect observed; b) the second area Vs30 values are < 350 m/s which can be correlated, based on the geology of the area, with the presence of volcanic ash deposits. Rengo shows three distinctive ranges of velocities, a) Vs30 (180-350 m/s) and f0 pick of 1-10 Hz corresponding to less dense gravel, b) Vs30 of (350-500) m/s dense gravel deposits and c) higher values with Vs30 of (500-900)m/s. Available maps are key products for seismic risk assessment and urban planning.

PRIN-6: Efecto de sitio y microzonificación sísmica

Estudio sobre la Variabilidad del Parámetro de Decaimiento Espectral Kappa (κ) en Chile

Ignacio Pozo[1], Matt Miller[1], Gonzalo Montalva[2].
(1) Geofísica, Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Concepción
(2) Ingeniería Civil, Ingeniería, Universidad de Concepción, Concepción, Chile

Desde el terremoto de Maule 2010, una gran cantidad de estaciones sísmicas han entrado en funcionamiento a lo largo de todo Chile. Esto ha permitido que, dada la gran cantidad de movimientos telúricos que ocurren, se tenga una gran cantidad de registros sísmicos. Una de las posibilidades que entrega esta acumulación de registros es la de poder estudiar el factor de decaimiento espectral kappa (κ). Este parámetro que fue introducido por Anderson y Hough (1984), modela la forma en como la amplitud del espectro de aceleración decae a altas frecuencias. Dado que la información que se tiene acerca de la forma del espectro de aceleración es importante para la predicción de movimientos de suelo, el valor de κ será un parámetro básico en el ajuste de los modelos (ecuaciones) predictivas de movimiento de suelo (GMPE). Con el propósito de evaluar el peligro sísmico a niveles locales y regionales, se calculan los valores de κ y su componente de sitio κ0 . El valor de κ0 se correlaciona tanto con parámetros de sitio; como el parámetro de caracterización de sitio V_{S30} , la frecuencia de resonancia y la profundidad de los depósitos sedimentarios, como también con características asociadas al evento, es decir, magnitud y distancia epicentral. Estos resultados permitirán determinar la dependencia que tiene el parámetro κ con las condiciones del sitio, su variación según la magnitud y distancia del terremoto, mejorar el entendimiento físico de dicho parámetro y junto con esto aportar a los modelos predictivos que ya se tienen de la zona de estudio.

PRIN-6: Efecto de sitio y microzonificación sísmica

Evaluación de los suelos salinos en Alto Hospicio: Evaluación geotécnica y modelo de interpolación de datos

Natalia Sofía Sepúlveda[1], Enrique Opazo [1], Hugo Neira [2].
(1) Geología Aplicada , Unidad de Peligros Geológicos y Ordenamiento Territorial , Servicio Nacional de geología y Minería
(2) Geología Aplicada , Unidad de Cartografía , Servicio Nacional de Geología y Minería , Santiago , Chile

Según los lineamentos para la determinación de colapsabilidad de suelos salinos elaborado por Idiem (2010), un suelo es colapsable si supera el 2% de sales solubles. Este tipo de suelo puede sufrir asentamientos diferenciales y agrietamiento en superficie por efecto de la solubilidad, al entrar en contacto con agua que puede provenir de riego de jardines, fallas en sistemas de alcantarillado y agua potable u otras fuentes, tales como: áreas de lavado de ropa o vehículos. La comuna de Alto Hospicio está emplazada sobre unidades neógenas denominadas *Gravas de Alto Hospicio* de edad Oligoceno-Plioceno (Marquardt *et al.*, 2008; Vásquez y Sepúlveda, 2013). Corresponden a una secuencia de gravas bien consolidadas y areniscas de origen aluvial, con algunas intercalaciones de cenizas, fuertemente cementada por sales solubles. Esta fuerte cementación podría ser explicada mediante el transporte de aguas subterráneas a través de fracturas y estructuras de orientación este-oeste y, en menor proporción, por la percolación y disolución de costras salinas precipitadas en superficie. Se llevaron a cabo 9 calicatas de hasta 1 m de profundidad, distribuidos por toda el área urbana de Alto Hospicio. Para estimar el contenido de sales se realizó una interpolación de los datos por el método "natural neighbors interpolation" del Software ArcGis 10.3.1, basado en la construcción de una triangulación de los datos y una relación espacial representativa de estos. Según la clasificación USCS, el suelo está constituido preferentemente de arenas limosas pobremente graduadas (SM- SP) y niveles de arenas arcillosas bien graduadas (SC- SW) en los tramos intermedios del suelo. Los Índices de Plasticidad en las muestras con contenidos mayores al 12% en la malla N°200 alcanzan rangos de IP< 9. El contenido de sales solubles indica cantidades de hasta 46, 4%. En todas las muestras analizadas se presentaron mayores concentraciones de sulfatos seguidas por cloruros y cantidades menores de nitratos. La mineralogía detectada mediante el análisis de Difracción de rayos X sugiere la presencia de Anhidrita, Yeso, Halita y Silvina sódica. El uso de medidas de mitigación riguroso y supervisado en cuanto al diseño y cuidado de los suelos, ya sea el recubrimiento de cañerías para evitar una eventual infiltración y la disminución de regadío en estos sitios. Los autores agradecen el patrocinio de la Subdirección Nacional de Geología del Sernageomin.

RENE-SG: Sesión General Recursos Naturales y Energéticos

Caracterización paragenética de alteración y mineralización, distrito minero El Manzano: antecedentes geológicos para la comprensión genética de yacimientos estratoligado Cu (Ag).

Braulio Aguila[1], Claudia Arredondo[2], Roxana Ortega[2].
(1) Departamento Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias Químicas, Universidad de Concepción
(2) Unidad de Recursos Minerales, Sernageomin, Santiago, Chile

En el marco de la elaboración del mapa metalogénico de la región de Valparaíso (Sernageomin), se realiza el estudio detallado del distrito minero El Manzano, ubicado al noreste de Minera Cerro Negro, región de Valparaíso. Este distrito alberga depósitos minerales que presentan características de yacimientos del tipo estratoligado de Cu (Ag), hospedados en rocas volcanosedimentarias de la formación cretácica Las Chilcas. Este tipo de depósito ha estado sujeto a constantes interrogantes con respecto a su génesis, por lo que el presente estudio se centra en un análisis distrital de los depósitos minerales, que presuntamente comparten un origen común. La mineralización cuprífera del distrito se presenta en forma de vetas y mantos, y exhibe un control estructural y litológico. El estudio de la mineralogía de alteración y de mena, tiene como objetivo determinar la posible evolución del fluido responsable de la mineralización, apoyado en mediciones termométricas de inclusiones fluidas en vetas de calcita-cuarzo. En estas vetas se identifica la asociación paragenética calcita-cuarzo-adularia-sulfuros de cobre, identificada como un evento hidrotermal tardío. Dataciones radiométricas realizadas por el método 40Ar/39Ar en feldespato potásico asociado al evento de alteración, reportan una edad estimada para la mineralización. Análisis químicos en muestras de mena indican contenidos elevados de plata, que son característicos para este tipo de depósitos. Observaciones con Microscopio Electrónico de Barrido (SEM), muestran que la plata se presenta como exsolución en bornita y calcosina, particularmente en esta última fase. Los resultados obtenidos por los métodos analíticos mencionados permiten configurar un modelo genético generalizado de la mineralización en el yacimiento, establecer una posible relación con distritos mineros adyacentes que comparten características similares, y aportar al entendimiento de los controles geológicos responsables de la mineralización en la franja de depósitos estratoligado Cu (Ag) en la región de Valparaíso.
Los autores agradecen el patrocinio de la Subdirección Nacional de Geología del Sernageomin.

RENE-SG: Sesión General Recursos Naturales y Energéticos

Estudio hidrogeológico y potencial de litio en el Salar de La Isla y Las Parinas, III Región de Chile

Igor Aguirre[1], Valdivia Loreto[2], Nicolás Cádiz[2], Mauricio González[3], Gabriel Vargas[2].
(1) Subterránea SpA
(2) Geología, Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(3) Comité de Minería No Metálica CORFO, Chile

En los últimos años la demanda por el Litio ha aumentado considerablemente gracias al avance de las tecnologías, en donde Chile aporta un tercio de la oferta total de litio. Estos recursos se encuentran principalmente en depósitos salinos del norte de Chile. Se registran aproximadamente 60 salares conocidos en el norte del país, distribuidos entre las regiones de Arica y Parinacota, Tarapacá, Antofagasta y Atacama. De acuerdo a su ubicación W-E son clasificados en salares de la Cordillera de la Costa, de la Depresión Central, Preandinos y Andinos, y en conjunto contienen, principalmente, sales de litio, potasio, boro y sodio. Estos corresponden a depósitos salinos continentales localizados en cuencas endorreicas, generados debido a altas tasas de evaporación y bajas tasas de precipitación. Están compuestos por costra salina, salmuera y fracción clástica, cuyas extensiones y profundidad pueden variar muy ampliamente Ante la diversidad y complejas aplicaciones presentes y futuras del Litio, se hace necesario incentivar la investigación y desarrollo tecnológico. En este contexto y el eminente potencial que presenta Chile se ha vuelto fundamental delimitar y cuantificar el potencial que posee cada salar, de manera de priorizar y evaluar su factibilidad de explotación, teniendo en consideración la fragilidad de estos sistemas salinos. En este trabajo se presentan antecedentes desarrollados en los Salares de la Isla y Las Parinas ubicados en la Región de Atacama, con el objeto de caracterizar el sistema hidrogeológico en que se desarrolla el Litio, y estimar el potencial del litio en este salar en particular.

RENE-SG: Sesión General Recursos Naturales y Energéticos

Provincias metalogénicas de la Región de Coquimbo, Chile

Claudia Arredondo[1], Waldo Vivallo[1], Ramon Moscoso[1], Roxana Ortega[1], Laura Mateo[1], Rodrigo Carrasco[1].
(1) Unidad de Recursos Minerales, Sernageomin

Palabras clave: Provincias metalogénicas, Andes Centrales Introducción La Región de Coquimbo se extiende entre 29º15´ a 32º15´S y abarca una superficie de 40.580 km². Fisiográficamente, está constituida por las cordilleras de la Costa al poniente y de los Andes al oriente, con cordones montañosos de mediana altura separados por valles fluviales transversales, denominado Mediana Montaña. Esta región forma parte de los Andes Centrales de Chile, resultado de un margen de subducción convergente entre la placa oceánica de Nazca bajo la placa continental Sudamericana, cuya evolución incluye el desarrollo de sucesivos arcos magmáticos de dirección N-S, emplazados sobre un basamento Paleozoico-Triásico y edades decrecientes hacia el este. Es parte del segmento de subducción plana, instalado desde el Mioceno entre los 27° a 33ºS, caracterizado por ausencia de volcanismo, por la subducción de la dorsal Juan Fernández y por el alzamiento del basamento paleozoico en Argentina (Ramos y Aleman, 2000; Ramos, 2010). La Región de Coquimbo se caracteriza, principalmente, por la presencia de depósitos minerales de Cu, Au, Fe, Ag, Mn, Mo y pequeños depósitos de Co, W, entre otros, distribuidos en tres Provincias Metalogénicas, orientadas en dirección N-S (Fig.1) y denominadas: de la cordillera de la Costa, de la Mediana Montaña y de la cordillera de los Andes, que se caracterizan por diferentes estilos de mineralización, tipos de yacimientos y evolución geológica (Arredondo *et al.,* 2017). Evolución Geológica En la Región de Coquimbo afloran unidades volcánicas, volcano-sedimentarias, intrusivas, sedimentarias y metamórficas, del Paleozoico al Reciente. Se habría iniciado con la acreción en el Devónico del terreno exótico Chilenia al margen occidental de Gondwana (Ramos *et al*., 1984), sobre el cual se desarrolló un magmatismo félsico, representado como un extenso bloque de basamento Paleozoico en la cordillera de los Andes. Un evento de magmático, desarrollado durante el Triásico Medio al Jurásico Inferior, afectó el sector suroccidental costero de la región, que produjo batolitos elongados N-S, sincrónicos con secuencias sedimentarias marinas. A partir del Jurásico Inferior se instala un margen activo de subducción, que se desarrolla en dos etapas tectónicas mayores: la primera del Jurásico Inferior -Cretácico Inferior, como un sistema de subducción de alto ángulo, tipo Mariana, con un arco magmático y cuenca de trasarco al Este, tipo extensional, marina y ensiálica. La segunda etapa se extiende del Cretácico Superior-Cenozoico, asociado a un sistema de subducción con un ángulo normal, tipo Chileno, con alzamiento del margen continental y cierre de la cuenca de trasarco, conjuntamente con la instalación de sucesivos arcos magmáticos en el ambiente continental, afectados por eventos de deformación compresiva, debido a los cambios en la orientación y velocidad de convergencia de las placas (Mpodozis y Ramos, 1990; Camus, 2003). El arco magmático Jurásico-Cretácico Inferior se presenta formando franjas plutónicas de orientación N-S, a lo largo de la actual cordillera de la Costa y abundantes rocas volcánicas de composición andesítica-basaltíca. El volcanismo es de tipo subáereo y localmente dio origen a calderas. El magmatismo es calcoalcalino y originado por fusión del manto superior, con escasa contaminación cortical. Coetáneamente en el trasarco, se deposita una secuencia de rocas volcánicas y sedimentarias marinas y continentales, en las que se registran dos ciclos de transgresión marina: el primero en el Jurásico Inferior con el límite oriental de la cuenca constituido por el batolito Paleozoico, y el segundo en el Cretácico Inferior, denominado como la cuenca marginal abortada (Mpodozis y Ramos, 1990; Morata y Aguirre, 2003; Charrier *et al*., 2007). En el Cretácico Superior se produce la migración del frente magmático-volcánico, desde la cordillera de la Costa hacia la Mediana Montaña, donde permanece estacionario hasta el Eoceno, caracterizado por un plutonismo félsico a intermedio con emplazamiento epizonal asociado a sistemas volcánicos tipo caldera, complejos volcánicos y flujos piroclásticos (Emparan y Pineda, 1997; Emparan y Pineda, 1999; Creixell *et al.,* 2013). El cambio del régimen extensional a compresivo, habría ocurrido entre los 110 a 80 Ma representado en la inversión tectónica de las cuencas de trasarco y el alzamiento de la cordillera de la Costa (Gana y Zentilli, 2000; Camus, 2003; Boyce, 2015). Posteriormente, se instalan en la cordillera de los Andes, los arcos magmáticos del Oligoceno-Mioceno, y cuencas volcano-tectónicas asociadas a intrusivos hipabisales, emplazados en el bloque Paleozoico, cuyo alzamiento se asocia a la fase compresiva eocena, a través de fallas inversas de alto ángulo (Vicuña y Rivadavia), en conjunto con el alzamiento de la cordillera de los Andes entre los pórfidos Los Pelambres y El Teniente, con la reactivación de fallas normales (Pocuro) que controlan el borde de la depresión volcano-tectónica de la Cuenca Abanico. Provincias metalogénicas *Provincia Metalogénica de la cordillera de la Costa* coincide con el arco magmático del Jurásico-Cretácico inferior y es la más diversa respecto de los tipos de yacimientos y asociación de elementos metálicos: Fe-Mn-Cu-Au-(Ag-V-Co), y es la prolongación de la provincia homónima reconocida en la Región de Atacama (Vivallo *et al.,* 2008). Uno de los elementos más característico lo constituye la franja ferrífera de la cordillera de la Costa, que contiene yacimientos de óxidos de hierro del tipo magnetita-apatito (El Romeral, El Tofo) y depósitos tipo óxidos de Fe-Cu-Au (IOCG) (Dominga, distrito La Higuera, Tamaya); depósitos tipo skarn de Cu (Caimanes); estratoligados tipo manto de Cu-Ag (distrito Talcuna); y estratoligados volcanogénicos de Mn (Corral Quemado). También se presentan depósitos tipo pórfido cuprífero (Carmen de Andacollo); depósitos epitermales vetiformes (Andacollo Au, Mantos de Punitaqui), mesotermales de oro-cobre (Brillador) y placeres auríferos (Casuto). *Provincia Metalogénica de la Mediana Montaña* coincide principalmente con el arco magmático del Cretácico Superior-Paleoceno. Se caracteriza por la asociación de

elementos metálicos Cu-Au-Ag-(Pb-Zn-W), y por contener depósitos vetiformes epi- mesotermales de Au, Ag, Cu y polimetálicos (Distritos mineros Condoriaco, El Sauce y La Corina); depósitos estratoligados de Cu-Ag como es el caso de Uchumí; yacimientos tipo chimenea de brecha de turmalina (Ra-ex Chacritas, Llamuco), *skarn* de Cu (Mantos Grandes); y tipo pórfido cuprífero (Las Pascualas, Loica o Llahuín). El Espino corresponde al principal yacimiento del tipo óxidos de Fe-Cu-Au (IOCG) en esta provincia. *Provincia Metalogénica de la cordillera de los Andes* coincide con los arcos magmáticos del Oligoceno-Mioceno e incluye a dos de las franjas más productivas de este sector de los Andes Centrales, asociadas a amplias zonas de alteración hidrotermal, que son la franja de depósitos epitermales Au-Ag-Cu, Mioceno Superior, franja del Indio, que incluye a los depósitos El Indio, Tambo y el nuevo descubrimiento Alturas; y la franja de pórfidos cupríferos del Mioceno-Plioceno, representados por el *cluster* Los Pelambres, incluida la mina del mismo nombre y el proyecto Frontera. Conclusiones La metalogénesis de la región está directamente relacionada con su evolución geológica, dominada por el proceso de subducción implantando a partir del Jurásico. La actividad magmática-hidrotermal relacionada a la evolución de los distintos arcos magmáticos es responsable de la génesis de sus yacimientos metalíferos. Este vínculo también explica la distribución espacial de los diferentes tipos de yacimientos metalíferos y su agrupación en las tres provincias metalogénicas anteriormente mencionadas. Esto es la coincidencia de las provincias metalogénicas con los sucesivos arcos magmáticos a lo largo de los distintos periodos geológicos, con edades progresivamente más jóvenes hacia el este (Boric *et al.,* 1990; Vivallo *et al.,* 2008; Arredondo *et al.,* 2017). Agradecimientos Este trabajo es parte del proyecto "Depósitos Minerales de la Región de Coquimbo, escala 1:500.000", realizado por el Servicio Nacional de Geología y Minería. Nuestros agradecimientos a todo el personal de la institución involucrado en la elaboración de este trabajo. Esta contribución cuenta con el auspicio de la Subdirección Nacional de Geología de SERNAGEOMIN. Referencias Arredondo, C.; Moscoso, R.; Prieto, X.; Ortega, R.; Carrasco, R.; Vivallo, W.; Mateo, L.; Pantoja, G.; Ulloa, M.; Ercilla, O.; Ridelle, E. 2017. Depósitos Minerales de la Región de Coquimbo. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie de Recursos Minerales y Energéticos 35: 134 p., 2 mapas escala 1:500.000, 1 CD con anexos. Santiago. Boric, R.; Díaz, F.; Maksaev, V. 1990. Geología y yacimientos metalíferos de la región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería, Boletín 40: 246 p., 2 mapas metalogénicos escala 1:500.000, Santiago. Boyce, D. 2015. Modelo de evolución tectónica y paleogeográfica del márgen andino en Chile Central durante el Cretácico medio a tardío: el registro estructural y sedimentario en la Formación Las Chilcas. Tesis de Magíster (Inédito). Universidad de Chile: 296 p. Santiago. Camus, F. 2003. Geología de los sistemas porfíricos en los Andes de Chile. Servicio Nacional de Geología y Minería: 267 p. Santiago. Charrier, R.; Pinto, L.; Rodríguez, M.P. 2007. Tectonostratigraphic evolution of the Andean orogen in Chile. In The Geology of Chile, Chapter 3 (Moreno, T.; Gibbons, W.; editors). The Geological Society, Special Publication: 21-116, London. Creixell, C.; Labbé, M.; Arévalo, C.; Salazar, E. 2013. Geología del área Estación Chañar-Junta de Chingoles, Regiones de Atacama y Coquimbo. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica No.150: 89 p., 1 mapa escala 1:100.000. Santiago. Creixell, C.; Ortiz, M.; Arévalo, C. 2012. Geología del área Carrizalillo-El Tofo, Regiones de Atacama y Coquimbo. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica No.133-134: 82 p., 1 mapa escala 1:100.000, Santiago. Emparan, C.; Pineda, G. 1997. El sistema de calderas anidadas Condoriaco-Cretácico Superior-Eoceno Inferior, IV región de Coquimbo, Chile. In Congreso Geológico Chileno No.8, Actas: 945-949. Antofagasta. Emparan, C.; Pineda, G. 1999. Área Condoriaco-Rivadavia, Región de Coquimbo. Servicio Nacional de Geología y Minería, Mapas Geológicos No.12, 1 mapa escala 1:100.000, 1 anexo, Santiago. Gana, P; Zentilli, M. 2000. Historia termal y exhumación de intrusivos de la cordillera de la Costa de Chile central. In Congreso Geológico Chileno No.9, Actas 2: 664-668. Puerto Varas. Morata, D.; Aguirre, L. 2003. Extensional Lower Cretaceous volcanism in the Coastal Range of central Chile: geochemistry and petrogenesis. Journal of South American Earth Sciences 16: 459–476. Mpodozis, C.; Ramos, V.A. 1990. The Andes of Chile and Argentina. In Geology of the Andes ans its Relationship to Energy and Mineral Resources. Circum Pacific Council for Energy and Mineral Resources. Earth Science Series 11: 59-90. Ramos, V. 2010. The tectonic regime along the Andes: Present-day and Mesozoic regimes. Geological Journal 45: 2-25. Ramos, V.A.; Aleman, A. 2000. Tectonic Evolution of the Andes. In Tectonic Evolution of South America (Cordani, U.G.; Milani, E.J.; Thomaz Filho, A. y Campos D.A. editores), International Geological Congress 31: 635-685. Río de Janeiro. Ramos, V.; Jordan, T.; Allmendinger, R.; Kay, S.; Cortez, J. M.; Palma, M. 1984. Chilenia: un terreno alóctono en la evolución paleozoica de los Andes Centrales. IX Congreso Geológico Argentino. Vivallo, W.; Díaz, A; Jorquera, R. 2008. Yacimientos metalíferos de la Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Recursos Minerales y Energéticos No.27: 151 p., 1 mapa escala 1:500.000. Santiago.

RENE-SG: Sesión General Recursos Naturales y Energéticos

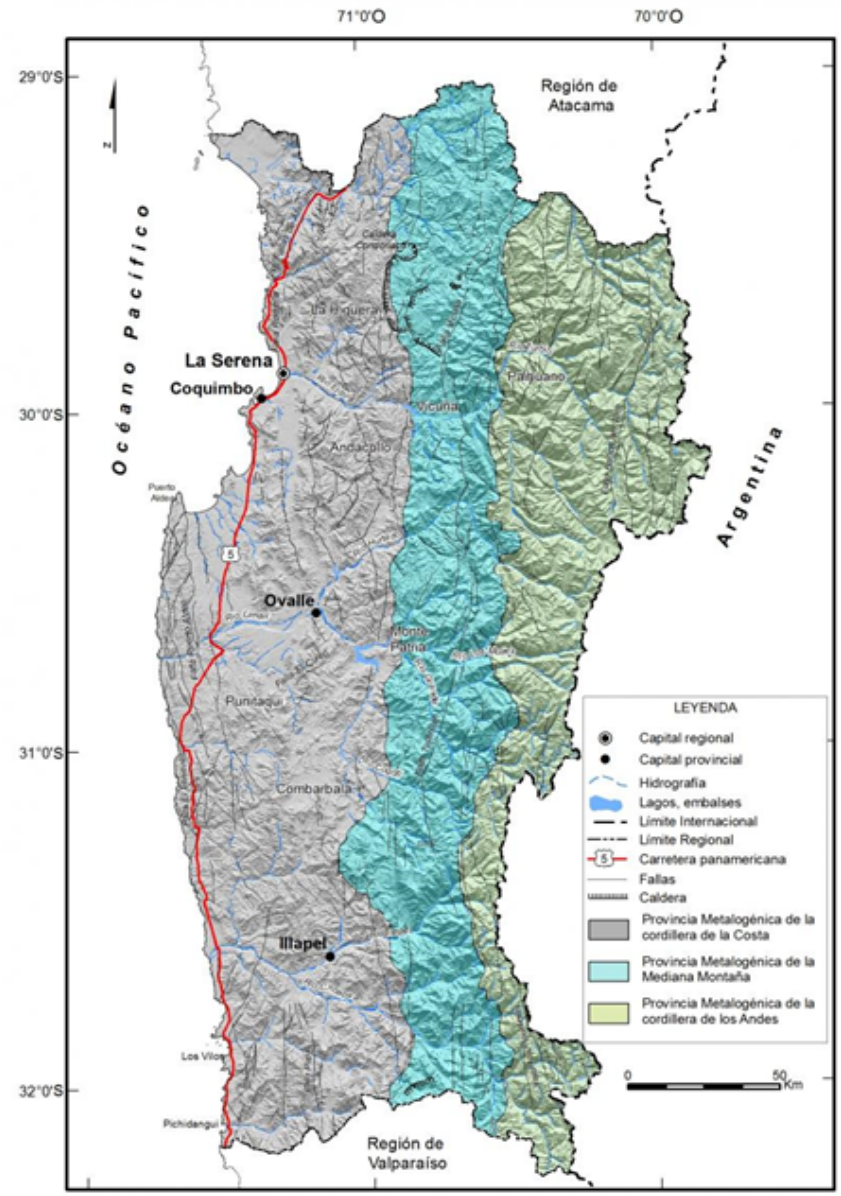


Figura 1: Distribución de las Provincias Metalogénicas de la Región de Coquimbo.

RENE-SG: Sesión General Recursos Naturales y Energéticos

Los salares andinos y pre-andinos de las Regiones de Antofagasta y Atacama, Chile: su potencial geológico como fuentes de Li y K

Rodrigo Carrasco[1], Waldo Vivallo[1], Oscar Ercilla[1], Rosa Troncoso[2].
(1) Unidad de Recursos Minerales, Sernageomin
(2) Oficina Técnica Puerto Varas, La Paz 406, Puerto Varas, Sernageomin

En Chile, existen 45 salares repartidos en la regiones de Arica y Parinacota, Tarapacá, Antofagasta y Atacama. Ellos están ubicados en la pre-cordillera y cordillera de los Andes del norte de Chile, lo que permite subdividirlos en salares pre-andinos y andinos, respectivamente. Estos depósitos salinos contienen cantidades importantes de recursos minerales como boro y cloruro de sodio en sus costras, sales de magnesio, potasio y litio en las salmueras que los constituyen. El año 2017, Australia fue el primer productor de litio a nivel mundial con 18.700 tm y Chile el segundo con 14.100 tm, lo que corresponde al 35% de la producción mundial para ese mismo año (Statista, 2018). La totalidad de la producción nacional de litio proviene de la explotación de las salmueras contenidas en el salar de Atacama. El Servicio Geológico de los Estados Unidos de Norteamérica indica para Chile reservas de 7,5 millones de toneladas de litio, mayoritariamente concentradas en el mismo salar (USGS, 2017). Con el objetivo de estimar el potencial geológico de los salares andinos y pre-andinos como fuentes de litio y potasio el Servicio Nacional de Geología y Minería realizó un estudio (Troncoso *et al*., 2013), cuyas conclusiones se entregan en el presente trabajo. La metodología empleada en este estudio contempla como primera etapa una compilación de la información existente sobre los salares andinos y pre-andinos del norte de Chile y una posterior clasificación sobre la base de tres factores principales: contenido de litio equivalente en sus salmueras (mg/l), superficie de la costra salina (km^2) y razón Li/K (Gajardo y Carrasco, comunicación escrita, 2010). Los resultados de esta compilación permitió identificar 18 salares con potencial interés como fuente de litio y potasio (Tabla 1). Esta compilación incluye los salares de Atacama, Pedernales y Maricunga, cuyo potencial es conocido y cuentan con numerosos informes sobre sus características y recursos. En una segunda etapa, para validar la información existente y realizar una estimación del potencial de litio de estos salares, se realizó un muestreo de salmueras superficiales y costras salinas de los siguientes salares: Zona Norte: Tara, Aguas Calientes Norte, Pujsa, Quisquiro o Loyoques, Aguas Calientes Centro, El Laco, Aguas Calientes Sur; Zona Sur: Aguas Calientes Sur Sur, Pajonales, Gorbea, Agua Amarga, La Isla Aguilar y Las Parinas. Un resumen de los valores máximos y mínimos de las concentraciones de litio detectadas en cada uno de los salares estudiados se muestran en la tabla adjunta, al igual que sus razones Li/K y Li/Mg. Los resultados obtenidos permiten concluir lo siguiente: las mayores concentraciones de litio fueron detectadas en las salmueras de los salares de la Zona Sur, confirmando el alto potencial de estos salares como fuente de concentraciones económicas de este elemento. Concentraciones sobre 1.000 mg/l de litio, en las salmueras, fueron detectados en el Salar de La Isla, un grupo importante de muestras de salmueras de los salares de esta zona presentan concentraciones variables entre 200 y 500 mg/l. Los salares de Aguas Calientes Sur Sur, Pajonales y Agua Amarga son los que tienen las menores concentraciones de litio en sus salmueras, con la mayoría de las muestras bajo los 60 mg/l de litio. Además, se determinaron concentraciones de litio de importancia en las salmueras de los salares de Tara, Loyoques y Pujsa, pertenecientes a la Zona Norte, con valores de hasta 440 mg/l, resultado que confirma lo señalado en estudios anteriores (CORFO, 1978). Sin embargo, cabe mencionar, que los salares de Tara y Pujsa están localizados dentro de la Reserva Nacional Los Flamencos y forman parte de la lista de humedales de importancia internacional, catalogado como sitio RAMSAR (Convención RAMSAR Chile). Los especímenes de las costras salinas analizadas muestran que halita y yeso son los componentes principales de su mineralogía; consecuentemente, su composición química está dominada por los iones cloruro y sulfato. Numerosas muestras puntuales de las costras salinas indican contenidos de litio sobre los 200 ppm, como es el caso del salar de Aguas Calientes Norte, y aún sobre los 1.000 ppm en el salar de Tara, ambos de la zona norte. En la zona sur altas concentraciones de litio (>200 ppm) se reconocen en las costras salinas de los salares Gorbea, Las Parinas y La Isla. Adicionalmente, algunos salares muestran concentraciones altas de boro, como es el caso de los salares Agua Amarga y Gorbea en la zona sur y Tara y Pujsa en la zona norte. En base a los análisis químicos disponibles pareciera que en aquellos salares donde la costra salina es rica en litio sus salmueras también lo son. En consideración que algunos de los especímenes de las costras salinas indican concentraciones de litio altas (>500 ppm) y a la solubilidad de las sales a las cuales se asocia, es recomendable evaluar su potencial económico. El salar de Atacama concentra las mayores reservas de litio del país, estimaciones recientes de reservas realizadas por la Sociedad Química y Minera de Chile (SQM) indican 6,3 millones de toneladas de litio, en base a la confirmación de presencia de salmueras a 200 m de profundidad (Evans, 2008). De acuerdo a las características considerados en el presente estudio, la relación entre la concentración de litio (mg/l) en sus salmueras, razón litio/potasio (Li/K), y la superficie del salar (km^2), los salares con potencial por litio medio a alto en la zona norte corresponde a los salares Tara, Loyoques, Atacama y Aguas Calientes Centro. En la zona sur corresponden a los salares Aguilar, Las Parinas, Pajonales, La Isla, Pedernales y Maricunga. Faltando determinar el parámetro de la profundidad a que llegan las salmueras.

RENE-SG: Sesión General Recursos Naturales y Energéticos

Referencias

1. Convención RAMSAR Chile. https://www.ramsar.org/es/humedal/chile (fecha de consulta 13/04/2018).

2. CORFO, 1978. Posibilidades de litio y potasio en depósitos salinos de la II región, Chile: reconocimiento geológico preliminar de salares andinos y pre-andino. CORFO, 286 p. Chile.

3. Evans, 2008. http://lithiumabundance.blogspot.cl/2008/03/chile.html (fecha de consulta 13/04/2018).

4. Gajardo, A.; Carrasco, R. 2010. Salares del norte de Chile: Potenciales fuente de Litio. Reunión del grupo de expertos seniors sobre el desarrollo sostenible del litio en América Latina: Asuntos emergentes y oportunidades. CEPAL, 10 y 11 de noviembre de 2010, Santiago, Chile. http://www.un.org/esa/dsd/susdevtopics/sdt_pdfs/meetings2010/EGM_latinamerica/Presentations-and-Speeches/Session-2/5_AN%C3%8DBAL_GAJARDO_C/7A.SERNAGEOMIN.Seminario-Litio.CEPAL.GAJARDO.v2.pdf (fecha de consulta 13/04/2018).

5. Statista, 2018. https://es.statista.com/estadisticas/600308/paises-lideres-en-la-produccion-de-litio-a-nivel-mundial/ (fecha de consulta 13/04/2018).

6. Troncoso, R.; Ercilla, O.; Carrasco, R.; Vivallo, W. 2013. Estudio del potencial de litio en salares del norte de Chile. Servicio Nacional de Geología y Minería, Informe Registrado IR-13-55: 51 p.

7. USGS, 2017. Servicio Geológico de los Estados Unidos de Norteamérica. https://minerals.usgs.gov/minerals/pubs/commodity/lithium/mcs-2017-lithi.pdf (fecha de consulta 13/04/2018).

SALARES ZONA NORTE								
salar	Li (mg/l)		K (mg/l)		Li/K		Li/Mg	
	Mín.	Máx.	Mín.	Máx.	Mín.	Máx.	Mín.	Máx.
Atacama	>1.000	-	>10.000	-	-	-	-	-
Tara	3	440	6	700	0,07	0,81	0,16	0,97
Aguas Calientes Norte	25	130	6,5	1.020	0,13	0,5	0,1	0,5
Pujsa	1	400	16	3.400	0,04	0,12	0,04	0,26
Quisquiro	6	425	22	1.650	0,17	3,32	0,13	0,18
Aguas Calientes Centro	5	45	150	1.025	0,02	0,05	0,01	0,03
El Laco	2	32,5	95	1.850	0,02	0,03	0,01	0,06
Aguas Calientes Sur	0,5	17,5	45,5	900	0,01	0,06	0,01	0,03
SALARES ZONA SUR								
salar	Li (mg/l)		K (mg/l)		Li/K		Li/Mg	
	Mín.	Máx.	Mín.	Máx.	Mín.	Máx.	Mín.	Máx.
Aguas Calientes Sur Sur	0,1	8,5	3	1.050	0,03	0,04	0,01	0,09
Pajonales	4,5	57,5	285	2.825	0,02	0,03	0,01	0,03
Gorbea	5	500	25	5.000	0,06	0,2	0,01	0,01
Agua Amarga	13,7	60,5	185	2.035	0,03	0,08	0,01	0,05
La Isla	13	1.150	42	108.000	0,01	0,31	0,14	0,22
Aguilar	350	375	2.600	2.600	0,14	0,14	0,05	0,06
Las Parinas	7	400	41	6.000	0,07	0,19	0,1	0,11
Grande	4	123	176	2.770	0,0004	0,02	-	-
Pedernales	130	423	-	-	0,07	0,08	-	-
Maricunga	1	1.050	-	-	0,14	0,18	-	-

Tabla 1.- Contenidos de litio y potasio y razones Li/K y Li/Mg, organizados por zonas.

RENE-SG: Sesión General Recursos Naturales y Energéticos

The potential mineral resources of Chilean offshore

Jorge Correa[1], Marcelo Garcia[2].
(1) Departamento de Geología, FCFM, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(2) Advanced Mining Technology Center, FCFM, Universidad de Chile, Santiago, Chile

Energetic resources, as petroleum, gas and methane hydrates have been explored, evaluated and exploited in the Chilean offshore, especially in the Magallanes region. However, knowledge on submarine mineral resources is scarce and scattered. These mineral resources have not been exploited or evaluated, largely due to the wealth existing on land and the apparent lack of means for exploration. A bathymetric analysis and overview of published data (including sampling) indicate that the Chilean offshore has submarine landscapes and tectonic-magmatic conditions, which are proper to originate and/or host ore deposits. The review indicates that the more significant potential submarine mineral resources correspond to: Fe-Mn nodules and crusts, phosphorites, volcanogenic massive sulphides (VMS) and gold/titanium placers. Fe-Mn nodule and crust deposits occur on seamounts and volcanic islands; Fe-Mn crusts in deep ocean floor are highly enriched in Co, Te, Mo, Bi, Pt, W, Zr, Nb, Y and REE. There are more than 118 seamounts in the Chilean offshore and the northern and central Chilean part is the area with more seamounts, thus it has high exploration potential. 38 sites with presence of Fe-Mn nodules in the Chilean offshore have been sampled and studied, and 10 samples had chemical analysis. Near the Robinson Crusoe Island, a field of nodules with a combined grade of Ni+Cu= 0.87% has been reported. Also, at the Loa River mouth, near the trench, a nodules field occurs at depths of 4,332 m with 1.38% Cu+Ni. The nodules can have concentrations of Co up to 2.000 ppm, Cu and Ni up to 1.2% each. In the submarine volcanic belt, close to the Salas y Gómez, San Félix and San Ambrosio islands, and in the ocean floor around Easter Island, sampled crusts have yielded combined Cu+Ni contents of 0.25-0.3%, also with Mn (10%). Cenozoic phosphorite deposits occur in the platform of southern Peru and northernmost Chile, and in land, in Mejillones and Caldera. There are no known VMS deposits in the Chilean offshore, but in volcanic islands and in the Chilean and Juan Fernandez ridges occur favourable conditions to VMS formation due to their volcanic origin. Finally, historic artisanal exploitation of beach gold and titanium placer deposits occurred in southern Chile and may have industrial exploration potential. The submarine resources characterization is a poorly known subject but with many future possibilities for scientific investigation and mining activity.

RENE-SG: Sesión General Recursos Naturales y Energéticos

Revisión y síntesis de la metalogénesis asociada al magmatismo Carbonífero del centro-sur de Chile

Enrique Crisóstomo[1], Osvaldo Rabbia[2].
(1) Departamento Ciencias de la Tierra, Facultad Ciencias Químicas, Universidad de Concepción, Concepción, Chile
(2) Instituto de Geología Económica Aplicada, Universidad de Concepción, Concepción, Chile

La cordillera de la costa de Chile, entre las latitudes 33° - 40°S, está mayormente constituida por rocas de edad Carbonífero superior. Estas corresponden a granitoides de dimensiones batolíticas que intruyen a la Serie Oriental del Basamento Metamórfico de edad Paleozoico Superior. Un análisis de los antecedentes metalogénicos revela la presencia de al menos tres familias de elementos presentes en mineralizaciones asociadas al evento ígneo Paleozoico tardío, que incluyen: el grupo de las tierras raras (REE), los elementos radioactivos (Th y U) y los metales preciosos (Au). Adicionalmente a la mineralización metalífera, se destaca la presencia de aluminosilicatos, como la andalucita, variedad quiastolita, particularmente en la región del Biobío, formados por el metamorfismo de contacto ligado al intrusivo Paleozoico. En esta contribución se propone un modelo conceptual para la metalogénesis de la región del Biobío, orientado a la identificación de posibles nuevos blancos de exploración. Asimismo, se discute el rol en la metalogénesis de los dos grupos litológicos dominantes del magmatismo Carbonífero: Los granitoides metaluminosos (tipo I) y los peraluminosos (tipo S), además de la importancia de la tectónica y el rol del clima en la metalogénesis del Carbonífero. Se concluye que los granitoides peraluminosos constituyen el metalotecto más importante para la metalogénesis del carbonífero de la región centro-sur de chile. La presencia de concentraciones anómalas de REE, elementos radioactivos, como así también parte del oro, se vinculan a este metalotecto. Específicamente, para la región del Biobío y Araucanía los principales blancos de exploración por REE, Th y U corresponden a los sectores del batolito con presencia de granitoides tipo S, pegmatitas y el desarrollo superficial de niveles ricos en caolín.

RENE-SG: Sesión General Recursos Naturales y Energéticos

Regional characterization of geothermal gradient and heat flow at Tocantins state, Brazil: Implications to geothermal resources assessment

Patricia Descovi[1], Fábio Vieira[1], Valiya Hamza[1].
(1) Geofisica, Observatório Nacional

Analysis of 142 well logging data allows mapping lateral variations in the geothermal field and promoting the geothermal resources potential assessment of Tocantins state (in central Brazil), which is localized in a region of amalgamation between cratons resulting on Neoproterozoic folding like Araguaia and Brasília Belt. The state is divided on three provinces: Tocantins, Parnaíba and San Francisco. The local values of geothermal gradient are in the range of 10 to 50 °C/km and the heat flux are in the range of 25 to 115 mW/m2. These variations types are atypical for stable tectonically Cambrian regions which suggests deeper geodynamical process acting. In general, the South region, where predominates fractured terranes of the Tocantins Province, is characterized for higher values of gradient and heat flux in comparison to Araguaia Belt which extends into the West. Furthermore, sedimentary terranes from Parnaíba Province are distributed into the East and North regions and are characterized for intermediate values of gradient and heat flux. Finally, the San Francisco Craton, extreme East region, presents low values. The nature of these variations indicates that Tocantins state is determinated for deeper heat source contributions from intra-crustal magmatic intrusions. This hypothesis agrees with regional seismicity which are shallow in the anomalous heat flux regions. All the anomalous area detected has a high potential for geothermal resources. The resources were better evaluating thanks to the maps for the assessment of geothermal resources elaborated for 3, 4, 5 and 6 kilometers.

RENE-SG: Sesión General Recursos Naturales y Energéticos

Genesis and industrial Potential of Kaolinite from the Santa Angélica Kaolin Deposit, Patagual Area, Biobío Region, Chile

Alicia Escribano L.[1], Francesc Ferraro C.[1].
(1) Universidad Católica de La Santísima Concepción, Chile

The Santa Angélica Kaolinite deposit (SAKD) is located in the Patagual-Coronel area of the Biobío Region. The area is underlain by the Eastern Metamorphic Series represented locally by the Patagual-El Venado Unit; a very low grade metamorphic sequence of metasamites interbedded with metapelites and white to greenish layers of clay. Over this unit, in nonconformity lies the Santa Juana Formation represented here by conglomerates with fine layers of sandstones and shales with abundant fossil flora. The SAKD outcrops on a gentle to medium slope between 255 and 285 masl, over the Santa Juana Formation and preliminary field work indicates that the SAKD could be over 8 m thick and extend to a greater distance, even out of the property boundaries. The whole area is stacked and deformed by Cenozoic tectonic activity which could be responsible for the high altitude location of the SAKD. The lack of intrusive bodies in the area and the geometry of the deposit suggests that it has an epigenetic origin. Preliminary x-ray diffraction data indicate that the mineralogy is mainly quartz, kaolinite, muscovite, albite and minor sodalite, clinochlore and faujasite. SiO_2 and Al_2O_5 contents are relatively high (70,2 and 21,4 % wt.) compared to very low Fe_2O_3 contents (0,74 % wt.). Former small scale mining and extraction of kaolin for the Lozapenco Factory indicates that the kaolinitic clays of this deposit are suitable for industrial ceramics, but we still have to test properties such as particle sizes, plasticity, and firing shrinkage to evaluate other industrial potential for these clays.

RENE-SG: Sesión General Recursos Naturales y Energéticos

Reassessing the role of organic matter in Chilean stratabound Cu (Ag) deposits

Andrea Paola Herazo[1], Martin Reich[1], Fernando Barra[1], Diego Morata[1].
(1) Department of Geology and Andean Geothermal Center of Excellence (CEGA), FCFM, Universidad de Chile, Santiago, Chile

Stratabound copper deposits represent the third most important source of copper in Chile. These deposits can also contain variable amounts of precious metals, including silver, which can be concentrated up to economic levels[1]. Most importantly, several studies have recognized the association of Cu(Fe) sulfides and sulfosalts with solid bitumen and pyrobitumen within these deposits[2;3]. However, the specific role of organic matter on metal transport and deposition remains highly controversial. In this study we re-evaluate the role of fluid and solid hydrocarbons (bitumen) on metal transport and deposition in stratabound copper deposits from northern and central Chile. The sulfide-bitumen mineralization at El Soldado north of Santiago, La Culebra/ Manto Cobrizo near Copiapó and Lorena/Las Luces deposits south of Tal-Tal is hosted in Mesozoic volcanic rocks and occurs in fractures, veins and/or filling vesicles. Textural relationships in these deposits point to multiple pulses of Cu-rich hydrothermal fluids and liquid hydrocarbon introduction. Sulfur isotope data for these deposits show a wide range of $\delta^{34}S$ values, ranging from -50.0 to +28.0‰ in sulfides, indicating multiple sources for sulfur and/or significant redox fractionation. Synchrotron-based X-ray absorption near-edge structure spectroscopy (XANES) analysis of bitumen in the studied deposits shows that sulfur is in its reduced state, with sulfide (S_2) and thiophene (C_4H_4S) as the most probable sulfur species. EMPA revealed that the bitumen hosts 10's to 1000's ppm of metals (V, Cu, Au, Ag) and halogens (Cl, I), reaching in some cases wt. % levels. Metals such as V and Cu have mean concentrations above 200 ppm. Gold and Ag were detected in some samples in excess of 200 ppm, but these high concentrations are most likely due to nanoparticulate phases trapped within the bitumen. The sulfur-XANES data in bitumen and $\delta^{34}S$ signature of the sulfides suggest that at least a fraction of the contained sulfur in these deposits could have an organic source. Additionally, the high concentration of metals in bitumen suggests that they can occur either as dissolved species or as micro to nano-sized mineral inclusions. Our data point at an unforeseen role of hydrocarbons for Cu(Ag) mineralization in the bitumen-bearing Chilean stratabound Cu(Ag) deposits. [1]Reich *et al.* (2010) Geochim Cosmochim Acta 74, 6157–6173 [2]Wilson *et al.* (2003) Econ Geol 98, 163-174 [3]Cisternas *et al.* (2006) Miner Depos 41, 339-355

RENE-SG: Sesión General Recursos Naturales y Energéticos

Caracterización metalúrgica del yacimiento de roca fosfórica El Reventador para determinar la viabilidad económica de su explotación.

Jhonny Herrera[1].
(1) Pichincha, GRAN NACIONAL MINERA MARISCAL SUCRE

Los depósitos fosfáticos estudiados, se ubican dentro de la Provincia de Sucumbíos, cantón Gonzalo Pizarro, parroquias Gonzalo Pizarro y El Reventador. La concesión minera El Reventador (código 402996) cuenta con un área total de 4.096 hectáreas mineras y actualmente se divide en 5 bloques: Sinclair, Bolívar, Dashino, Amazonas y Amazonas Ampliado. Allí las fosforitas son de origen marino, estratiformes, subhorizontales, con buzamiento/dirección de buzamiento de 4°/45° y se alojan en los límites superiores de la Formación Napo del Cretácico tardío. La potencia del estrato mineralizado, es de aproximadamente 6 m de espesor. Este trabajo se enfocó en caracterizar metalúrgicamente el depósito fosfático para determinar la viabilidad económica de la explotación de este agromineral. Para esto se realizaron: a) análisis de muestras de cabeza completas y de fracciones tamizadas a diferentes granulometrías; b) análisis mineralógico por tamaño de liberación (mineralometría); c) pruebas de abrasión/dureza; d) evaluación de la flotación bajo diversas condiciones y e) evaluación de la calidad del concentrado y de la presencia de posibles impurezas. El horizonte entero de fosforita de seis sondajes fue muestreado para las pruebas metalúrgicas: Sinclair (DHRS-013, DHRS-010); Bolívar (DHRB-006, DHRB-001) y Dashino (DHRD-005, DHRD-008). Tres muestras compuestas provenientes de los seis sondajes fueron enviadas para las pruebas metalúrgicas. Los resultados indican que: a) El principal mineral de fosfato presente en las muestras compuestas es el apatito, seguido por el apatito impuro; b) la separación por medios densos resulta ineficaz para enriquecer el mineral y c) en las pruebas de flotación la recuperación de P_2O_5 fue solo de 50,9% pero con una ley del concentrado de apenas 9,71% de P_2O_5, que pudiera estar siendo afectada por la presencia de alguna forma de hidrocarburo en las muestras (muestra alimentadas a la flotación de color oscuro, pérdida de ignición, LOI > 20% y fuerte olor a hidrocarburo).

RENE-SG: Sesión General Recursos Naturales y Energéticos

Permeabilidad asociada a vetas de la etapa principal de Hierro del yacimiento Dominga, Cordillera de la Costa del Norte de Chile.

Gert Heuser[1], Gloria Arancibia[1], Rolf Bracke[2], Mathias Nehler[2], Rodrigo Gomila[1].
(1) Departamento de Ingeniería Estructural y Geotécnica, Ingeniería, Pontificia Universidad Católica de Chile, santiago, Chile
(2) International Geothermal Centre GZB, Alemania

El yacimiento Fe-Cu Dominga emplazado en rocas de la Formación Punta del Cobre (Cretácico inferior) y en unidades subvolcánicas (Complejo Porfídico Diorítico, CPD), presenta evidencias de control estructural en la mineralización de Hierro y/o Cobre. Por su parte, los fluidos ricos en Hierro presentan una afinidad genética a un sistema estructural temprano, previo al Sistema de Falla de Atacama, de cinemática dextral, y que se habría desarrollado bajo un régimen tectónico transtensivo. Bajo estas condiciones, y con el objetivo de determinar la estructura interna de permeabilidad asociada a vetas (permeabilidad estructural) en tres dimensiones (3D), se analizaron dos muestras orientadas de superficie correspondientes a vetas monominerálicas de magnetita pertenecientes a la etapa principal de mineralización de Fe del depósito. Estas vetas se encuentran emplazadas en dos unidades de roca representativas del yacimiento: 1) rocas volcanoclásticas (Fm. Punta del Cobre), y 2) pórfido andesítico (CPD). Para este propósito, las muestras fueron analizadas mediante microtomografía computarizada de rayos X, generando un set de imágenes secuenciales en 2 dimensiones, que permiten construir un volumen en 3D. A partir de las imágenes obtenidas y los volúmenes segmentados, se realizaron simulaciones numéricas de propagación de fluidos mediante el método Lattice-Boltzmann. Los resultados obtenidos en vetas de magnetita en rocas volcanoclásticas indican un valor de permeabilidad estructural en la dirección del eje *y* (horizontal) de 8,20*10-14 [m^2], y en dirección del eje *z* (vertical) un valor de 5,54*10-12 [m^2]. Por su parte, las vetas de magnetita en rocas porfídicas indican un valor permeabilidad de 4,62*10-14 [m^2] en dirección del eje *x* (horizontal), 1,40*10-13 [m^2] en el eje *y*, y de 9,80*10-13 [m^2] en dirección del eje *z* (vertical). Los resultados muestran una mayor permeabilidad estructural en la dirección vertical, lo cual es consistente con el régimen transtensivo de rumbo. En adición, lo anterior puede sugerir que, en un mismo régimen tectónico, la permeabilidad estructural puede estar controlada en parte por la litología debido a que los valores de permeabilidad tienden a ser más isótropos en un tipo litológico respecto a otro. Agradecimientos: Este trabajo es una contribución al proyecto Núcleo Milenio Trazadores de Metales en Zonas de Subducción NC 130065. Se agradece a CONICYT su beca de Doctorado Nacional n°305371, y a Compañía Minera Andes Iron SpA.

RENE-SG: Sesión General Recursos Naturales y Energéticos

Nuevos antecedentes acerca de la temperatura de mineralización en el yacimiento estratoligado Coca-Cola I y II, Distrito Minero Talcuna, Región de Coquimbo

Xaviera Palma[1], Mauricio Calderon[1], Poldie Oyarzun[2], Sergio Alvarado[1], Patricio Artilleria[3].
(1) Geología, Ingeniería, Universidad Andrés Bello
(2) Laboratorio de Análisis de Sólidos, Universidad Andrés Bello, Santiago, Chile
(3) Minera del Valle SpA, Chile

Introducción Las minas Coca-Cola I y II corresponden a un depósito estratoligado de cobre con plata subordinada (382 kt @ 0.86 % Cu y 10 g/t Ag) emplazado en rocas del Cretácico Inferior del Distrito Minero Talcuna, el cual está ubicado a 35 km al NE de La Serena, Provincia del Elqui, Región de Coquimbo, Chile (Fig. 1a). La mineralización se presenta en mantos y vetas, por lo que habría sido controlada por factores litológico-estratigráficos y estructurales (Boric, 1985). Dos son los episodios de circulación de fluidos hidrotermales que han sido reconocidos en el distrito en los que se han realizado estudios de microtermometría de inclusiones fluidas (Oyarzún et al., 1998): el evento responsable de la mineralización tipo manto, constituiría la etapa temprana de mineralización y habría ocurrido en un rango de temperatura variable entre 120°-205°C; el evento asociado a la mineralización en vetas, con temperaturas variables entre 70°-170°C, correspondería a la etapa tardía. En este estudio se describen asociaciones de alteración y mineralización en vetas de un evento de mayor temperatura, asociado al desarrollo de asociaciones minerales con granate y clinozoisita, cuya ocurrencia fue previamente descrita en trabajos de Salgado (2004) y Romero (2008). Las vetas estudiadas son aquellas que tienen rumbos NO-SE y N-S en las que se realizaron estudios petrográficos de luz transmitida y reflejada, y microscopia electrónica de barrido (Fig.1b, 1c, 1d). Marco Geológico Las rocas estratificadas del Distrito Minero Talcuna, ubicado en la cuenca de drenaje del río Elqui, pertenecen a la Formación Quebrada Marquesa y registran la depositación en una cuenca de tras-arco del Cretácico Temprano (Aguirre y Egert, 1965; Charrier et al., 2007). La Formación Quebrada Marquesa consiste en una sucesión de depósitos sedimentarios, volcanoclásticos, y lavas con intercalaciones de calizas marinas fosilíferas en la base. La sucesión se presenta con manteos subhorizontales y está cortada por plutones de dioritas y diques dioríticos posteriores. Las minas Coca Cola I y II están emplazadas en los niveles de areniscas y tobas andesíticas, y andesitas que subyacen los mantos manganesíferos del distrito (Fig. 1e). Se ha determinado que existe un importante control estructural de las zonas mineralizadas asociado a fallamiento normal (Boric, 1985). El yacimiento Coca-Cola I y II está conformado por un conjunto de fallas normales de rumbo N35°O y otras de rumbo NS (Fig.1b) (Toledo, 2004), ambas con manteos de 65°-85° y dirección de manteo variable. Las fallas inversas son menos frecuentes y no controlan la mineralización. Sus rumbos preferenciales son N45°-85°E con manteos de 18°-20°S. Alteración y Mineralización El sistema de vetas se caracteriza por el desarrollo de dos tipos principales de alteración. Estas son carbonatización y cloritización, cuyas fases minerales principales se presentan en la matriz/cemento de las rocas, alterando minerales, rellenando vesículas y formando vetillas, y se encuentran asociados, o no, a minerales de mena.También se presentan otros minerales de alteración tales como: granate, aquí descrito como grandita (mezcla entre andradita y grosularia), que ocurre en la matriz/cemento de brechas y en contacto con carbonatos; clinozoisita, alterando fenocristales de minerales ferromagnesianos y plagioclasa, y rellenando vesículas; albita, alterando fenocristales de plagioclasa de fragmentos andesíticos y en menor proporción en amígdalas; zeolita, principalmente en la matriz de las rocas y como relleno de vesículas; celadonita, alterando minerales ferromagnesianos y rellenando vesículas; baritina, formando "agregados en libro" en matriz/cemento, rellenando vesículas y principalmente como vetillas; hematita, diseminada y en ocasiones con inclusiones de magnetita relicta. Las asociaciones minerales de sulfuros y óxidos de Cu encontradas en las vetas del yacimiento, así como las de su roca caja, son semejantes, mas no su distribución (Fig. 1b). Es notorio que, en el borde oriental del yacimiento, definido por la Veta Septiembre, de orientación N-S, predomina la presencia de bornita con proporciones variables de calcosina, digenita y pirita. Inmediatamente hacia el oeste, existe un sector con vetas NO-SE en las que ocurren proporciones similares de bornita y calcopirita; aunque en algunas muestras sigue predominando la bornita. Sin embargo, en el sector occidental del yacimiento, en las Vetas Andacollo y Dos, es la calcopirita la fase que predomina por sobre otros sulfuros. La galena se presenta de manera subordinada en todo el yacimiento. En orden decreciente de ocurrencia, la mineralización consiste en bornita, calcopirita, galena, magnetita, hematita, calcosina, digenita, covelina y malaquita. La mineralización en vetas se encuentra como reemplazo de fases sulfuradas tempranas, cemento de brechas y/o microbrechas hidrotermales y como relleno de espacios abiertos, donde destaca la textura coloforme (Fig. 1c). Las texturas de reemplazo se relacionan a procesos de disolución y depositación prácticamente simultáneos (Lindgren, 1933). Las texturas de brecha podrían haber sido generadas mediante procesos de fracturamiento hidráulico, condicionado por drásticos cambios de permeabilidad durante la circulación de fluidos hidrotermales en la secuencia volcano-sedimentaria (Jébrak, 1992). La textura coloforme, definida por un bandeamiento muy fino (entre 100 y 5 micrones) de calcopirita y bornita, se atribuye a procesos de precipitación rítmica a partir de fluidos mineralizadores que experimentan variaciones en las condiciones de estabilidad mineral y cambios locales en las concentraciones de Cu y Fe. Fases minerales con contenidos de Ag La plata detectada mediante espectroscopía de dispersión de energía de rayos X utilizando el microscopio

electrónico de barrido, se encuentra como granos aislados o agregados (< 10 micrones) dentro de bornita, calcopirita y galena. En estos análisis se develó que la Ag en sulfuros de cobre mantiene una cantidad de cuentas constante (Fig. 1c) sugiriendo que el contenido de Ag no presenta grandes variaciones en bornita o calcopirita. Discusión y conclusiones La mineralización de las minas Coca-Cola I y II se asocia a diferentes pulsos de fluidos hidrotermales que ascendieron a través de los niveles superiores de la corteza en un régimen tectónico extensional o transtensional (Fig. 1e). Las estructuras habrían actuado como canales de migración de estos fluidos y albergado la mineralización favorecidas por su curvatura y dinámica de extensión.Las relaciones de cortes entre vetas, vetillas y brechas en el yacimiento registran una sobreimposición de alteraciones. La presencia de minerales de alta y baja temperatura en contacto estaría asociada a la evolución de los fluidos hidrotermales durante el descenso de la temperatura mediante sucesivos pulsos de alteración-mineralización.

En rocas con mineralización de calcopirita-bornita-digenita se reconocieron asociaciones minerales entre clinozoisita-cuarzo y clinozoisita-piroxeno-cuarzo, las que son consistentes con la siguiente reacción:

Czo+Qtz=Grs+An+W

Esta ocurre bajo condiciones de temperatura entre 350°- 425°C en fluidos con $XCO_2 \leq 0.02$ (Lentz, 1998) y usualmente es producto de reacciones propias de depósitos de tipo skarn, donde circulan fluidos de alta temperatura en las cercanías de cuerpos intrusivos que reaccionan con rocas calcáreas; o rocas con componente calcáreo, por ejemplo, areniscas y brechas volcanoclásticas con cemento de carbonato. En el yacimiento Coca-Cola I y II este fluido mineralizador correspondería a un pulso hidrotermal de mayor temperatura que aquellas descritas por Oyarzun et al (1998). Es probable que fluidos de derivación magmática transportaran metales que posteriormente se habrían depositado en las litologías permeables y fallas del distrito; sin descartar que parte de Cu se haya originado a partir de la lixiviación de rocas de caja. La ocurrencia de granate en contacto con minerales hidratados como clorita y epidota se encuentra asociada a procesos retrógrados en los que podrían haber participado fluidos externos. Es por ello que los datos de termometría de inclusiones fluidas pueden corresponder a temperaturas de homogeneización adquiridas durante el descenso de la temperatura.

Agradecimientos

A Minera del Valle SpA por la autorización y facilidades otorgadas para la publicación de este trabajo.

Proyecto Investigación Interno (L.A.S. UNAB)

Referencias

Aguirre, L., Egert, E. 1965. Cuadrángulo Quebrada Marquesa. Instituto de Investigaciones Geológicas de Chile. Carta Geológica de Chile 1:50.000. no. 15, p. 92. Boric, R. 1985. Geología y yacimientos metálicos del Distrito Talcuna, IV Región de Coquimbo. Revista Geológica de Chile, no. 25-26, pp. 57-75. Charrier, R., Pinto, L., Rodríguez, P. 2007. Tectonostratographic evolution of the Andean orogen in Chile. En: Moreno, T., Gibbons, W. (Eds.). The Geology of Chile. The Geological Society. pp. 24-114. Jébrak, M. 1992. Textural indications of hydraulic and tectonic conditions of vein formation. Université du Québec á Montréal. Chron., rech., min., no. 506, pp. 25-35. Lentz, D. 1998. (Ed.) Mineralized Intrusion-Related Skarn Systems. Ottawa Mineralogical. Association of Canada, Short Course Series, vol. 26, pp. 664. Lindgren, W. 1933. Mineral deposits, 4th ed.: New York, McGraw-Hill, 930 p. Oyarzún, R., Ortega, L., Sierra, J., Lunar, R. y Oyarzún, J. 1998. Cu, Mn and Ag mineralization in the Quebrada Marquesa cuadrangle, Chile: the Talcuna and Arqueros districts. Mineralium Deposita no. 33; pp. 547-559. Romero, M. 2008. Caracterización litogeoquímica del Distrito Minero Talcuna IV Región de Coquimbo. U. de Chile. Tesis de grado, p. 89. Salgado, C. 2004. El sistema estructural de los yacimientos del Distrito Minero de Talcuna, Provincia del Elqui, IV región de Coquimbo. U. de Concepción. Tesis de grado, p. 100. Toledo, A. 2004. Modelo Geológico Estructural con aplicación a la actividad minera en las minas Coca-Cola I y II. Distrito Minero de Talcuna IV Región de Coquimbo, Chile. U. de Concepción. Tesis de grado.

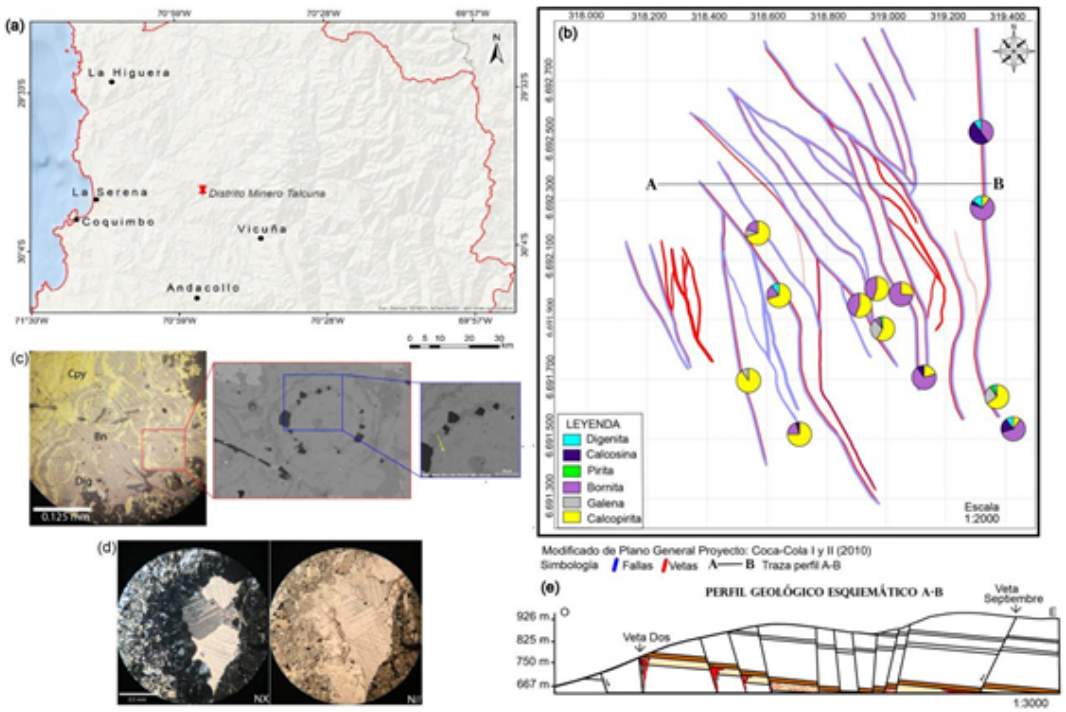


Fig. 1: (a) Ubicación Distrito Minero Talcuna, Región de Coquimbo. (b)Plano de vetas minas Coca-Cola I y II con gráficos circulares indicando estimación visual de porcentajes de sulfuros. (c) Fotomicrografía textura coloforme con estructura botroidal en calcopirita y bornita (20X), Micrografía SEM (407 x), Line Scan (874 x). (d) Fotomicrografía cristales de carbonatos envueltos en corona de granate (5X). (e) Perfil geológico esquemático de orientación este-oeste, control litológico-estratigráfico y estructural de la mineralización.

RENE-SG: Sesión General Recursos Naturales y Energéticos

Cronoestratigrafía y Potencial Petrolífero del Paleoceno de la Cuenca de Antepaís Magallanes, Sur de Chile

Jesús A. Pinto[1], Danilo L. Gonzalez[1], A lvaro E. Perez[1], Pablo E. Mella[1].
(1) ENAP, Chile

El aumento de la demanda doméstica de gas y la caída en la producción de hidrocarburos a partir de yacimientos convencionales en la Cuenca de antepaís Magallanes, ha provocado recientemente una redefinición del paradigma exploratorio en la región. Como resultado, se han descubierto acumulaciones comerciales de gas en yacimientos no convencionales del Paleógeno en los bloques Arenal (Isla Tierra del Fuego) y Dorado-Coirón (área continental). Estos depósitos fueron considerados inicialmente como parte del Eoceno, pero nuevos datos geocronológicos y bioestratigráficos, integrados con correlaciones de registros de pozo e interpretación sísmica, indican una edad Paleoceno. Este trabajo es parte de un proyecto mayor dirigido al desarrollo de modelos geológicos más predictivos que mejoren las estrategias exploratorias para la identificación de nuevos yacimientos y que permitan un mejor manejo de los ya descubiertos. El Paleoceno de la Cuenca descansa discordantemente sobre el Cretácico y está dominado por terrígenos marinos de granulometría fina, interrumpidos por eventos esporádicos de sedimentación más gruesa, principalmente arena. Está expuesto a lo largo de la pre-cordillera Andina desde la parte meridional de la Provincia de Última Esperanza al norte hasta la parte meridional de la Provincia de Tierra del Fuego hacia el sur. En el subsuelo, las profundidades del Paleoceno varían de ~5000 m en el depocentro (al oeste) hasta ~2300 m en la rampa de antepaís (al este); se desconoce la ocurrencia de esta unidad sobre la Plataforma Springhill. Una discordancia con un hiato implícito de ~1 m.a. separa el intervalo Daniano medio-Selandiano superior del Thanetiano. La transición Paleoceno-Eoceno también es discordante. Desde una perspectiva petrolera, el Paleoceno está localmente sobre-presurizado y contiene yacimientos que han producido gas y condensado en los bloques Arenal y Dorado-Coirón. El contenido de carbono orgánico total es generalmente bajo (< 1%) pero puede llegar hasta 2% en muestras de afloramiento; en el subsuelo del depocentro probablemente tenga mejores valores que los medidos hasta ahora. A partir de los 2000 m los valores de vitrinita supera el 0,6% indicando que en toda la cuenca el Paleoceno debe haber alcanzado la madurez térmica. Aunque la Cuenca de Magallanes se encuentra en una etapa madura-marginal en términos convencionales, bajo el nuevo paradigma de recursos no convencionales, esta continúa siendo atractiva para la exploración futura.

RENE-SG: Sesión General Recursos Naturales y Energéticos

All that glitters isn't gold: using pyrite to fingerprint ore forming processes and vector towards mineralization

Martin Reich[1].
(1) Department of Geology and Andean Geothermal Center of Excellence (CEGA), FCFM, Universidad de Chile, Santiago, Chile

Pyrite is the most abundant sulfide in the Earth's crust and is also a major constituent in a wide variety of ore deposits, including porphyry copper, volcanogenic massive sulfide, IOCG, sedimentary-hosted Cu/U deposits, Archean to Mesozoic lode, epithermal and Carlin-type Au deposits. In the past decades, numerous studies have demonstrated that pyrite can effectively incorporate a wide array of trace metals of economic importance, such as Au, Ag, Cu, Pb, Zn, Co, Ni, As, Sb, Se, Te, Hg and Tl, among many others. Furthermore, it has been shown that the chemical composition and mineral textures of pyrite provide key information that help elucidate the evolution of hydrothermal systems. Here I examine the geochemical, isotopic and micro/nano-textural features of pyrite associated with several styles of mineralization, and relate these results to ore-forming processes. First, I focus on the ubiquity of Au-bearing arsenian pyrite in hydrothermal ore deposits, which suggests that the coupled geochemical behavior of Au and As in this sulfide occurs under a wide range of physico-chemical conditions. These results suggest that the Au-As ratios in arsenian pyrite from ore deposits preserve the Au-As ratio of the fluid and therefore can be used as a monitor for hydrothermal fluid evolution. Secondly, I provide evidence that in several environments, including porphyry Cu, IOCG and epithermal Au deposits, the distribution of Au, As, Cu and other metals within pyrite varies significantly as a function of depth. For example, in the deeper levels of porphyry Cu deposits, Au, As and Cu are often homogenously distributed at the grain scale, and usually have lower concentrations. In contrast, pyrites formed in shallower levels are characterized by well-developed oscillatory zoning, where Cu-rich, As-depleted growth zones alternate with Cu-depleted, As-rich bands. These observations provide direct evidence supporting the selective partitioning of metals into pyrite as a result of changes in ore-forming fluid, most likely due to separation of a single-phase fluid into a low-density vapor and a denser brine (i.e., boiling), capable of fractionating metals. Finally, and based on the previously described features, I show that pyrite compositional and micro-textural features are a valuable complement for discriminating and tracking changes in fluid composition and boiling events, highlighting the potential of using this mineral as a vector towards undiscovered ore zones.

RENE-SG: Sesión General Recursos Naturales y Energéticos

Metodología para la Evaluación del Potencial Económico de Nuevos Productos Minerales en Operaciones de Plantas de Procesamiento en la Pequeña y Mediana Minería.

Juan Daniel Silva[1], Patricio Toledo[1], Ricardo Venegas[2].
(1) Centro iUAI Mining, Facultad de Ingeniería y Ciencias, Universidad Adolfo Ibáñez, Santiago, Chile
(2) Gerencia de Desarrollo e Innovación, Empresa Nacional de Minería, ENAMI, Santiago, Chile

El presente trabajo tiene por objetivo desarrollar y poner a disposición de la Pequeña y Mediana Minería una metodología para la identificación y caracterización de nuevos recursos geológico-mineros disponibles a nivel nacional con foco inicial en la Región de Atacama. En particular, este trabajo propone una metodología para evaluar el potencial económico de los prospectos de la Enami que han sido evaluados anteriormente, pero con un enfoque "multiproducto". Del trabajo ya realizado, se ha podido identificar aquellos minerales diferentes al Cobre, Oro y Plata, con mayor potencial geológico, mercado y tecnológico. De este estudio realizado con 13 minerales se destacan 7, los cuales son: Molibdeno, Litio, Hierro, Bismuto, Tungsteno, Tierras Raras (REE) y Titanio. De acuerdo a estos 7 minerales de interés, se estudiaron todos los prospectos de ENAMI que tuviesen ocurrencia de estos minerales, y se procedió a valorizar estos prospectos mediante criterios de corte económico, como ley de corte crítica, ley de corte marginal y ley equivalente. Cabe destacar que, para valorizar un prospecto, no sólo se necesita saber el mineral presente, sino que es imprescindible conocer también las características geológicas del prospecto, las tecnologías de extracción y procesamiento del mineral, identificar el punto de compra más cercano al prospecto y conocer el mercado de estos minerales. Toda esta información necesaria fue levantada previamente en los estudios anteriores. Las fuentes de información corresponden a organismos públicos y especializados en estas materias, como Servicio Nacional de Geología y Minería, SERNAGEOMIN; Comisión Chilena del Cobre, COCHILCO; Empresa Nacional de Minería, ENAMI. Además, se accedió a material académico de carácter investigativo como tesis y documentación variada. De los 16 prospectos analizados de ENAMI, identificados como aquellos con mayor potencial económico en base a la metodología que se explica en detalle, arrojó dentro de los principales resultados que hay 6 prospectos que presentan el mayor potencial económico, los cuales son: Salado Norte, Cerro Negro, Pazota, Pastenes, Laura – Laurita y Carmen Sur. Cabe mencionar que esta lista puede sufrir modificaciones debido a que los datos y valores ingresados en las diferentes fórmulas no son fijos, cambian a través del tiempo y deben necesariamente ser mejorados en el futuro.

RENE-SG: Sesión General Recursos Naturales y Energéticos

Gold exploration in the Coastal Range, BioBío region, south-central Chile

Fredy Stange[1], Sonia Helle[1], Santiago Collao[2].
(1) Instituto de Geología Económica Aplicada (GEA), Universidad de Concepción, Concepción, Chile
(2) Ciencias de la Tierra, Universidad de Concepción, Concepción, Chile

Abstract. Many gold placers located in the Coastal Range of south-central Chile have been exploited commercially during the past decades. These are spatially related to Paleozoic metamorphic and granitic rocks; nevertheless and until now, there are not any exploration studies of these gold placers and their basement that show exploration potential. In order to do so, the placers registered in available databases are analyzed while considering those empirically classified as having great potential. Through lithogeochemical analyses on the surrounding rocks and geochemical analyses of sediments we determine the concentration of precious metals from several gold placers in the northwest area of the BioBío region, most of which are located in the Coastal Batholith. The results show two sectors with high precious metal contents in sediments (up to 24 ppm of Au and 8 ppm of Ag) and two rocky outcrops with Au (757 ppb in the Poñén pegmatite and 41 ppb in the quartz veins from Quilacoya, 22 and 31 km east of Concepción city, respectively).

Keywords: Gold, Placer, Exploration, Coastal Range, South-Central Chile.

1. Introduction

Evidence of gold occurrences in rocks of the Paleozoic basement in south-central Chile is very scarce, some of them located near gold placers (e.g., Oyarzún and Helle, 1984). Reviews by Pincheira et al. (1991) and Collao et al. (2000) in the BioBío region show a large number of gold placers (120), mainly hosted in modern alluvial and fluvial deposits in the Coastal Range. Some of them (20) have been classified empirically, from observations of local miners, as attractive for exploration (> 0.5 g/m³; Collao et al., 2000) and spatially related to the Metamorphic Basement and/or South Coastal Batholith (Greiner, 1991). This can be considered as empirical evidence to explore such placers within that geological context. The gold placers within the Coastal Range of the BioBío region do not have a basic geological description of its outcrops or drill holes (e.g., stratigraphy, composition, shapes, chemical analyzes, etc.). These deposits are probably the result of mechanical concentration processes of sediments derived from granitic and metamorphic rocks with epigenetic gold mineralization (Gajardo and Alfaro, 1980). The gold placers in the BioBío region which correspond to fluvial, alluvial and eluvial deposits (Pincheira et al., 1991) are part of the Quaternary-late Holocene sediments (Collao et al., 2000).

In the present study, a characterization of stream sediments which are part of several gold placers hosted in fluvial deposits (16; Fig. 1) located at one sector of the Coastal Range of south-central Chile and the basement in which they are located was carried out. This characterization was obtained from geological mapping and geochemistry of rocks and stream sediments. The goal is determine the presence of auriferous occurrences (stream sediments and basement).

2. Sampling and methodology

Sediment samples were collected along the thalweg of fluvial streams (~40 cm below the surface) during the summer months. A total of 132 samples were taken from these streams (each 200 m; Fig. 1a, 1b and 1c), with a volume of two liters per sample and particle size smaller than fine gravel (< 2 mm). These were concentrated gravimetrically using a Wilfley vibratory table to obtain the heavy fraction (e.g., Burt, 1987), dried in a muffle furnace at 40°C, homogenized and divided with a riffle sample divider. In parallel, 30 rock chip samples were collected from outcrops (Fig. 1a, 1b and 1c), each of them equivalent to 5 kg, representative of ~30 m², and homogeneous with respect to lithology, meteorization and leaching (e.g., Cruzat, 1984; Wager and Brown, 1960).

The chemical analysis of the drainage sediments (GEA, Universidad de Concepción) was performed by atomic absorption spectrometry (AAS; Hitachi Z-8100) for the determination of Cu, Pb, Zn, As, Au and Ag. For Cu, Pb and Zn, the samples were dissolved with HCl, followed by a fusion of the insoluble residue with lithium tetraborate. In the case of As, this was extracted by hydride generation (e.g., Nakahara, 1991). Au and Ag were preconcentrated by fire assay (e.g., Fletcher and Day, 1987). The detection limits were: Cu, Pb and Zn: 12 ppm; Au: 0.02 ppm; As: 0.001 ppm; Ag: 0.2 ppm.

Rock samples were analyzed (ACME, Santiago de Chile) using induced coupled plasma atomic emission spectrometry (ICP-AES), and in addition, Au was determined by atomic absorption spectrometry. For ICP-AES, a 0.5 g sub-sample was digested with 3 ml 3-1-2 HCl-HNO_3-H_2O leach at 95ºC for 1 h, and then diluted to 10 ml with water. For Au-AAS, a 10 g sub-sample was digested with

aqua regia at 95ºC for 1 h, and then diluted to 100 ml with water. The detection limits were: Au: 0.5 ppb; As: 0.5 ppm; Hg: 0.01 ppm; Mo, Cu, Pb, Zn, Ni, Cd, Sb, Bi and Ag: 0.1 ppm.

The quality control (sediments and rocks) was performed by means of internal laboratory materials, including standards, duplicates and blanks.

3. Results

Most of the rock chip samples were obtained from unmineralized unaltered areas in the South Coastal Batholith, including pegmatite bodies. In addition, some quartz veins were collected (placer 11 and 16). In the case of stream sediment samples, analyzes were conducted on heavy mineral concentrates, sometimes with visible gold grains. The results are compared with global values from Townley et al. (2000) and references therein.

3.1. Sediments

Copper. Most sediment samples (15) have Cu contents below the mean value (30 ppm). Concentrations above the mean value are observed in sediments from the placers 1, 2, 3, 10, 13 and 16. The highest value is detected in the placer 2 (131 ppm).

Lead. Most samples (16) have Pb contents below the detection limit. Concentrations above the detection limit are observed in sediments from the placers 1, 3, 5 and 8. The highest value is detected in the placer 3 (18 ppm).

Zinc. Half of these deposits studied have Zn contents above the mean value (26.7 ppm), which is similar to the copper mean value. Concentrations above the mean value are observed in sediments from the placers 3, 8, 10, 11, 12, 13, 14 and 16. The highest value is detected in the placer 10 (68 ppm).

Arsenic. Concentrations of this element are considerably lower than the others (mean value: 0.07 ppm). Concentrations above the mean value are observed in sediments from the placers 4, 8, 9 and 10. The highest value is detected in the placer 8 (0.353 ppm).

Silver. Most sediment samples (17) have Ag contents below the detection limit. Concentrations above the detection limit are observed in sediments from the placers 3, 8 and 16 (Fig. 2a). The highest value is detected in the placer 8 (8.14 ppm; Fig. 2b).

Gold. Most samples have Au contents above the detection limit (17), three of them are considerably higher than the mean value (1.98 ppm) and are observed in the placers 3 and 8 (Fig. 2a). The highest value is detected in the placer 8 (23.86 ppm).

3.2. Rocks

Molybdenum. Samples of intrusive rocks and pegmatites have mean values (0.28 and 0.49 ppm, respectively) lower than the global mean range (1.0-1.5 ppm). Although, it must be noted that a significant number of samples have Mo contents near to the detection limit (0.1 ppm) or below this. The highest value is observed close to the placer 4 (1.8 ppm).

Copper. The mean values for samples from intrusive rocks (3.65 ppm) and pegmatites (18.85 ppm) are below the global mean range (30-72 ppm). The highest values are observed in the Poñén pegmatite (> 10,000 ppm; 215 ppm).

Lead. Rock samples of the South Coastal Batholith have a mean value (14.43 ppm) within the global mean range (4-15 ppm). Nevertheless, the mean value for pegmatites (106.54 ppm) is considerably higher than the global mean range, where the highest values are observed close to the placer 8 (802.9 ppm, 590.7 ppm).

Zinc. The mean value for samples from the intrusive rocks (28.26 ppm) is below the global mean range (60-94 ppm), while the samples from pegmatites along the South Coastal Batholith have a mean value considerably higher (666.3 ppm) than this range, with the highest value in the Poñén pegmatite (9,522 ppm).

Nickel. Most of the samples from the intrusive rocks have low Ni contents with a mean value (2.37 ppm) below the global mean range (4.5-15 ppm). In the case of pegmatites, these have a mean value within the global range, with the exception of one sample above this range (119.4 ppm).

Arsenic. The mean value for samples from the intrusive rocks of the South Coastal Batholith (3.15 ppm) is slightly higher than the global mean range (1.5-2.0 ppm). Pegmatites have a mean value (31.5 ppm) considerably higher than the range of the global values, with the highest value in the Poñén pegmatite (424.3 ppm).

Bismuth. Samples from intrusive rocks and pegmatites have mean values (0.27 ppm and 0.55 ppm, respectively) higher than the global mean range (0.01-0.04 ppm). The highest value is observed close to the placer 3 (1.9 ppm), for intrusive rock samples, and close to the placer 8 (5.1 ppm), for samples from pegmatites.

Gold. The mean value for samples from intrusive rocks (2.16 ppb) is below the global mean range (3.2-4.5 ppb); however, local Au contents above this range are observed in the proximities of the placers 1, 5 and 13 (7.5 ppb; 7.8 ppb and 5.1 ppb, respectively). The mean value for samples from pegmatites (52.58 ppb) is considerably higher than the global range, where the highest value can be found in the Poñén pegmatite (756.7 ppb; star symbol in figure 2a).

Additionally to the intrusive rocks and pegmatites, high concentrations of Au and As were locally detected in quartz veins close to the Quilacoya placer (40.9 ppb and 20.9 ppm, respectively; Fig. 2b).

4. Conclusions

Through geochemical analyses we were able to identify the auriferous potential of fluvial placers formed by active sediments in Andalien's basin (Au: Puente 6, Confluencia; Au ±Ag: Puente 5, Poñén) and Biobío's lower basin (Au: Hualqui; Ag ±Au: Quilacoya). Moreover, auriferous occurrences are observed in the basement, one of them in the South Coastal Batholith (Poñén pegmatite) and the other one in the contact zone between the latter and sedimentary rocks of the Santa Juana Formation (quartz veins in Quilacoya).

Acknowledgments

This study was funded by Universidad de Concepción, DIUC 209025036-1.0 project. We also express our gratitude to Roberto Oyarzun (Universidad Complutense de Madrid, Spain) for their insightful comments and suggestions.

References

Burt, R.O. 1987. Gravity Concentration Methods. *In* Mineral Processing Design (Yarar, B.; Dogan, Z.M.; editors). Springer: 106-137. Netherlands.

Collao, S.; Alfaro, G.; Cecioni, A.; González, A.; Quinzio, A. 2000. Evaluación de los Recursos Metálicos de la Región del BioBío, Chile. Universidad de Concepción: 207 p. Concepción.

Cruzat, A. 1984. Prospección geoquímica aplicada a yacimientos de oro. Revista Geológica de Chile 21: 53-75.

Fletcher, W.K.; Day, S.J. 1987. Determination of gold in heavy-mineral concentrates: fire assay and atomic absorption spectroscopy (FA-AAS) versus instrumental neutro activation analysis (INAA). British Columbia Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources, Paper 1988-1: 509-510.

Gajardo, A.; Alfaro, G. 1980. Mapa metalogenético de la región del BioBío. Instituto de Investigaciones Geológicas: 47 p., escala 1:250.000. Santiago.

Greiner, G. 1991. Características y distribución de los placeres auríferos de Chile. *In* Symposium Internacional Sur les Gisements Alluviaux d'Or, Actas: 39-52. La Paz, Bolivia.

Nakahara, T. 1991. Advances in Atomic Spectroscopy. Spectrochimica Acta Reviews 2: 95-109.

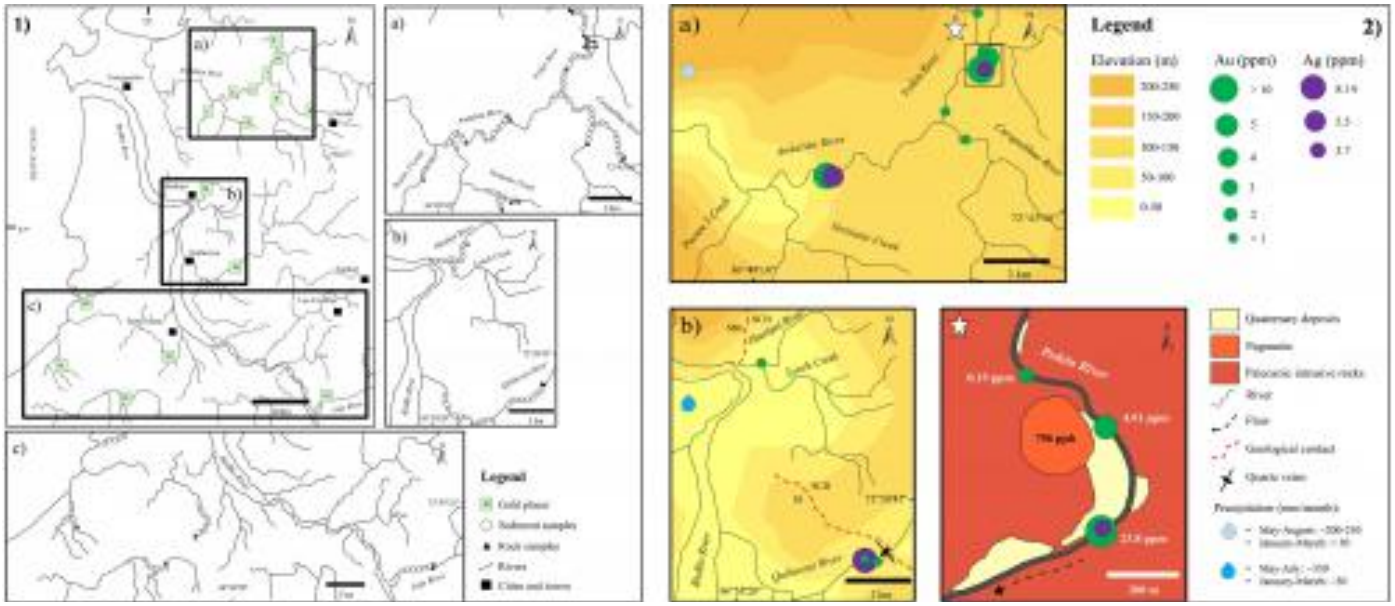
Oyarzún, R.; Helle, S. 1984. Una posible guía de prospección aurífera en rocas del basamento metamórfico de Chile Central-Sur. Minerales 39: 19-25.

Pincheira, M.; Jaramillo, E.; Blanco, N. 1991. Evaluación preliminar de los placeres auríferos de la VIII Región, Chile. Universidad de Concepción: 65 p. Concepción.

RENE-SG: Sesión General Recursos Naturales y Energéticos

Townley, B.; Maksaev, V.; Palacios, C.; Lahsen, A.; Parada, M.A. 2000. Base and precious metals geochemistry of rock units of the mainland Aysén region, Chilean Patagonia. Journal of Geochemical Exploration 68: 21-46.

Wager, L.; Brown, G. 1960. Collection and preparation of materials for analysis. *In* Methods in Geochemistry (Smales, A.; Wager, L.; editors). Interscience: 4-43. New York.



1) Location of samples in the study area. Selected areas: a), b) and c), related to the studied placers and distribution of collected samples. 2) Au and Ag contents from geochemical results. a) Distribution of Au and Ag in fluvial sediments from the Andalién basin. b) Relationship between Au and Ag contents in fluvial sediments from the BioBío basin and geological units. The star symbol is a detail of the Poñén placer, showing the relationship between the Poñén pegmatite and sediments with Au and Ag contents (box in Fig. a). a) and b) show the digital elevation model in the background and information on seasonality of the rain. Placers: (1): Puente 3; (2): Puente 4; (3): Puente 5; (4): Vertiente; (5): Puente 6; (6): Puente 7; (7): Curapalihue; (8): Poñén; (9): Confluencia; (10): Colcura; (11): Laraquete; (12): Río Lías; (13): Santa Juana; (14): Río Laja; (15): Hualqui; (16): Quilacoya. MB: Metamorphic Basement; SCB: South Coastal Batholith; SJ: Santa Juana Formation.

RENE-SG: Sesión General Recursos Naturales y Energéticos

Lithospheric mantle control on the formation of auriferous provinces: Insights from southern Patagonian peridotite xenoliths

Santiago Tassara[1], Martin Reich[1], Jose Maria Gonzalez-Jimenez[2], Diego Morata[1], Manuel Schilling[3], Fernando Barra[1], Alexandre Corgne[3].
(1) Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile
(2) Departamento de Mineralogía y Petrología, Facultad de Ciencias, Universidad de Granada
(3) Instituto de Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias, Universidad Austral de Chile

Recent models suggest that the formation of giant ore deposits and metallogenic provinces is related to restricted domains in the upper mantle or lower crust that are anomalously enriched in metals. This has led to the notion that the subcontinental lithospheric mantle (SCLM) may operate as a transient storage from where metals are tapped by partial melting or through interaction with ascending melts (Griffin et al., 2013; Tassara et al., 2017). Here, we test this hypothesis by exploring the petrological and geochemical signatures of peridotite xenoliths that sampled the SCLM beneath the Deseado Massif world-class auriferous province in southern Patagonia, Argentina. We examine the impacts of partial melting and metasomatic processes in the mantle on highly siderophile elements (HSE: Os, Ir, Ru, Rh, Pt, Pd, Au, Re) contained in the base metal sulfides. The peridotite xenoliths record a complex, multistage metasomatic history. Metasomatism is associated with carbonatitic-like melts that evolved towards CO_2-rich and Na-bearing Mg-rich (mafic) silicate, and volatile-rich alkali silicate melts. Each event imprinted a characteristic HSE signature in the base metal sulfides, providing evidence of Au mobility in the SCLM beneath the Deseado Massif. Most remarkably, we report the first occurrence of native Au microparticles in the studied xenoliths. These Au particles are associated with Ni-Cu rich sulfide liquids entrained in the alkali silicate melts that percolated the SCLM by grain boundary infiltration. Based on our data, we propose that the Deseado Massif auriferous province was formed as a result of lithospheric-scale processes including a precursor stage of refertilisation of the SCLM by plume-derived melts that generated a Au-rich mantle source during the Early Jurassic, followed by a stage dominated by subduction operating at the western margin of Gondwana during Middle-Late Jurassic times, that produced the ore-forming magmas that formed the Au deposits in the Deseado Massif.

- Griffin et al., 2013. Nature Geoscience 6, 905-910.
- Tassara et al., 2017. Nature Communications 8, 843.

RENE-SG: Sesión General Recursos Naturales y Energéticos

The interconnected future of energy and metals

John F.H. Thompson[1].
(1) Wold Family Professor, Cornell University, USA, PetraScience Consultants, Vancouver, Canada

Understanding the sources of energy, water, and the materials that make everything from planes to cars and mobile devices is challenging. For many people, the increasing global population and related demand for energy and metals suggests that shortages are imminent. For others, new technologies based significantly on the use of metals will help to mitigate climate change and will solve other global issues. Can these seemingly divergent views be rationalized?
The energy and transportation markets are changing rapidly, with the options and costs for renewables, grid storage and electric vehicles all moving with implications for metal demand. For example, a recent study by the World Bank concluded that significant increases in the production of major and minor metals would be required to produce sufficient renewable energy, battery storage and electric cars to minimize climate change-related temperature increases by 2050. Even with some uncertainty behind the assumptions in this study, significant increase in demand for metals seems likely.

Increasing the supply of metals over the next forty years will require more mines, and therefore the use of more energy and water, and the potential for more issues related to permitting, community support and the environment. Clearly, addressing energy sources and use in mining is fundamental to best practices and future supply. Similarly, water use is critical, and realistic long term supply also has implications for energy.

These issues are particularly important in the Andes of Chile and Peru. Copper, the key commodity in the region, is both an infrastructure and technology metal, and will therefore see ongoing increases in demand. Managing energy and water requirements will be vital for the copper mining industry in the region, and for all those who benefit from the resulting contributions to the economy locally and nationally.

Simply put, if we are going to produce more metals in order to make the world a better place for humans, we must do it more efficiently and responsibly, or else we will be no further ahead. Improved mining starts with the understanding of the ore bodies and the regional and local environment in which we propose to operate. Geoscientists play major roles in developing this understanding, but effective communication and collaboration with other disciplines are equally important. Increasingly, this includes the social dimension from early exploration to mine development and production. Delays to mine development as a result of inadequate community engagement, or lack of ways to produce real and lasting benefits, pose the greatest potential limitation for the timely supply of the metals that are most needed to change the world.

RENE-SG: Sesión General Recursos Naturales y Energéticos

Zonificación geometalúrgica de los sectores productivos que alimentan a Línea Convencional de División El Teniente: identificación de potenciales de recuperación Cu-Mo, ley de concentrado Cu y su aplicación en planificación corto plazo.

Valentina Toledo[1], Valentina Toledo[1], Óscar Jérez[2].
(1) Departamento de Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias Químicas, Universidad de Concepción
(2) Instituto de Geología Económica Aplicada, Universidad de Concepción

La mina subterránea El Teniente se explota a través del método Panel Caving, el cual generauna fragmentación progresiva del macizo rocoso, por lo que a medida que avanza el hundimiento, ocurre una conexión entre la roca fragmentada in-situ y el material remanente de minas abandonadas en cotas superiores (Castro & Paredes, 2014). Esta mezcla mineral es extraída diariamente desde los Puntos de Extracción (PEX) de los sectores productivos, por lo que, se hace necesario realizar un seguimiento continuo de los PEX a través de inspecciones en terreno y muestreos para el control de la evolución geo-minero-metalúrgica. Es por esto, que la Superintendencia de Gestión Producción, de la Gerencia de Recursos Mineros y Desarrollo de División El Teniente CODELCO, propone una metodología basada en zonificar los sectores productivos en función de características geometalúrgicas, permitiendo incluir potenciales geometalúrgicos de corto plazo en el Plan de Actividades Mensuales (PAM). Dicha metodología fue implementada en primera instancia, para los sectores productivos que alimentan a la línea de procesamiento SAG (Mejías, Salazar & Diez, 2014; Mejías, Diez & Salazar, 2015; Castro, 2016; Ríos, 2016 y Tobar, 2016), lo que permitió sustentar las metas de planificación metalúrgica definidas en el PAM, siendo necesario extrapolar dicha metodología a los sectores productivos que alimentan a la línea de procesamiento Convencional; y así poder lograr un control a nivel global de las características y potenciales geometalúrgicos del material programado y alimentado a planta. Este estudio, tiene como objetivo llevar a cabo la zonificación de los sectores Dacita, Pacífico Superior y Diablo Regimiento que alimentan a la línea de procesamiento Convencional, y calcular su potencial de recuperación Cu-Mo y de ley de concentrado de Cu con esta nueva metodología. Esto, a partir de la caracterización geológica e identificación de dominios geometalúrgicos, mediante inspecciones en terreno, muestreo y mapeo de PEX, análisis químicos, pruebas metalúrgicas, microscopía óptica y análisis de mineralogía automatizada (QEMSCAN) a las cabezas de los dominios propuestos. Como resultado se incluye una nueva zona geometalúrgica exclusiva de molibdenita derivado en 5 zonas en total. Esto permitió mejorar la representatividad geometalúrgica del mineral enviado a la línea de procesamiento Convencional, concluyendo en nuevas metas en el PAM, reflejado principalmente en +4% en la recuperación colectiva de Mo, +1% en la recuperación de Cu y -2% en la ley de concentrado de Cu.

RENE-SG: Sesión General Recursos Naturales y Energéticos

SIGEX: Los primero pasos de una nueva política para el fomento de la exploración minera en Chile

Daniela Carolina Villela[1], Guillermo López[1].
(1) SERNAGEOMIN

En julio de 2017 entró en vigencia el nuevo "Reglamento que regula la entrega de la información de carácter general obtenida de los trabajos de exploración geológica básica" (Decreto 104, del Ministerio de Minería, de 2016), que da forma al cumplimiento del artículo 21° del Código de Minería, señalando que "a solicitud del Servicio, toda persona que realice trabajos de exploración geológica básica tiene la obligación de proporcionarle la información de carácter general que al respecto obtenga". Las empresas que han explorado a lo largo de Chile han sido notificadas para hacer la entrega de su información geológica básica y, para agilizar este procedimiento, SERNAGEOMIN ha puesto en marcha la plataforma web SIGEX (Sistema de Información Geológica de Exploración), que permite realizar la entrega de forma electrónica. La información, una vez revisada por SERNAGEMOIN, será publicada en el Portal GEOMIN, dónde estará disponible al público para visualización de proyectos y descarga de archivos. Estarán disponibles las bases de datos levantadas por las empresas exploradoras, con datos de sondajes, geoquímica, geocronología y geofísica, en formatos editables, para poder ser reprocesadas y analizadas por los nuevos interesados. Además se podrán descargar mapas geológicos, estudios de mineralogía y petrografía, entre otros. También SERNAGEOMIN trabajará en la elaboración de nuevos productos a partir de la información recibida como bases de datos consolidadas, informes registrados y estadísticas de exploración en Chile. La implementación de este reglamento implica un avance significativo en cuanto al acceso, disponibilidad y abundancia de información geológica en el país, apoyando y fomentando tanto las actividades de exploración minera, como también académicas y de investigación. Los autores agradecen el patrocinio de la Subdirección Nacional de Geología del Sernageomin.

RENE-SG: Sesión General Recursos Naturales y Energéticos

A unique Sn-bearing Bi-Ag-Sb, polymetallic, epithermal district in the Chilean Andes: Capitana Mine, Tignamar, Arica – relation to the Proterozoic-Paleozoic Belén Metamorphic Complex

Marcos Zentilli[1], Raul A. Salas-Olivares[2], Milton C. Graves[1].
(1) Dept. of Earth Sciences, Dalhousie University, Halifax B3H-4R2, Canada zentilli@dal.ca
(2) Gobernador Antonio Encina 566 - Puntilla Saucache - Arica, Chile

Introduction Tin deposits in the Central Andes of Bolivia, S Peru and NW Argentina (Fig. 1a) are associated with Paleozoic to Pliocene igneous rocks. Adjacent Chile has volcano-magmatic centres of similar ages rich in Cu, Ag and Au, yet few are known to contain any significant Sn or Bi. In the 1960s, a study of concentrates from numerous mines in Chile yielded one sample rich in Sn, from the abandoned Capitana Mine (18° 37.4' S 69° 27.4' W; UTM 7.941.000 N- 454.200 E; 3200 m.a.s.l.) in the Belén - Tignamar district. It is located 130 km east of the port of Arica, 6 km south of Tignamar (or Ticnamar), ca. 250 km west of the Bolivian tin belt (Fig 1b). A slab from a Capitana Mine vein (Fig. 1c), collected by Raul Salas-Olivares, was sent to Zentilli (then student at LMU Munich, Germany) to study its complex mineralogy. This paper includes data reported to IIG in 1965, plus later analyses on fragments of the same specimen, now exhausted. The specimen (Fig. 1c) contained quartz, pyrite, galena, sphalerite and several Cu-Pb-Zn-Bi-Ag-Sn sulfosalts. Capitana was described by Salas et al. (1966) and is listed as the only Chilean deposit containing Sn (Table Pb-Zn (#3) in Ruiz et al. 1965 and p.286). Sayes (1977) cited the analysis of a vein sample from Capitana containing by weight 0.4 %Sn, 11.79% Bi, 0.1080% Ag, 5% Cu, 2.5% Pb, and 7% Sb. Other polymetallic deposits in the Tignamar region containing Sn are (Fig. 1b): 1) Mina Ociel: 0.1% Sn, 55% Sb, 4.2 ppm Ag, 255 ppm Zn and 193 ppm Pb; 2) Mina Apacheta: 0.064 % Sn, 19.38 % Sb and 3.3 ppm Ag; and 3) Mina Chulpa: 72%Pb, 5% Zn, Sn, Ag and Sb in ppm (Sayes 1977). Tin is rare elsewhere in Chile: traces of Sn minerals (colusite, stannite) exist in Chuquicamata (MC Graves, unpublished) and other PCD. Cassiterite is listed at Lomas Bajas mine, El Arrayán-Ortiga rivers, Santiago (Table 1, IIG, Hoja 39 Santiago, Thiele 1980); probably an error. Geology The regional geology was studied by Salas et al. (1966); Sayes (1977) and García et al. (1996,1999,2004). The oldest rocks occupy a thrust-fault bounded inlier (Fig. 1b), the Belén Metamorphic Complex (BMC), which consists of amphibolites, gneisses, schists, minor quartzites and ultramafic rocks, with some sedimentary precursors (e.g. Wörner et al. 2000; García et al. 2004; Charrier et al. 2013). Extensive geochronology (Rb-Sr, Sm-Nd, U-Pb y K-Ar) indicates the BMC has a protolith with Proterozoic dates from ca. 1,500 Ma to ca. 1,900 Ma. Data for the age of metamorphism include a Rb-Sr isochron of 1000 Ma, intrusions of 507 to 473 Ma and metamorphic events at ca. 460 to 366 Ma (Paleozoic; Wörner et al. 2000; García et al. 2004). The BMC is thrust upon Miocene ignimbrites along a high-angle, east-dipping fault system, the Belén-Tignamar Fault (Fig. 1b); the activity of the fault started at 18 Ma and stopped at 12 Ma but was reactivated ca. 4.5 Ma (García et al. 2004). Discordantly overlying the BMC are thin marine fossiliferous beds of Upper Carboniferous to L. Permian age. These are in turn overlain by marine and transitional beds of L. Jurassic to L. Cretaceous age (Fig. 1b; García et al. 2004). Unconformably overlying the Jurassic-Cretaceous marine strata are ca. 2000 m of Cenozoic volcaniclastic and continental sedimentary rocks, the oldest being the Lupica Fm., host of Capitana and other mines. The Lupica Fm. is 1.8 km thick and consists of calc-alkaline andesites and dacites, dacitic ignimbrites and volcanic breccias, with intercalations of arenites and lacustrine carbonates (García et al. 2004). Geochronology suggests that the Lupica and Oxaya Formations are coeval (19.0±0.6 to 25.6 ±0.9 Ma; Late Oligocene – Early Miocene; García et al. 2004; Charrier et al. 2007). The Lupica Fm. is intruded by monzodiorite and diorite plutons and monzonitic porphyry dikes, which have caused extensive hydrothermal alteration (Fig. 1b). The Ar-Ar age of the plutons and alteration by Capitana is Middle Miocene (17.1 ± 0.7 Ma; García et al. 2004). Overlying the Lupica and Oxaya Fms. are felsic to intermediate volcanic units of Miocene age and ignimbrites of Pliocene age. Quaternary volcanic rocks, glacial and clastic sediments are not shown in Fig. 1b. The mineralization at Capitana occupies a 15m-wide NS shear zone. Within it there are lenticular veins of 5 to 15 cm in width. Predominant strike of the veins is N10°W and N10°E, with 60 to 80°W dips (García et al. 2004). The quartz-rich veins form topographic highs and have colorful gossans. Methods Polished sections were prepared from the 5 x 5 x 2 cm IIG specimen (Fig. 1c) and studied under the optical microscope, the Oxford microprobe operated by Dr. Dieter Klemm at LMU Munich, and a JEOL at Dalhousie University by Dan MacDonald with student Nathan Pidduk. Three pieces were ground and homogenized; part of the geochemical analyses is shown in Table 1. Research-grade analytical methods were used (ACTLABS Ancaster, Ontario, Report A14-09488). Lead isotopes were analyzed using silica gel and solid-source mas spectrometry at the laboratory of Dr. Bruce Doe, USGS, Federal Center, Denver, Colorado. Precision and accuracy were better than 0.15% (2 sigma). Analytical details are given in Zentilli et al. (1988). Mineralogy The following minerals were optically identified, most confirmed with the probe or XRD: quartz, pyrite (some crystals zoned), tetrahedrite-tennantite ($Cu_{12}SbS_{13}$-$Cu_{12}As_4S_{13}$), stibnite (Sb_2S_3), bournonite ($CuPbSbS_3$), jamesonite ($Pb_4FeSb_6S_{14}$), heyrovskyite ($Pb_{10}AgBi_5S_{18}$), joelbruggerite ($Pb_3Zn_3SbAs_2O_{13}(OH)$), sphalerite, galena, chalcopyrite, stannite (Cu_2FeSnS_4), enargite-luzonite (Cu_3AsS_4), boulangerite ($Pb_2Sb_4S_{11}$), zinkenite ($Pb_9Sb_{22}S_{42}$). Pyrite crystallized early in the paragenesis, and has inclusions of tetrahedrite-tennantite, pyrrhotite, stannite, bornite, native Bi and bismuthinite (B_2S_3). Clay minerals, sericite and barite are present. Supergene phases are covellite, goethite, anglesite and minor cerussite. This polymetallic, epithermal mineralogy is more akin to that of Ag-Sn-Bi deposits of Bolivia and

NW Argentina than most Chilean epithermal deposits. Geochemistry The chemical composition of the opaque phases determined in ~90 probe point analyses is shown in Figs. 1d-1g. Ag is contained in tennantite-tetrahedrite and bismuthinite, jamesonite, bournonite and boulangerite. Sn is in tennantite, stannite and particularly in sphalerite, which is relatively rich in Indium (In); the highest In content in sphalerite is 1420 ppm and the In/Zn is comparable to that of polymetallic deposits in Bolivia (Ishihara et al. 2011). There is a significant positive correlation (R2 = 0.47) between Sn and Zn. Pyrite contains Cu, Zn and Mo. Partial results of the 3 bulk chemical analyses are given below and shown as red dots in Figs. 1d to 1g. Values for samples Ca1, Ca2, Ca3 after each element: Au ppb: 212, < 2,< 2; all ppm Ag: 471, 16400, 4510; As: 4350, 44100, 44000; Bi: 2800, 74400, 65900; Cd: 46, 463,77; Cu: 4910, 89100, 88400; Fe: 41400, 98900, 92900; Hg: 4.84, >10, >10; Pb: 67300, 132000, 105000; S: 55300, 187000, 157000; Sb: 3900, 50800. 51500; Sn: 417, 470, 506; Te: 2.2, 1.7, 1.6; Th: 0.9, 0.6, 0.3; U: 40, 115, 16; Zn: 3600, 9600, 3000. This chemistry and mineralogy indicates that Capitana is a Sn-bearing polymetallic epithermal system rich in Bi, Pb, Cu, Zn, Sb and As, uncharacteristic for Chilean Andean deposits. Surprising is the relatively high U (16 to 115 ppm), and the low Th/U ratio (< < 1, normal ~4), possibly due to supergene processes. Lead Isotopes Lead from the Capitana sample (galena with sulfosalts; >10% Pb) was analyzed at the USGS Denver lab. Capitana: $^{206}Pb/^{204}Pb$: 18.206; $^{207}Pb/^{204}Pb$: 15.596; $^{208}Pb/^{204}Pb$: 38.543. The results are depicted in Figs. 1 h,i. For comparison, we show the corresponding values for galena from Santa Rosa mine by Puig (1988): 18.489; 15.615; 38.433.Santa Rosa is a Pb-Zn-Ag deposit with Au (18°33.2´S; 69°27.3´W), 7 km north of Capitana (Fig. 1b). The data for Capitana are unlike other deposits or rocks in Chile. In the $^{206/204}Pb$ vs. $^{207/204}Pb$ (uranogenic) diagram (Fig. 1h). Capitana plots away from Eocene-Oligocene and Neogene Chilean PCD (box in Figs 1 h,i), distinct from most igneous rocks from the Chilean Andes at latitude 27oS (McNutt et al. 1979). In both uranogenic and $^{206/204}Pb$ vs. $^{208/204}Pb$ (thorogenic) diagrams the Capitana deposit plots within the field of the Neogene Barroso volcanics of southernmost Peru, but distinct from the Arequipa volcanics (Fig. 1a). Tilton and Barreiro (1980) considered these suites to have contrasting crustal contamination. The data from Santa Rosa (Puig 1988) plot closer to the PCD box, yet all the Tignamar data coincide with BMC, and the Cerro Uyarani gneisses (ca. 2000 Ma protolith and 1150 Ma metamorphism) crystalline rocks in westernmost Bolivia (Wörner et al. 2000; Loewy et al. 2004; Tosdal 1996) Discussion The metallogenic zonation of Central Andean ore deposits (Fe-Cu-Au-Ag-Sn) eastward from the coast (Fig. 1a), has been long debated, as well as the source of the Sn, whether from magmatic differentiation, distillation from subducted lithosphere or mobilized from the mantle, the crust, or pre-existing Sn concentrations within it. Lehmann et al. (e.g. 1982, 1990) emphasized the probable role of reduced magmas in the concentration of Sn, whereby this element in a reduced state would be concentrated in hydrothermal fluids instead of being retained in crystallizing phases; carbon-rich pelitic sediments may lead to reduced magmas during partial melting and migration (e.g. Zentilli et al. 1995). Cambrian to Silurian marine sediments do occur under the Bolivian tin belt; it is unknown whether the BMC contains carbon-rich units or is enriched in Sn, Bi and other elements usually concentrated in black shales. The presence Sn rich deposits within a Cu belt close to an inlier of the Proterozoic-Paleozoic BMC with a Pb isotopic signature (Fig. 1 h,i) like western Bolivian crystalline basement, suggests that the thickened crust was involved in their genesis. Capitana formed at ca. 17 Ma, hence during the time of development of the Belen-Tignamar Fault, and the intrusion probably interacted with the BMC. The Tignamar district and the question of crustal interaction in metallogeny deserve renewed study. References Charrier R, Hérail G, Pinto L, García M, Riquelme R, Farías M, Muñoz N (2013) Int. J. of Earth Sciences, 102(1), 235-264 García M, Gardeweg M, Clavero J, Herail G (2004) Hoja Arica, Región de Tarapacá. IIG, Carta #84 – 1:250.000, Map, Text, 153p Ishihara S et a. (2011) Resource Geology, 61: 174-191. Lehmann B (1982) Econ. Geology, 77: 50-59 Lehmann B et al. (1990) Econ. Geology, 85: 1044-1058 Loewy S, Connelly J, Dalziel I (2004) GSA Bull., 116: 171-187 Lucassen F, Becchio R, Wilke et al. (2000) J. S. American Earth Sciences, 13: 697-715 McNutt RH, Clark AH, Zentilli M (1979) Econ. Geology, *74*: 827-837 Mlynarczyk MS, Williams-Jones AE (2005) EPSL, 240: 656-667 Puig A (1988) Econ. Geology, 83: 843-858 Ruiz (1965, 1988) Geol. Yac. Met. de Chile. Ed. Universitaria, 334 p Salas R, Kast R, Montecinos F, Salas I (1966) Geol. y Recursos Minerales del Depto. de Arica, Prov. Tarapacá: IIG, Boletín 21, 114 p Sayes J (1977) Inf. Inedito IIG, Archivo #1618, 59p Tilton G, Barreiro B (1980) Science, 210; 1245-1247 Tosdal RM (1996) Tectonics 15; 827-842 Wörner G et al. (2000) J. of S. American Earth Sciences, 13; 717-737 Zentilli M, Doe BR, Hedge CE, Alvarez O, Tidy E, Daroca JA (1988) Isotopos de plomo en yacimientos tipo porfido cuprifero, comparados con otros...Chile y Argentina. Actas, 5th Chilean Geol. Congress, Santiago, Chile, Vol I, B331-B369 Zentilli M, Pasava J, Graves MC (1995) Possible roles of organic carbon in the control and genesis of tin deposits *(In)* J Pasava et al. (Eds.) Proc. 3rd Biennial SGA, Prague, Czech Republic, 825-828

RENE-SG: Sesión General Recursos Naturales y Energéticos

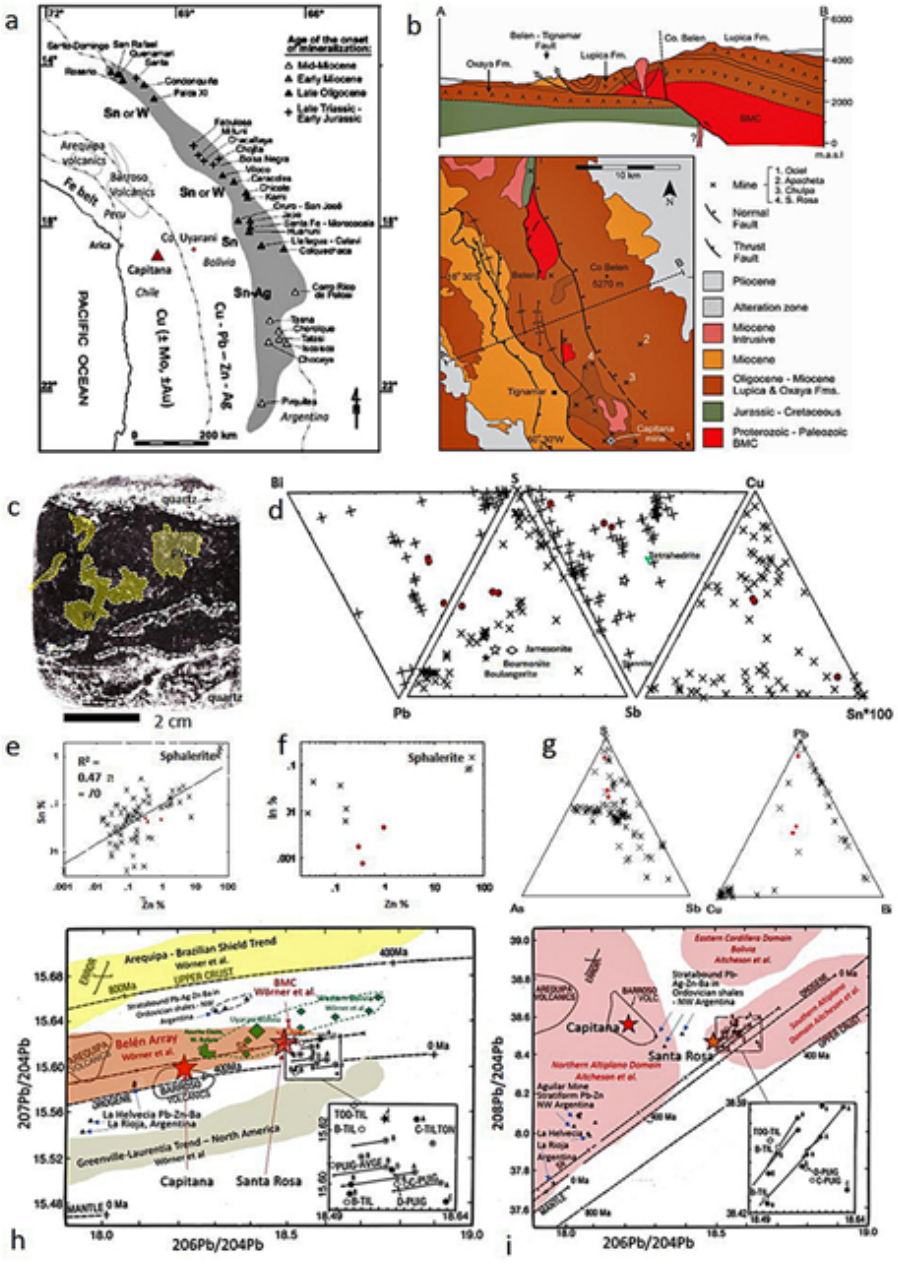


Fig. 1. a) Location of tin-bearing Capitana mine in Chile with respect to the Bolivian Tin Belt (mod. from Mlynarczyk & Williams-Jones 2005); b) Simplified geological map and schematic cross-section (from Garcia et al. 2004); c) Original slab, basis for this study; d) Microprobe point analyses and bulk (red dots) in terms of Pb-Bi-S-Sb-Cu-Sn; e) Correlation of Sn with Zn; f) Indium vs. Zn; g) As-S-Sb andCu-Pb-Bi; h) Uranogenic and i) Thorogenic Pb isotopes of Capitana and Santa Rosa (red stars). Data from Zentilli et al. (1988), Puig (1988), Aitcheson et al. (1995 Geology23:555–558), and Wörner et al. (2000). Orogene, Upper Crust and Mantle curves after Zartman & Doe (1981; Tectonophysics 75: 135); SK after Stacey and Kramers (1975; EPSL 26:207). Tignamar data coincide with Belen Schists (BMC) and crystalline basement in westernmost Bolivia. PCD labels: A: Chuquicamata, B: El Salvador; C: Disputada; D: El Teniente; TOQ: Toquepala, Peru (Tilton 1979 Carnegie Yearbook 1978; p298).

RENE-1: Geotermia en los Andes: un desafío para una sociedad sustentable

Estudio de la mineralogía de alteración hidrotermal en el Volcán Ascotán, norte de Chile

Francisca Sofia Aguilera[1], Santiago Maza[1], Diego Morata[1], Osvaldo Gonzalez-Maurel[3,2], Benigno Godoy[1].
(1) Departamento de Geología y Centro de Excelencia en Geotermia de los Andes (CEGA, FONDAP-CONICYT 15090013), Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(2) Department of Geological Sciences, University of Cape Town, Rondebosch 7701, Capetown, South Africa
(3) Departamento de Ciencias Geológicas, Universidad Católica del Norte, Avenida Angamos 0610, Antofagasta, Chile

La Zona Volcánica Central de los Andes en el norte de Chile corresponde a un área de volcanismo dominantemente ácido, donde se desarrollan numerosos sistemas hidrotermales y geotermales asociados a intrusiones y volcanismo reciente. El Volcán Ascotán, ubicado en la Cordillera Principal a los 21°41' y de edad 2,7 Ma, presenta una morfología de caldera de aprox. 1,5 km de diámetro, con deslizamiento de uno de sus flancos hacia el oeste. Esto manifiesta en superficie una zona afectada por un amplio sistema hidrotermal extinto, con una zonación vertical y horizontal que es posible describir a través del estudio de su mineralogía de alteración. Se tomaron 54 muestras de roca de diferentes zonas de alteración del volcán, que han sido analizadas con microscopía óptica, difracción de rayos X (DRX) en roca total y en preparados orientados de fracción menor a 2 µm, y microscopía electrónica de barrido (SEM). Las muestras corresponden a rocas con alteración pervasiva intensa (textura obliterada), dacitas con alteración selectiva moderada a intensa (argilización de feldespatos y masa fundamental, oxidación de biotitas), y brechas hidrotermales con matriz arcillosa. Los resultados obtenidos mediante DRX muestran un predominio de minerales del grupo de las arcillas, como caolinita, illita-smectita, pirofilita, e illita, junto a otros minerales de alteración como alunita, cristobalita, jarosita y yeso. La presencia de caolinita–pirofilita–alunita–illita en diferentes muestras, permite definir una alteración argílica avanzada, mientras que la identificación de jarosita y yeso muestran una sobreimposición de alteración supérgena. Por otra parte, la ocurrencia de pirofilita e illita, como minerales clave de alteración argílica avanzada, indican una temperatura del sistema por sobre los 200 °C, y la alunita indica fluidos de composiciones ácido sulfato. Esto permite proponer el desarrollo de una caldera hidrotermal de alta temperatura formada durante el período de actividad magmática del Volcán Ascotán, que hoy se aprecia como un sistema fósil. Con estos resultados, sumado a análisis isotópicos de O-D y S en minerales de alteración, se espera determinar las condiciones fisicoquímicas de los fluidos que dieron origen al sistema hidrotermal del volcán, como composición, pH, origen (magmático, meteórico, aporte del salar, etc.), temperatura y patrones de ascenso, y así proponer un modelo genético que explique los procesos y factores claves involucrados en su desarrollo.

RENE-1: Geotermia en los Andes: un desafío para una sociedad sustentable

Geoquímica de elementos traza en minerales del grupo de la sílice: una aproximación al conocimiento de la evolución del Sistema Geotermal Cerro Pabellón

Bernardita Alvear[1], Diego Morata[1], Marcela Pizarro[1], Mathieu Leisen[1], Fernando Barra[1].
(1) Departmento de Geología y Centro de Excelencia en Geotermia de los Andes (CEGA), Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile

El estudio de texturas junto con la geoquímica de elementos trazas en los distintos polimorfos de la sílice ha demostrado ser un buen complemento en el entendimiento de la evolución de los sistemas en distintos ambientes geológicos. El propósito de este estudio es promover una nueva vía en la investigación de sistema geotermal. La zona de estudio corresponde al campo geotermal Cerro Pabellón, donde se ubica la primera planta geotérmica en operación de Chile. Este sistema está localizado a 4500 msnm, 100 km al NE de Calama. Las muestras (66 en total) fueron obtenidas tanto en la superficie como desde el sondaje de diamantina PAExp-1 de 550m de longitud. En la primera etapa de este estudio, las muestras fueron descritas macro y microscópicamente. En la segunda etapa fueron analizadas por medio de microscopía electrónica de barrido (SEM), acoplada con un detector de catodoluminiscencia (CL). Las texturas obtenidas por medio de SEM-CL fueron analizadas por Laser Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry (LA-ICP-MS), para obtener la concentración de distintos elementos trazas en las fases siliceas. Se distinguen 4 tipos de vetas (A, B, C y D), caracterizadas por las texturas SEM-CL y asociación mineral. Las vetas tipo A, localizadas bajo los 480 del sondaje, se distinguen por bandas coloformes. Las vetas B y C muestran texturas coloforme, *jigsaw* y zonal, halladas a lo largo del sondaje. Sin embargo, estas dos se distinguen en que la última está siendo rellenada principalmente por calcita. Finalmente, las vetas tipo D, presentes en la parte superior del sondaje y en las muestras superficiales, no exponen alguna textura mediante SEM-CL. Los resultados de las concentraciones de elementos trazas muestran que el Li, Al, Na, K, As, Sb, están sobre el límite de detección en la mayoría de las muestras. Se han determinado altas concentraciones de Li y Sb, alcanzando valores de hasta 360 y 703 ppm respectivamente. Comparando entre si las distintas vetas, se puede observar que las de tipo A son pobres en Al, Na, K y Li, pero están enriquecidas en As y Sb. Las vetas B y C son similares, y tienen variable concentración en Al, Na, K y Li, pero generalmente tiene concentraciones altas. Las vetas tipo D están empobrecidas en los elementos trazas. Los resultados preliminares muestras que la geoquímica de los elementos trazas está fuertemente relacionada a los distintos eventos, en respuesta a las diferentes condiciones termodinámicas e interacción fluido-roca.

RENE-1: Geotermia en los Andes: un desafío para una sociedad sustentable

Génesis de travertinos asociados a sistemas geotermales andinos, Cajón del Maipo (33°S-34°S)

Aldo Nicolás Anselmo[1], Diego Morata[1], Antonio Delgado-Huertas[2], Martin Reich[1], Linda Daniele[1].
(1) Departamento de Geología y Centro de Excelencia en Geotermia de los Andes (CEGA, FONDAP-CONICYT), Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile
(2) Laboratorio de Biogeoquímica de Isótopos Estables, Instituo Andaluz de Ciencias de la Tierra (IACT)(CSIC-UGR), Universidad de Granada, Granada, España

Los depósitos de travertinos se han transformado en un tema de interés debido a su importancia como un potencial registro de información paleoambiental. En el Cajón del Maipo, específicamente en las zonas de Baños Morales (1850 m s.n.m) y Baños Colina (2500 m s.n.m.), se ha registrado la presencia de travertinos asociados a fuentes termales. Gracias a la buena preservación de travertinos fósiles así como a la presencia de depósitos activos asociados a termas con temperaturas entre los 13-52°C, esta área de estudio constituye una zona idónea para analizar cómo se relaciona su formación con la presencia de sistemas geotermales andinos. Se realizaron campañas de terreno para mapear y muestrear en detalle los distintos depósitos de travertino, las fuentes termales y las aguas superficiales para caracterizar las morfologías, mineralogía y química de los depósitos, así como la hidrogeoquímica de la zona de estudio. Para esto se utilizaron las siguientes técnicas analíticas: (1) Difracción de rayos X en polvo policristalino (XRD), (2) microscopía electrónica de barrido con detector de electrones secundarios (SEM-SE) y (3) análisis de isótopos estables (C y O) en travertinos. Se describieron 3 depósitos principales para cada una de las localidades incluyendo morfologías de terraza, laderas, cascadas, relleno de grietas y *fissure ridges*. Según los datos de XRD la mineralogía consiste en calcita y aragonito variando en su proporción según el depósito, siendo la calcita el polimorfo más abundante en la mayoría de las muestras. Las observaciones en el SEM-SE coinciden con la mineralogía obtenida por XRD y evidencia la presencia de calcita en *shrubs* y aragonito en abanicos. Los análisis de isótopos estables entregan valores entre -3,06 y 15,48 para el $\delta^{13}C‰$ (PDB) y de -19,47 a -6,73 para el $\delta^{18}O‰$ (PDB) en travertino, además existe una correlación entre los valores de ambos isótopos (R: 0,75-0,95 y P>0,05). Estos resultados permiten inferir que tanto los travertinos activos como fósiles corresponden a travertinos termometeógenos, es decir, que el CO_2 de los fluidos parentales es tanto meteórico como de procesos profundos. En consecuencia, la formación de estos depósitos se debe al transporte de fluidos hacia y desde zonas más profundas y que al aflorar en superficie exsuelven el CO_2 contenido dando lugar a la formación de los carbonatos. Este trabajo ha sido financiado por el proyecto FONDAP #15090013 "Centro de Excelencia en Geotermia de los Andes". Aldo Anselmo agradece el financiamiento de sus estudios entregado por CONICYT por medio de una beca de magíster nacional.

RENE-1: Geotermia en los Andes: un desafío para una sociedad sustentable

Uso de bombas de calor geotérmicas y agua subterránea para mitigar la contaminación atmosférica en la ciudad de Temuco

Diego José Aravena[2,1], David Cabello [3,1], Diego Morata[3,1], Linda Daniele[3,1], Mauricio Muñoz[3,1].
(1) Geología, Ciencias Físicas y Matemáticas , Centro de Excelencia en Geotermia de los Andes, CEGA, Santiago, Chile
(2) Geología, Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile
(3) Geología, Ciencias Físicas y Matemáticas , Universidad de Chile, Santiago, Chile

La ciudad de Temuco, en la Región de la Araucanía, presenta serios problemas de contaminación atmosférica, superando ampliamente las normas nacional y de la OMS en cuanto a concentraciones de material particulado. La tecnología de Bomba de Calor Geotérmica (BCG), es una tecnología altamente eficiente para la climatización de ambientes, por lo que podría ser utilizada para reducir el consumo de leña y mitigar los altos niveles de contaminación. Cuando se tiene acceso a pozos con caudales de extracción moderados a altos (>0.7 l/s) se considera que la opción más eficiente es la de utilizar el agua subterránea como fuente de calor. Esta configuración se conoce como bomba de calor geotermal con colector abierto (GWHP) y requiere enfriar 3 a 5 ºC el agua subterránea, la que posteriormente puede ser reinyectada o utilizada para diversos fines. Para evaluar la eficiencia de los sistemas GWHP se utilizan valores de profundidad del nivel estático y dinámico registrados en la Dirección General de Aguas, el Servicio Nacional de Geología y Minería y medidos directamente en terreno. En aquellos pozos donde se cuenta con pruebas de recuperación se calcula el coeficiente de permeabilidad y transmisividad hidráulica del medio. La potencia mínima del acuífero principal supera en promedio los 65 m con una temperatura que promedia 14 ºC, permitiendo estimar un coeficiente de rendimiento teórico (COP) de 5,6. En más de la mitad de las captaciones analizadas el acuífero permite extraer caudales sobre 1.5 l/s, aunque se reportan valores puntuales que superan los 110 l/s. Todas estas condiciones son altamente favorables para la implementación de sistemas GWHP. Adicionalmente, el plan regulador indica que el sector oeste de la ciudad cuenta con condominios habitacionales, donde los sistemas de calefacción con bomba de calor geotérmica acopladas a un colector vertical abierto, podrían complementarse de buena manera con sistemas de calefacción distrital. En la zona centro poniente de la ciudad se identifican áreas con un acuífero somero (27 a 34 m de profundidad) y transmisividades que van desde 190 a 400 [m^2/día]. Se postula esta zona como una de las más favorables para implementar calefacción distrital mediante GWHP. Más aun, los resultados indican que con un caudal disponible de 1,5 l/s se pueden climatizar 7 a 10 viviendas de tipologías comúnmente observadas en condominios de la ciudad.

RENE-1: Geotermia en los Andes: un desafío para una sociedad sustentable

Metodologías para evaluar la implementación de bombas de calor geotérmicas en áreas urbanas: caso de estudio en la ciudad de Osorno

Diego José Aravena[1,2], Victor Diaz[2,1], Diego Morata[1,2], Linda Daniele[1,2], Mauricio Muñoz[1,2].
(1) Geología, Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile
(2) Geología, Ciencias Físicas y Matemáticas, Centro de Excelencia en Geotermia de Los Andes, CEGA, Santiago, Chile

La ciudad de Osorno presenta serios problemas de contaminación atmosférica. La tecnología de Bomba de Calor Geotérmica (BCG), es una tecnología altamente eficiente, por lo que podría ser utilizada para reducir el consumo de combustibles fósiles, ayudando a mitigar los altos niveles de contaminación en la ciudad. Las 3 configuraciones de BCG más usadas en el mundo utilizan distintos mecanismos para extraer calor del suelo y/o agua subterránea, estos mecanismos son: i) Sistemas con un pozo abierto para el uso de agua subterránea como fuente de calor (GWHE), ii) sistema con intercambiadores horizontales de circuito cerrado (GSHE) y iii) sistema con intercambiadores verticales en un circuito cerrado (BHE). En el presente trabajo se presentan y comparan las metodologías utilizadas para evaluar el potencial de utilización de BCG. A partir de esta evaluación se construye una herramienta de decisión que permite proyectar la utilización óptima de esta tecnología en el área urbana de Osorno. Cuando se tiene acceso a pozos con caudales de extracción moderados a altos (>0.7 l/s) se considera que la opción más eficiente es la de utilizar GWHE. Para evaluar esta configuración se utilizan pruebas de recuperación y se calculan la permeabilidad y transmisividad hidráulica del acuífero. Para demandas térmicas moderadas (< 30 kWt), el sistema más económico es el de GSHE. El área necesaria para el colector depende de la carga térmica de la vivienda y las horas de uso del sistema. Se estima la demanda energética de acuerdo al tipo de casa y normativa vigente. Luego, el tamaño del colector geotérmico horizontal cerrado se calcula de acuerdo a la energía consumida en un año. El área disponible para enterrar el colector horizontal se acota de acuerdo al plan regulador de la comuna. Los sistemas tipo BHE suelen ser una buena opción si el basamento se encuentra cercano a la superficie, cuando se desea reducir al mínimo el espacio de instalación de colectores o cuando no se desea perturbar el entorno. Para evaluar esta opción se estima el potencial de extracción de calor del suelo seco y saturado. Luego, es posible calcular la profundidad de perforación necesaria para suplir la demanda térmica requerida. La herramienta de decisión se plasma en un mapa donde se zonifica la ciudad en función de la configuración óptima de BCG que es capaz de suplir la demanda térmica de cada zona. En Osorno, este tipo de tecnología es altamente favorable; técnica y económicamente factible.

RENE-1: Geotermia en los Andes: un desafío para una sociedad sustentable

Grandes reservorios de fluidos hidrotermales bajo la Precordillera y Cordillera Principal del norte de Chile (20°-24°S): implicancias para la exploración geotermal regional

Jaime Andres Araya[1,2], Gonzalo Yanez [1,3,2].
(1) Centro de Excelencia en Geotermia de los Andes (CEGA), Chile
(2) Estructuras y Geotecnia, Ingeniería, Pontificia Universidad Católica de Chile
(3) Centro de Investigación para la Gestión Integrada de Desastres Naturales (CIGIDEN), Chile

Estudios geofísicos magnetotelúricos (p.ej. Brasse et al., 2002) y sismológicos (p.ej. Bloch et al., 2014) regionales han interpretado la circulación y acumulación de grandes volúmenes de fluidos en la corteza superior bajo la Precordillera y Cordillera Principal de Iquique y Antofagasta. La distribución de estos posibles reservorios de fluidos hidrotermales no se restringe a zonas con volcanismo activo, sugiriendo la presencia de distritos aún inexplorados con potencial geotermal, en particular en la Precordillera. En esta contribución se presentan los sectores dónde se encuentran estos reservorios regionales; se interpretan zonas potencialmente más favorables a partir del análisis geoespacial integrado de información geológica, geofísica y geoquímica regional; y finalmente se plantea una estrategia de investigación y exploración para evaluar el potencial geotermal de estos sectores. La base de información utilizada considera el Mapa Geológico 1:1.000.000 (Sernageomin), levantamientos aeromagnéticos escalas 1:100.000 a 1:250.000 (Sernageomin), gravedad (compilación de dominio público, asimilable a una escala 1:250.000), y estudios localizados de tomografía sísmica y razones Vp/Vs. Referencias Bloch, W., Kummerow, J., Salazar, P., Wigger, P., and Shapiro, S. (2014). High-resolution image of the North Chilean subduction zone: seismicity, reflectivity and fluids. Geophysical Journal International, 197, 1744–1749. Brasse, H., Lezaeta, P., Rath, V., Schwalenberg, K., Soyer, W., and Haak, V. (2002). The Bolivian altiplano conductivity anomaly. Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012), 107(B5):EPM–4.

RENE-1: Geotermia en los Andes: un desafío para una sociedad sustentable

Mineralogía y geoquímica de travertinos andinos: caso de estudio Baños Azules, Cajón del Maipo, Chile

Carla Barbosa[1], Aldo Anselmo[1], Diego Morata[1].
(1) Departamento de Geología y Centro de Excelencia en Geotermia de los Andes (CEGA, Fondap-Conicyt), Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile

El estudio de travertinos ha tomado gran relevancia en el último tiempo debido a su potencial uso como registro de información paleoclimatológica. Si bien la definición de travertino es aun controversial, en este trabajo se consideran dentro de ella a los depósitos de carbonato de calcio continentales formados por la precipitación de calcita y/o aragonito causada por la transferencia de CO2 desde una fuente de agua a la atmósfera. Baños Azules se ubica 70 km al oriente de Santiago por el valle del Río Colorado en la Cordillera de los Andes (33°25' S, 69°59' O) y corresponden a fuentes termales que afloran a temperaturas entre 8 y 20°C. En este sector se registraron enormes depósitos activos e inactivos de travertinos de interés por su buena preservación y por la diversidad de morfologías que albergan, rasgos que lo convierten en un lugar excepcional en los Andes para estudiar su origen y posible relación con la actividad tectónica y volcánica que caracteriza a esta zona.

Los depósitos estudiados presentan morfologías de terraza, depósitos de ladera, cortezas fluviales, travertino en capas y espeleotemas que mediante observaciones de microscopía óptica y SEM-SE evidencian la presencia de agregados dendríticos de calcita, peloides micríticos, y alternancia de capas micríticas con cristales prismáticos de calcita. Análisis mediante DRX muestran una mineralogía dominada por calcita, con menor presencia de cuarzo y yeso mientras que los valores de $\delta^{13}C$-$\delta^{18}O$ en travertinos sugieren que el CO2 proviene de procesos profundos. Los fluidos parentales de los depósitos activos son aguas sulfatadas cálcicas y sus valores isotópicos δD-$\delta^{18}O$ señalan un origen meteórico.

La caracterización en detalle de estos depósitos conduce a plantear un modelo en el cual fluidos metéoricos son transportados a zonas profundas por fallas, enriqueciéndose en Ca y CO2 para luego emerger también a través de sistemas de fallas profundas provocando la exsolución y consecuente precipitación de carbonato de calcio.

RENE-1: Geotermia en los Andes: un desafío para una sociedad sustentable

Formación y progresión de arcillas en sistemas hidrotermales: análisis de sondajes de los sistemas geotermales Irruputuncu y Olca

Christian Johann Betancourt[1,2], Diego Morata[1,2], Santiago Maza[1,2].
(1) Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(2) Centro de Excelencia en Geotermia de los Andes (CEGA), Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile

El presente trabajo busca estudiar y comprender los factores involucrados en la progresión de los minerales del grupo de las arcillas en sistemas hidrotermales. Para ello se considerarán los sistemas geotermales ubicados en dos volcanes andinos activos: Irruputuncu y Olca. Estos están ubicados en el Altiplano Chileno de la Zona Volcánica Norte de la Cordillera de Los Andes. Ambos presentan fumarolas en sus cráteres y manantiales calientes/tibios en sus bases. Exploraciones geotermales previas llevadas a cabo en la zona perforaron 5 pozos exploratorios; dos en Irruputuncu (de ~800 m y ~1430 m de profundidad) y tres en Olca (de <700 m de profundidad), de los cuales se tomaron numerosas muestras para el presente estudio. El Irruputuncu es un estratovolcán dacítico con una secuencia dominada por tobas, brechas y flujos de lava menores, y con temperaturas medidas de 150°C y 195°C en el fondo de los pozos respectivos. Por otro lado, Olca es un volcán andesítico en el cual perforaciones someras en su base confirman la ocurrencia de acuíferos de hasta 70°C. El análisis de los minerales del grupo de las arcillas se realizó mediante la técnica de Difracción de Rayos X (DRX), buscando entender su progresión en función de factores como la temperatura y la profundidad. De igual manera, se buscará estudiar el control que ejerce la roca caja sobre la mineralogía de alteración, analizando tanto las litologías contrastantes como las estructuras volcánicas primarias. Los resultados preliminares muestran la presencia de diferentes asociaciones de minerales de la arcilla con la profundidad, observándose la presencia de esmectita, interestratificados esmectita/clorita, caolinita e illita en diferentes niveles de los sondajes.

RENE-1: Geotermia en los Andes: un desafío para una sociedad sustentable

Arcillas hidrotermales y su relación con las zonas de permeabilidad en sistemas geotermales: El caso de Licancura y Cerro Pabellón, Norte de Chile

Estefania Camus[1,2], Santiago Maza[1,2], Eugenio Veloso[2,3], Diego Morata[1,2].
(1) Departamento de Geología , Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(2) Centro de Excelencia en Geotermia de Los Andes, Chile
(3) Departamento de Ingeniería Estructural y Geotécnica, Pontificia Universidad Católica de Chile, Santiago, Chile

En el contexto de generar mayor conocimiento acerca de los sistemas geotermales de la zona volcánica de los Andes Centrales en Chile, se realizó el estudio de los minerales de alteración hidrotermal en superficie, en particular de arcillas y su relación con la permeabilidad dada por la presencia de distintos tipos de fallas y sus intersecciones. Como casos de estudio se muestran dos sistemas geotermales activos en el Norte de Chile. Licancura, en donde se han observado fallas inversas, transcurrentes e intersecciones entre ellas, que además presenta alteración hidrotermal de extensión kilométrica en superficie y Cerro Pabellón, un sistema ciego donde las fallas son de carácter normal, dando origen a un grabben, y las manifestaciones de alteración son escasas y reducidas en extensión. Los análisis de XRD (X-Ray Diffraction) fueron útiles en la identificación de las fases minerales, mientras que los obtenidos con el FE-SEM (Field Emission Scanning Electron Microscope) permitieron observar diferentes morfologías en los cristales de arcillas y otros minerales asociados al desarrollo de la alteración como alunita, jarosita y heulandita. En Licancura, en las zonas relacionadas espacialmente a los diferentes tipos de fallas, se observó caolinita acompañada de esmectita y/o interestratificados de illita-esmectita, jarosita y alunita. Fueron principalmente los cristales de caolinita los que mostraron variaciones, tanto en morfología como tamaño, observándose cristales individuales y agregados, ambos ehuedrales a subhedrales, con morfologías platiformes a hexagonales y con tamaños nanométricos a micrométricos. En cambio en zonas alejadas de fallas se observó el predominio de esmectita e illita-esmectita, el desarrollo de heulandita y la preservación de minerales primarios. En el caso de Cerro Pabellón los principales minerales observados fueron esmectita e interestratificados de illita-esmectita, caolinita, jarosita y alunita. En esta zona, considerada de baja permeabilidad, se observó un mayor desarrollo de los agregados esmectita e illita esmectita, mientras que la caolinita mostró sólo formas hexagonales ehuedrales variando de tamaños nanométricos a micrométricos formando agregados tipo booklets de mayor tamaño que en la zona de Licancura, alcanzando tamaños de 2 µm. Las diferencias de tamaños y desarrollo de morfologías estarían ligados a tiempos de formación y disponibilidad de fluidos, determinados por las diferentes configuraciones estructurales.

RENE-1: Geotermia en los Andes: un desafío para una sociedad sustentable

Surveying geothermal systems at the epicenter of the August 2017 Ischia island M4.0 earthquake

Linda Daniele[2], Renato Somma[1], Ignacio Quiroga[2], Claudia Cannatelli[2], Martin Reich[2].
(1) Sez. Napoli, Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Napoles, Italia
(2) Geologia y Centro de Excelencia en Geotermia de Los Andes, Ciencias Físicas y Matemáticas , Universidad de Chile

The characterization of fractured geothermal reservoirs continues to challenge geoscientists due to their complexity and unpredictable nature (Maffucci et al., 2015). The area spanning from Campi Flegrei and Ischia calderas to Somma-Vesuvius volcano is very large and characterized by high temperatures at shallow depths and intense heat flow, generating a thriving bathing and spa treatment industry. Available data in the literature have been used to assess the geothermal potential of the hottest areas (i.e. Ischia Island and Campi Flegrei), which show the most favorable physical conditions for reliable and cost-effective geothermal exploitation (Carlino et al., 2012). At Ischia, high temperature gradients of 150–220°C/km measured in the wells of the south-western sector of the island, and the intense surface thermal activity (springs, fumaroles) reveal the presence of a vigorous hot hydrothermal system at shallow depth. Fractured lava layers could represent the main hydrothermal aquifer. Based on the hypothesis that location, rate, and flow direction are a function of proximity to the fault zone and its architecture (e.g. geometry, fracture density, orientation, connectivity of subsidiary structures, etc.), we decided to survey the thermal waters in Casamicciola Terme, the epicenter of the M4.0 earthquake (depth 1,6km) that occurred in 2017. With the aim of assessing possible variations in the geothermal system, 13 thermal waters and 2 cold-water samples were collected during December 2017. Our data indicate that the thermal waters have a wide range of electrical conductivity values (2,3-16.6 mS/cm) and that pH varies between 6.9 and 9.1. Temperatures of thermal waters range between 29ºC and 70ºC, while those for cold samples are 20ºC. Comparing our data with the historical record of temperatures, we can assess that sampled temperatures are higher (up to 20ºC) near the epicenter area, while they are lower (around 10ºC) far from the epicenter. Concentrations of nitrates (7-76 ppm) in most of the water samples suggest there is a mixing with more surficial waters, which in turn can indicate that a geothermal open system is present. Comparison with past nitrate concentrations is not possible, due to the small amount of available data. *Acknowledgemen:The authors are grateful to projects ITAL170012 and Fondecyt 1170569 for fundings received.*

RENE-1: Geotermia en los Andes: un desafío para una sociedad sustentable

Aguas termales y control estructural: caso de la zona Liquiñe (Sur de Chile)

Linda Daniele[1], Gloria Arancibia[2], Diego Morata[1], Matias Taucare[1], Tomas Roquer[2], Eduardo Molina[2], Josefa Sepulveda[2].
(1) Departamento de Geologia y Centro de Excelencia en Geotermia de Los Andes, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(2) Departamento de Ingeniería Estructural y Geotécnica - Centro de Excelencia en Geotermia de Los Andes, Pontificia Universidad Católica de Chile, Santiago, Chile

La circulación de agua en los sistemas de fracturas es complejo y cambiante en el espacio y en el tiempo. El número de variables implicadas es función de las propiedades hidráulicas y fisicoquímicas de los fluidos y de la geometría y arquitectura de las zonas de fallas. La zona alrededor de Liquiñe (39°S) es conocida por la presencia de numerosas surgencias y afloramientos difusos de aguas termales relacionadas con el Sistema de Falla Liquiñe-Ofqui (SFLO) y las Fallas Transversales a los Andes (FTA). De hecho, investigaciones recientes indican la importancia del control estructural en la Zona Volcánica de los Andes del Sur (SVZ). En este estudio se muestrearon 9 puntos de agua termal, 1 muestra de agua superficial y 1 muestra representativa de la precipitación de la zona. Los datos fisicoquímicos revelan que existen diferencias en el quimismo que parece estar relacionado a los sistemas de fallas mencionados. Las aguas termales asociadas a la SFLO muestran un tipo químico SO_4-Na, mientras las asociadas a las FTA son de tipo HCO_3-Na. Las temperaturas de ambos grupos son diferentes siendo las aguas de la SFLO donde se registran las menores temperaturas (39ºC-65ºC). El pH de ambos grupos es superior a 8.5 y la salinidad es controlada por la temperatura. Todas las muestras presentan un exceso de HCO_3 que no aparece relacionado a procesos de interacción agua-roca, sino que sugiere la presencia de un input de CO_2. El As, Li y B presentan concentraciones diferentes en los dos grupos y corroboran la diferente intensidad de los procesos fisicoquímicos de las aguas, de acuerdo con el sistema de falla predominante. Agradecimientos: Este trabajo es una contribución a los proyectos FONDECYT 1180167 y FONDAP/CONICYT 15090013 (CEGA).

RENE-1: Geotermia en los Andes: un desafío para una sociedad sustentable

Geotermometría multicomponente mediante *software* GeoT de manifestaciones termales en el área Pucón – Liquiñe, IX Región de La Araucanía y XIV Región de Los Ríos, Chile.

Alberto Espinoza[1,3], Diego Morata[1,2].
(1) Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(2) Centro de Excelencia en Geotermia de los Andes (CEGA), Universidad de Chile, Santiago, Chile
(3) Transmark Chile SpA, Chile

La geotermometría química, o clásica, constituye una herramienta fundamental para la exploración y el desarrollo de recursos geotérmicos y, si bien corresponde a una técnica fácil de emplear y que permite tener una aproximación inicial a la temperatura de equilibrio, son poco fiables debido a los supuestos que consideran y a la omisión de la concentración de los elementos no involucrados en estas reacciones. Esto último aplica de gran manera a las manifestaciones termales ubicadas en las concesiones geotérmicas "El Valle" y "Llonquén", hacia el NE del volcán Villarrica y en la localidad de Liquiñe respectivamente, donde la geotermometría clásica entrega temperaturas que pueden presentar variaciones superiores a 100°C para una misma área. A modo de constreñir las temperaturas de equilibrio, se consideró un geotermómetro de sílice corregido por pH y dilución y a la geotermometría multicomponente, mediante el uso del *software* GeoT. Este último realiza una reconstrucción del fluido en profundidad considerando la fase gaseosa, tanto su fracción como su composición, la mineralogía de alteración y otros procesos secundarios como evaporación, dilución o mezcla de fluidos. Los resultados obtenidos muestran una buena concordancia entre la geotermometría multicomponente y la de sílice con correcciones de pH y dilución, mientras que los geotermómetros de Na/K y K/Mg tienden a sobreestimar y subestimar las temperaturas de equilibrio. Considerando a los primeros métodos como aquellos representativos de las condiciones en profundidad, las mayores temperaturas se encuentran en torno al volcán Villarrica, con rangos entre 130° - 150°C, mientras que, tanto al norte como al sur de este, las temperaturas disminuyen a 90° - 110°C. Las áreas termales con mayor temperatura estimada presentan las mayores razones de B/Cl del área de estudio y se encuentran vinculadas a las Fallas Transversales Andinas (ATF). Estos resultados verifican la asociación de las ATF con recursos geotérmicos de mayor entalpía que aquellos dominados por el SFLO y muestran que este *software* puede ser utilizado de manera exitosa para estimar las condiciones subsuperficie de las manifestaciones termales en las concesiones estudiadas, en donde la robustez de los resultados obtenidos es función directa de la cantidad de información disponible. Actualmente se trabaja por extender esta metodología a otras regiones con recursos geotérmicos cuya geotermometría clásica entrega resultados divergentes.

RENE-1: Geotermia en los Andes: un desafío para una sociedad sustentable

Divulgación de la geotermia: El desafío de postear una energía fea en facebook

Luz María Fariña[1], SofÃa Otero [1].
(1) Geología, FCFM, CEGA- Universidad de Chile

En Chile Facebook ocupa el primer lugar de uso de redes sociales con un 84.78 % de todas las visitas (Statista,2017) por lo cual la estrategia comunicacional para esta plataforma y su evaluación es un eje clave en el trabajo de divulgación que realiza el área de comunicaciones del Centro de Excelencia en Geotermia de Los Andes – CEGA-. Durante 2017 se ha trabajado en la generación de contenidos especiales para la red y se han puesto en práctica los diferentes tips para aumentar la audiencia, consiguiendo aumentar entre enero y mayo de 1.400 a 3.140 seguidores. A diferencia de un fanpage institucional, este no solo se usa para mostrar el trabajo que se realiza al interior del Centro, sino que se potencia la visibilización de la geotermia en Chile y el mundo. Uno de los principales desafíos, es que la geotermia es una energía renovable desconocida y con muchos mitos asociados a su funcionamiento. Este trabajo muestra los resultados de una evaluación para saber cuáles son las publicaciones con mejor rendimiento (medido en alcance, likes y share); la evaluación del contenido del mensaje (noticia, adaptación de contenidos de moda, información de geotermia, etc); tipo y formato (foto, texto, concurso, video, video live, etc) y; del horario de posteo para los mensajes vinculados a la geotermia y temas relacionados (geología, volcanes, energía renovable y coyuntura nacional) Con el análisis de todos estos aspectos se ha podido determinar los mejores elementos para lograr comunicar sobre geotermia a través del facebook.

RENE-1: Geotermia en los Andes: un desafío para una sociedad sustentable

Modelación geofísica del sistema geotermal El Tatio - La Torta, utilizando magnetotelúrica

Ariel Elias Figueroa[1,2], Daniel Diaz Alvarado[1,2].
(1) Geofísica, Ciencias físicas y matemáticas, Universidad de Chile
(2) Centro de Excelencia en Geotermia de los Andes (CEGA)

El sistema geotermal El Tatio - La Torta se ubica en la región de Antofagasta, Chile. Se encuentra a una elevación de 4200 a 4300 m s.n.m. y es uno de los campos de geyseres más grandes del hemisferio sur con más de 110 manifestaciones termales conocidas. Se encuentra en el Complejo Volcánico del Altiplano Puna (APVC) el cual, a través evidencias geofísicas de sísmica y magnetotelúrica (MT), se propone que alberga un cuerpo magmático de escala regional. La zona de estudio está emplazada sobre una serie de rocas volcánicas que provienen de erupciones locales (datadas desde el Mioceno) y, durante periodos de inactividad local, actúan procesos erosivos y depositación de materiales de fuentes externas como Ignimbritas. Estudios geológicos indican que el evento volcánico local más reciente se ha dado en el domo La Torta.

Desde 1921 se han realizado diversos estudios en la zona, sin embargo la caracterización y funcionamiento del sistema El Tatio aún no es clara. El presente estudio se desarrolla con el apoyo del Centro de Excelencia en Geotermia de los Andes (CEGA) utilizando 19 estaciones de MT que fueron medidas durante el año 2017, abarcando el sistema El Tatio y el domo La Torta (que se encuentran separados 10 km aproximadamente). Los resultados del modelo muestran las siguientes estructuras: Conductores someros asociados a la precipitación de minerales como halita y yeso, que generan una disminución en la resistividad; conductores asociados con alteraciones hidrotermales, que se asocian con manifestaciones termales en superficie y que son correlacionadas con datos de pozos que se han perforado en la zona; un conductor de mayores dimensiones asociado con la caldera volcánica Laguna Colorada (perteneciente al APVC), que se encuentra 25 km al noreste de la zona y que depositó ignimbrita que lleva su nombre durante el Pleistoceno; un resistivo en profundidad, asociado al domo La Torta, que podría tratarse de la zona de up-flow del sistema geotermal y; otro cuerpo resistivo asociado al domo Copacoya que se encuentra adyacente al campo de geyseres, actuando como una barrera geológica que no permite que aguas subterráneas fluyan hacia el oeste, por lo que deben hacerlo hacia arriba, ocurriendo manifestaciones geotermales en superficie. Los resultados finales y la interpretación de este modelo con mayor detalle serán presentadas en este congreso.

RENE-1: Geotermia en los Andes: un desafío para una sociedad sustentable

Geochemical evolution of Nevados de Chillán Geothermal System: evidences from hydrothermal alteration in well Nieblas 1

Romina Gallardo[1], Diego Morata[1,2], Santiago Maza[2], Claudia Cannatelli[1,2].
(1) Department of Geology, FCFM, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(2) Andean Geothermal Center of Excellence (CEGA), FCFM, Universidad de Chile, Santiago, Chile

The interplay between a heat source, permeable reservoir rocks and thermal fluids grants geothermal systems with a highly dynamic environment in which diverse factors shape their physico-chemical evolution. It is known that processes such as boiling and mixing of fluids as well as intense water-rock interactions, among others, are common in these settings. However, given the singularities of each geothermal system, it is not evident to elucidate their geochemical progress without a proper and detailed analysis of its hydrothermal alteration.

In order to define the geochemical evolution of Nevados de Chillán Geothermal System (NCGS), a hydrothermal system associated to an active volcanic complex in the Southern Andes, we studied the hydrothermal alteration assemblages in the 1000 m-length well Nieblas 1, by combining petrographic analysis, X-ray diffraction (XRD) and scanning electron microscopy (SEM) in thirty-eight samples.

Our data show a vertical zoning of the alteration mineralogy beginning with a shallow argillic zone up to 280 m depth, mainly channeled through fractures within the interval 170 and 220 m, where we report the presence of quartz, iron oxides, chlorite, corrensite, chlorite-esmectite and illite-esmectite. Overlapping the argillic alteration, between 100 and 300 m depth, we observed a sub-propylitic zone documented by the existence of calcite, quartz, traces of epidote, chlorite, chlorite-esmectite, illite-esmectite and zeolites. Finally, up to 1000 m, we notice a propylitic alteration characterized by the presence of epidote, calcite, albite, chlorite and illite. By means of cross-cutting relationships of the alteration mineralogy, together with the vertical zonation we established the existence of at least two hydrothermal events along the NCGS's evolution, during which the mixing with shallow fluids and boiling of deep fluids took place. This last process is evidenced by the presence of textures such us jigsaw quartz and bladed calcite. In order to further constrain the chemical nature and progress of the hydrothermal fluids associated to such events, fluid inclusions analysis will be carried out to determine parameters such as homogenization temperatures and salinity, among others. All these mineralogical characteristics will allow us to define a hydrothermal alteration model for this active geothermal system.

RENE-1: Geotermia en los Andes: un desafío para una sociedad sustentable

Factibilidad del uso de campos abandonados de gas y petróleo como recurso geotermal: Cuenca Magallanes en el Sur de Chile

Sofia Carolina Lagarrigue[1,3], Sara Elgueta[1,3], Gloria Arancibia[1,3], Jesus Sanchez[4], Diego Morata[2,3], Lisandro Rojas[4].
(1) Departamento de Ingeniería Estructural y Geotecnia, Pontificia Universidad Católica de Chile, Santiago, Chile
(2) Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(3) Centro de Excelencia en Geotermia de Los Andes (CEGA, FONDAP-CONICYT), Universidad de Chile, Santiago, Chile
(4) Enap Sipetrol S.A., Empresa Nacional Del Petroleo, Santiago, Chile

Las tecnologías de energía geotérmica de baja entalpía se están desarrollando en todo el mundo como parte de las políticas para reemplazar el uso de fuentes de energía convencionales por fuentes renovables. La reutilización de pozos de petróleo y gas abandonados en cuencas sedimentarias, cuyos depósitos están saturados con agua a temperaturas superiores a 120°C, son de interés creciente debido al bajo costo inicial de implementación. En Chile, el interés en aplicar esta tecnología está en la Cuenca Magallanes en el extremo sur del país, donde se ha explotado yacimientos de hidrocarburos durante más de seis décadas, con más de 3.500 sondajes. Los hidrocarburos se han extraído desde la Formación Springhill (Jurásico Superior– Cretácico Inferior), que incluye litofacies de arenisca con porosidades de 12% a 19% y permeabilidades de 10 mD y 1100 mD. Ésta se encuentra a profundidades de 1500 m a 3000 m. El gradiente geotérmico estimado es de 4.9°C/100m y las temperaturas de fondo de pozo oscilan entre 60° y 140°C, suficiente para calefacción urbana e incluso generación de electricidad mediante tecnologías ORC. El estudio se ha centralizado en el yacimiento de petróleo Cerro Sombrero por localizarse muy cerca del pueblo homónimo y por estar actualmente abandonado. Para estimar en detalle el comportamiento y la distribución de las litofacies de la Formación Springhill en el yacimiento, se han generado modelos 3D geológicos a partir de la descripción de éstas en los testigos y su determinación en los registros de pozos, junto con datos sísmicos del área. Para comprender la calidad de los reservorios, se llevaron a cabo análisis petrofísicos de muestras de testigos representativas. Los resultados confirman la existencia de, al menos, dos litofacies de areniscas ricas en cuarzo como reservorios geotérmicos potenciales. En Cerro Sombrero, la temperatura promedio anual es de 6.4°C, lo que requiere un calentamiento doméstico constante que, en la actualidad, proviene exclusivamente del gas natural. El estudio muestra la posibilidad de cambiar este modelo de calefacción basado en combustibles fósiles por un sistema de calefacción distrital basado en geotermia, utilizando para ello los pozos de petróleo actualmente abandonados que alcanzan hasta los 2000 m de profundidad. AGRADECIMIENTOS: proyecto FONDAP-CONICYT 15090013 y ENAP.

RENE-1: Geotermia en los Andes: un desafío para una sociedad sustentable

An update of the conceptual model of El Tatio-La Torta geothermal system in the Andes of northern Chile: El Tatio near-surface groundwater flow and large-scale meteoric recharge model

Juvenal Antonio Letelier[1,2], Diego Morata[3,2], Martin Reich[3,2], Mauricio Munoz[2], Diego Aravena[2], Pablo Sanchez-Alfaro[4,2], Germain Rivera[5], Carlos Ramirez[5], Ariel Vidal[6], John OSullivan[6].
(1) Ingeniería Civil, Recursos Hídricos y Medio Ambiente, Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile
(2) Centro de Excelencia en Geotermia de los Andes, Chile
(3) Geologia, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(4) Ciencias de la Tierra, Ciencias, Universidad Austral de Chile, Valdivia, Chile
(5) ENEL Green Power Chile, Chile
(6) Engineering Sciences, Engineering, University of Auckland, Auckland, New Zealand

In this work, we present an update of the conceptual model of El Tatio-La Torta geothermal system, the most studied geothermal field in the Central Andes of South America. This updated model presents a new, detailed near-surface groundwater model for El Tatio, an explanation for the upflow based on structural control and a recharge model for El Tatio-La Torta geothermal system. The main results reported by this update model are (a) the location of a complex and large reservoir system below El Tatio, composed by four main levels named *A*, *B1*, *B2* and *C*, which are connected by NW-SE sinestral faults and NE-SW/NNE-SSW inferred faults, (b) the importance of N-S and NNE-SSW reverse faults and its intersection with NW-SE faults to explain the vertical upflow below La Torta proposed by the current conceptual model, (c) the importance of the lithological contact between different ignimbrites for the lateral upflow in El Tatio, and (d) the possible location for deep rainfall infiltration in the Tocorpuri basin/caldera, located 15 km to 20 km to the east from El Tatio geysers. The level *C* is a chloride-bicarbonate aquifer, while reservoirs levels *B1* and *B2* transport hydrothermal fluids from the reservoir level *A* towards zones capped by a low permeability, smectite claycap inferred by MT-TEM measurements. Within this claycap, there are faults and permeable layers where groundwater can flow. General groundwater circulation below La Torta must be channeled by NW-SE faults, while fluid storage must be along N-S and NNE-SSW reverse faults. The intersection of these faults below La Torta generates the geothermal reservoir. The recharge model proposed by this work considers time and spatial scales, related with the groundwater time residence and hydrologic basins for water infiltration, respectively. We recognize three main areas for recharge: El Tatio sub-basin, La Torta sub-basin and Tocorpuri basin/caldera. This proposal gives a possible explanation for the meteoric origin of El Tatio fluids and the fluid geochemistry observed in El Tatio outflow.

RENE-1: Geotermia en los Andes: un desafío para una sociedad sustentable

Dynamics of a steam-heated alteration in the Apacheta volcano associated with the Cerro Pabellón blind geothermal system, Northern Chile

Santiago Nicolás Maza[1], Marco Taussi[2], Estefania Camus[1], Gilda Collo[3], Diego Morata[1], Alberto Renzulli[2], Michele Matioli[2].
(1) Centro de Excelencia en Geotermia de Los Andes, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas , Universidad de Chile
(2) Dipartimento di Scienze Pure e Applicate, Università degli Studi di Urbino Carlo Bo, Via Cà le Suore, 2/4, 61029 Urbino, Italy.
(3) Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Tecnológicas (CONICET), Centro de investigaciones en Ciencias de la Tierra, (CICTERRA). Córdoba, Argentina.

The Cerro Pabellón geothermal field, located at the Andean Central Volcanic Zone, is a high-enthalpy biphasic (liquid-vapor) blind system with a reservoir temperature of ~250°C. Towards the northwesterly end of the Pabelloncito graben, in the Apacheta volcano, a hydrothermal manifestation with two fumaroles located at 5,150 m and an inactive zone with pervasive alteration at 5,000 m are still present. In the fumaroles zone, two subzones were identified. A subzone of vents and diffuse degassing with moderate pervasive alteration, fluids with pH 3.5 at temperatures of 119°C and soil temperatures up to 80°C, dominated by smectites and accompanied by kaolinite ± cristobalite ± fine-grained alunite, coupled with native sulfur + alunogen + pickeringite ± cristobalite ± jarosite ± fine-grained alunite in surface crusts. A subzone of diffuse degassing and strong pervasive soil alteration, with soil temperatures of 40°C, dominated by kaolinite with subordinate smectite + cristobalite + fine-grained alunite ± quartz and hyalophane. Kaolinite crystallinity index values ranges between 0.50-0.75, indicating high intra-crystalline defects. The inactive zone shows an intense pervasive alteration, with a yellowish-white colour and three mineralogical domains: a) cristobalite + kaolinite; b) cristobalite + kaolinite + coarse-grained alunite ± halloysite ± gypsum; c) smectite + kaolinite + I/S ± cristobalite. Kaolinite crystallinity index is characterized by values of 1.34, indicating low intra-crystalline defects. The smectite subzone in the fumarolic area does not match the conditions proposed for the stability of this mineral. This inconsistency could be associated with the reaction between the fluid of the vents (pH 3.5) and the primary minerals consuming H+ through a hydrolysis process, generating the pH of the porous fluids to >5 and thus allowing the formation of Sm + Kln. In this context, kaolinitic soils can be interpreted as ancient zones with a longer time of fluid circulation and development of the leaching processes, while the active fumarole zones would represent the current conduct situation, with the presence of neutralization processes. The inactive zone (Kln + Alu + Crs) would be recording and exposing the surface lithocaps area of the system with steam-heated alteration and an advance of acid leaching processes, while the Sm and I-S mineral assemblage towards the peripheral zone, would represent the in-depth system evolution, to an argillic alteration.

RENE-1: Geotermia en los Andes: un desafío para una sociedad sustentable

Clay minerals associations in the clay cap from the Cerro Pabellón blind geothermal system, Andean Cordillera of Northern Chile

Santiago Nicolás Maza[2], Gilda Collo[1], Diego Morata[2], Camila Lizana[2], Estefania Camus[2], Marco Taussi[3], Alberto Renzulli[3], Bernardita Alvear[2], German Rivera[2].
(1) Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Tecnológicas (CONICET), Centro de investigaciones en Ciencias de la Tierra, (CICTERRA). Córdoba, Argentina.
(2) Centro de Excelencia en Geotermia de Los Andes, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas , Universidad de Chile, Santiago, Chile
(3) Dipartimento di Scienze Pure e Applicate, Università degli Studi di Urbino Carlo Bo, Via Cà le Suore, 2/4 ?, 61029 Urbino, Italy.

The Cerro Pabellón (previously called Apacheta geothermal project) could be considered a high-enthalpy blind geothermal field located in the Andean Central Volcanic Zone, Northern Chile, at 4.500 m a.s.l., about 100 km NE of the city of Calama and around 60 km NNW of El Tatio geothermal field. This geothermal field, constitutes the unique active productive geothermal power plant of South America, beginning its operation during the first semester of 2017. The appearance of smectite-illite and smectite-chlorite minerals series was studied along a thick clay cap (~300 m) drilled in the Cerro Pabellón geothermal field. X-ray diffraction (XRD) and scanning electronic microscopy (SEM) were used with the aim to characterize alteration mineralogy and clay minerals assemblages and their changes with depth. Cerro Pabellón could be defined as high enthalpy blind geothermal system, with a reservoir zone composed by biphasic fluids (liquid and vapor), from ~500 up to 2000 m depth, with temperatures of 200-250 °C. From data three main hydrothermal alteration zones were identified: i) argillic; ii) sub-propylitic and iii) propylitic, with variable amounts of smectite, I-S, C-S, chlorite-corrensite mixed-layers, illite and chlorite appearing in the groundmass and filling amigdules and veinlets. Chemical and XRD data of smectites, I-S and illites show, with some exceptions, a progressive illitization with depth. The evolution of I-S with depth, shows a sigmoidal variation in the percentage of illite layers, with the replacement of smectite for R1 I-S at ~180-185°C. These temperatures are higher than those reported for other similar geothermal fields, which could respond, at least in part, to the efficiency of the clay cap in restricting the circulation of fluids of hydrothermal origin in a low permeability environment. Our results highlight the importance of a better understanding of clay mineral evolution in active geothermal systems, not only as a direct (or indirect) way to control temperature evolution, but also as a control on permeability/porosity efficiency of the clay cap.

RENE-1: Geotermia en los Andes: un desafío para una sociedad sustentable

Modelamiento de la estructura somera del campo geotermal El Tatio, mediante el método geofísico Transiente Electromagnético

Daniela Montecinos[1,2], Daniel Diaz[1,2], Pritam Yogeshwar[3].
(1) Departamento de Geofísica, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(2) Centro de Excelencia en Geotermia de Los Andes (CEGA), Chile
(3) Institute of Geophysics and Meteorology, University of Cologne, Colonia, Alemania

El campo geotermal El Tatio, ubicado en el norte de Chile, es el campo geotermal más grande del hemisferio sur y el tercero más grande a nivel mundial. Se caracteriza por tener más de 100 manifestaciones geotermales activas, incluyendo: géiseres, piscinas burbujeantes, fumarolas, manantiales calientes, terrazas de sinter y volcanes de lodo, abarcando aproximadamente el 10% de los géiseres en el mundo. Siendo una gran atracción turística, su estructura y comportamiento interno ha sido muy poco estudiado. Actualmente hay varias preguntas claves sobre los procesos que controlan las distintas manifestaciones, como por ejemplo, cúales son las estructuras geológicas que controlan el upflow del sistema geotermal. El presente trabajo es uno de los primeros estudios de objetivo científico enfocado a la comprensión de las estructuras geológicas dominantes a escala local que controlarían la existencia de las distintas manifestaciones geotermales que se observan en superficie. Las diversas manifestaciones geotermales se encuentran distribuidas en 3 cuencas principales a lo largo del campo geotermal: Cuenca Superior, Cuenca Media y Cuenca Baja. La Cuenca Superior se caracteriza por un lineamiento de geiseres en una dirección NE donde se ha inferido una falla normal que limita el half-graben El Tatio, mientras que la Cuenca Media se caracteriza por un lineamiento perpendicular (dirección NW) de piscinas burbujeantes donde otra falla ha sido descrita en estudios geológicos. En este trabajo se han desarrollado modelos de resistividad en profundidad (hasta 100 m) mediante el método geofísico transiente electromagnético (TEM) a lo largo de varios perfiles con el objetivo de comprender las diferencias estructurales que permiten los lineamientos de manifestaciones a lo largo de la Cuenca Media y Superior. De esta forma, se busca detectar posibles fallas o contactos litológicos que podrían influir en la permeabilidad de la roca y controlar el up-flow del sistema, además de visibilizar la presencia de fluidos en profundidad. A partir de las primeras inversiones 1D de los datos obtenidos en campo, se han detectado zonas de muy baja resistividad (0.5 Ωm) que probablemente estén asociadas a zonas de fractura que permiten el flujo ascendente de fluidos hidrotermales. Modelos 2-D desarrollados con estos datos junto a una interpretación que considera la geología de la zona serán presentados como resultado de este trabajo.

RENE-1: Geotermia en los Andes: un desafío para una sociedad sustentable

Origin and age of fluids at the Cerro Pabellón geothermal system, Chile

Diego Morata[1], Martin Reich[1], Carolina Muñoz-Saez[1], Linda Daniele[1], Germain Rivera[1,2], Gianni Volpi[2,3], Marco Cecioni[2,3], Guido Cappetti[2,3].
(1) Centro de Excelencia en Geotermia de los Andes (CEGA) y Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile
(2) ENEL Green Power Chile and Andean countries, Chile
(3)

The Cerro Pabellón geothermal system in the Andean Central Volcanic Zone hosts the first geothermal power plant (48 MWe) in South America. It is located in Northern Chile at an altitude of 4500 m a.s.l., ~100 km NE of the city of Calama and 60 km NNW of El Tatio geothermal field. The geothermal area occurs on a NW-SE graben structure (the Pabelloncito graben), and is defined as a high-enthalpy blind geothermal system. The main NE fault that bounds the graben was sealed by the 80–130 ka old Cerro Pabellón dacitic dome, whose extrusion was favored by the structural weakness related to the normal faults of the graben. A thick and mostly impermeable clay cap seals the geothermal reservoir, hindering the occurrence of surficial thermal manifestations, with the exception of two superheated fumaroles (measured temperatures of 109 and 118°C) with high steam-discharge rates recognized at 5150 m of elevation (Cerro Apacheta volcano). Here we present the results of a study that aims to understand the origin and age of the geothermal fluids at Cerro Pabelloón. Brine and condensate samples obtained from production wells were analyzed for stable isotopes of hydrogen (dD), oxygen (d18O) and carbon ($d^{13}C$). Additionally, absolute ages of the fluid samples were constrained using tritium (^{3}H) and radiocarbon (^{14}C) methods. dD-$d^{18}O$ values plot along a mixing trend between the local meteoric water and the "andesitic water" end-member, suggesting a meteoric origin of fluids that underwent fluid-rock interaction processes, with probable magmatic input. Carbon stable isotope values, on the other hand, are also consistent with a magmatic input on fluids. ^{14}C analyses were carried out for dating the geothermal fluids. It is important to note that water-rock interaction can significantly dilute the ^{14}C concentration of geothermal fluids, yielding a high apparent ^{14}C age. Taking into account this limitation, a probable age of at least several thousands of years is estimated for the Cerro Pabellón fluids. This timing is consistent with the very low ^{3}H obtained values (0.05-0.02 T.U.), suggesting mean residence times of several thousand years. In consequence, ^{14}C and ^{3}H can provide acceptable limits (order of magnitude) of the fluid's mean residence time within the Cerro Pabellón geothermal reservoir. *This research has been supported by CEGA (Fondap Conicyt #15090013 project) in collaboration with Enel Green Power.*

RENE-1: Geotermia en los Andes: un desafío para una sociedad sustentable

^{14}C dating from El Tatio geothermal field, Atacama

Carolina Munoz-Saez[1], Silvina Slagter [1], Michael Manga[2], Martin Reich[1], Churchill Dakota [2], Hurwitz Shaul[3].
(1) Geologia, FCFM, Universidad de Chile
(2) EPS, University of California Berkeley, Berkeley, United States
(3) United States Geological Survey, United States

El Tatio in northern Chile is one of the largest and best-studied geothermal fields in South America, but the timing of its origin is still unknown. Since the geothermal units are deposited on top of glacial deposits, they were assumed to be Holocene (< 10 ka), constrained relative to the time of the last glacier retreat [1]. Sinters are silica-rich deposits, formed by dissolution of country rock by geothermal water, and re-precipitation of opal on the surface. Radiocarbon dating of organic relicts trapped and preserved in sinter deposits represents an opportunity to date the deposition, and thus the age of geothermal activity in this area. We obtained the first set of ^{14}C ages for El Tatio, which indicates continuous geothermal activity began in the late-Pliocene, possibly up to 21 ka. These oldest sinters are found in peripheral areas with a lack of recent geothermal activity, suggesting the migration of fluids and/or permeability over time. Mineralogical and textural changes in sinter occur gradually over time as a result of burial and diagenesis [2]. The phase progression from opal-A to opal-CT, and finally quartz occurs over an order of ~10,000 years [2]. However in El Tatio, we found opal-A to be the dominant mineral phase independent of the sinter age, even up to ~20 ka. Geothermal systems play an important role in transferring heat within volcanic arcs. The geochemistry of the discharged fluids indicates the geothermal reservoir has a temperature >200°C [1, 3]. We quantify the amount of thermal water discharged by El Tatio geothermal system to be on the order of 150 l/s (or 160 MW of heat discharge) [3]. Considering a late Pliocene age, a geologically significant amount of heat has been advected to the surface by this hydrothermal system. Glacier activity has been poorly documented in this area of the Andes; a few ages of glacier retreat were found to be ~14 ka, based on exposure dating [4]. Our ^{14}C ages provide new constrains on the longevity of geothermal activity in the region, the amount of heat advected by the geothermal system, silica evolution, and the dynamics of fluid migration, as well as local glacial and climate history. References: [1] Lahsen, A., and P. Trujillo, 1976. [2] Herdianita, et al., 2000. [3] Munoz-Saez et al., In revision 2018. [4] Blard, et al. 2014

RENE-1: Geotermia en los Andes: un desafío para una sociedad sustentable

Estudio e implementación de prototipos para uso directo de geotermia en la Región de Aysén

Mauricio Ernesto Muñoz[2,1], Diego Aravena[2,1], Nicolás Hurtado[2,1], Karin García[2], Nicolás Peréz[2,1], Pablo Valdenegro[2,1], Luz Fariña[2,1], SofÃa Otero[2,1], SofÃa Vargas[2,1], Linda Daniele[2,1], Diego Morata[2,1].
(1) Geología, Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(2) Geología, Ciencias Físicas y Matemáticas, Centro de Excelencia en Geotermia de Los Andes, Santiago, Chile

Desde el año 2016, investigadores del Centro de Excelencia en Geotermia de Los Andes de la Universidad de Chile (CEGA), a través de distintas iniciativas públicas, han llevado a cabo estudios para la evaluación de potencial geotérmico y construcción de prototipos para uso directo de geotermia de baja temperatura en la Región de Aysén. La operación de los prototipos ha sido concebida mediante el uso de Bombas de Calor Geotérmicas (BCG). Los proyectos (finalizados y en ejecución) corresponden a: i) calefacción de un invernadero para la producción de hortalizas, ii) secador de leña para comercialización, y iii) climatización de un colegio municipal. Estos prototipos han sido diseñados para mostrar las distintas aplicaciones que puede tener el uso directo de la geotermia, además de testear distintas configuraciones para la extracción de calor desde el subsuelo, mediante captación freática (open loop) o sistemas cerrados (closed loop). De esta manera, y con estudios de mediciones geofísicas (ERT, TEM, gravimetría y MT) y parámetros termales (conductividad, difusividad, densidad, temperatura, RHP), ha sido posible señalar el tipo de sistema idóneo para ser implementado dentro de las distintas zonas estudiadas en la región. El objetivo principal de los estudios y proyectos desarrollados se enmarca en el Plan de Descontaminación Ambiental para la ciudad de Coyhaique y sus alrededores (PDA-Coyhaique 2014), donde se busca impulsar la utilización de nuevas fuentes no contaminantes para la calefacción de viviendas y espacios. Los resultados preliminares obtenidos permiten delimitar zonas de favorabilidad para cada tipo de captación, en concordancia con las propiedades hidrogeológicas y térmicas de las formaciones geológicas presentes en la región. Estos también sirven como punto de comparación contra el resto de alternativas para calefaccionar espacios, evidenciando las reales ventajas que tienen estos sistemas y cómo podrían impactar positivamente en el mejoramiento medioambiental.

RENE-1: Geotermia en los Andes: un desafío para una sociedad sustentable

Posible isla de calor bajo la ciudad de Talca: Evidencia en las mediciones de temperatura del agua subterránea

Mauricio Ernesto Muñoz[1], Jaime Schorr[2], Diego Morata[1], Linda Daniele[1], Diego Aravena[1].
(1) Geología, Ciencias Físicas y Matemáticas , Centro de Excelencia en Geotermia de Los Andes, Santiago, Chile
(2) Geología, Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile

Las bombas de calor geotérmicas son una de las tecnologías de energías renovables que han crecido más rápidamente en los últimos años, principalmente debido a su alto rendimiento y versatilidad. El rendimiento de esta tecnología mejora con el aumento de la temperatura del subsuelo el que, en algunos casos, está relacionado al calor proveniente de las áreas urbanas. En la recopilación de información hidrogeológica para la estimación del potencial de uso de bombas de calor geotérmicas en la ciudad de Talca, se identificó que en el centro de la ciudad la temperatura del agua subterránea es mayor respecto de la zona rural. De hecho, la temperatura en el centro de la ciudad de Talca llega hasta 19ºC, mientras que en la zona rural oriente es de 16ºC. Los datos de gradiente de temperatura en los pozos, así como la forma de la anomalía de mayor temperatura en el centro de la ciudad, sugieren que el aumento de la temperatura se debe al efecto de la ciudad (isla de calor). Por otro lado, la disminución de la temperatura al norte de la ciudad de Talca y su directa relación espacial con el río Claro, sugieren un efecto del río en la disminución de la temperatura del agua subterránea. El aumento de la temperatura del agua subterránea en el centro de la ciudad de Talca genera un aumento en la eficiencia de las bombas de calor geotérmicas y un aumento en la cantidad de energía que se puede extraer del agua subterránea. Esta favorable situación fomenta el uso de geotermia con propósitos de calefacción lo que podría reemplazar parcialmente el uso de leña para calefacción, reduciendo de este modo la contaminación atmosférica que la combustión de leña genera en la ciudad.

RENE-1: Geotermia en los Andes: un desafío para una sociedad sustentable

Bomba de calor geotérmica con circuito horizontal cerrado en Santiago

Mauricio Ernesto Muñoz[1,2], Camila Oñate[1], Diego Morata[1], Linda Daniele[1], Diego Aravena[1].
(1) Geología, Ciencias Físicas y Matemáticas , Centro de Excelencia en Geotermia de Los Andes, Santiago, Chile
(2) Geología, Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile

Las bombas de calor geotérmicas son una de las tecnologías de energías renovables que han crecido más rápidamente en los últimos años, debido a su alto rendimiento. En el caso de soluciones para viviendas independientes, el sistema más apropiado consiste en una bomba de calor geotérmica acoplada a un colector horizontal cerrado. Este colector se entierra en una área descubierta, para que el suelo renueve su temperatura con el ambiente. El área necesaria para instalar el colector horizontal cerrado, depende de la carga térmica de la vivienda y las horas de uso del sistema. Por un lado, se estima la demanda energética de acuerdo al tipo de casa y normativa vigente. Por otro lado, el tamaño del colector geotérmico horizontal cerrado, se calcula de acuerdo a la energía consumida en un año. El área disponible para enterrar el colector horizontal se acota de acuerdo al plan regulador de las comunas. Los resultados del trabajo de estimación de potencial geotérmico para implementar bomba de calor geotérmica en la Región Metropolitana, indican que los sectores más favorables para esta tecnología son las áreas periféricas de Santiago, así como el sector nororiente. En menor medida, el sector suroriente de la región también tiene barrios donde una bomba de calor geotérmica con colector horizontal cerrado es técnicamente viable. La determinación de áreas favorables para colectores horizontales cerrados en la Región Metropolitana, tiene como principal objetivo dar visibilidad a los barrios donde esta solución es técnicamente posible e indicar los barrios donde el análisis debe ser más específico.

RENE-1: Geotermia en los Andes: un desafío para una sociedad sustentable

Interpretación hidrogeológica de tomografías de resistividad eléctrica (ERT) en la ciudad de Coyhaique

Nicolás Andrés Pérez-Estay[1], Diego Aravena[1], Pablo Valdenegro[1], María Paz Quercia[2], Diego Morata[1].
(1) CEGA, Centro de Excelencia en Geotermia de los Andes
(2) Universidad Austral de Chile

Palabras clave: Tomografía de resistividad eléctrica, ERT, Acuífero, Hidrogeología, Ley de Archie, Geotermia. Este trabajo presenta los resultados e interpretación preliminar de dos tomografías de resistividad eléctrica (*ERT* por sus siglas en inglés) en la ciudad de Coyhaique, Región de Aysén. Se describe la estructura geo-eléctrica del subsuelo somero (hasta 30 metros de profundidad) y se interpreta la geometría de los acuíferos bajo el área de estudio mediante la aplicación de la ley de Archie (Archie, 1942; Shah & Singh, 2005; Friedman, 2005). Este estudio se enmarca en el contexto de valorización del recurso hídrico en Coyhaique, para el desarrollo de geotermia de baja entalpía como una posible solución a los problemas de contaminación atmosférica en la zona urbana. Para la definir espacialmente el(los) acuífero(s), se utilizaron datos de conductividad eléctrica del agua medidos en 3 pozos alrededor de Coyhaique. Las conductividades medidas varían entre 142 y 246 µS/cm, con un promedio de 212 µS/cm. Esto implica resistividades del agua subterránea entre 40 y 68 Ohm-m. Aplicando la ley de Archie con parámetros obtenidos de Shah & Singh (2005) para suelos, las resistividades del medio saturado en agua podrían variar entre 30 y 720 Ohm-m, dependiendo del contenido de arcillas y porosidad. Para medios sin contenido de arcilla varían entre 500 y 150 Ohm-m. La modelación de los datos de tomografía presenta un mínimo de 4 unidades sedimentarias con diferentes resistividades eléctricas en un rango aproximado de 200, 100, 40 y superiores a 1000 Ohm-m. Las diferentes resistividades bajo el acuífero permiten discutir respecto a cambios litológicos en los sedimentos, ya sea en los parámetros de tortuosidad "a", grado de cementación "m", o porosidad "" (Shah & Singh, 2005) que influyen directamente en la ecuación de Archie. Así como también puede haber cambios en el contenido de arcilla, que dada la capacidad de intercambio catiónico de las arcillas, influye directamente en la resistividad eléctrica (Friedman, 2005; Shah & Singh, 2005). Definir los posibles rangos del acuífero permite establecer condiciones de borde para la interpretación de métodos eléctricos en el contexto hidrogeológico de Coyhaique y, posteriormente, discutir sus implicancias en el desarrollo de geotermia de baja entalpía en la ciudad.

RENE-1: Geotermia en los Andes: un desafío para una sociedad sustentable

Nuevas consideraciones en los patrones de circulación de los flujos subterráneos del Oasis de Pica (Norte de Chile)

Giselle Placencia-Marín[1,2], Linda Daniele[1,2], Diego Morata[1,2], Benoît Viguier[1,2].
(1) Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(2) Departamento de Geología, FCFM, Centro de Excelencia en Geotermia de Los Andes (CEGA, FONDAP-CONYCIT 15090013), Universidad de Chile, Santiago , Chile

El Oasis de Pica está ubicado en el Piedemonte Andino a 1400 msnm, en la cuenca de la Pampa del Tamarugal (Desierto de Atacama). En la zona, las aguas superficiales son muy variables en el tiempo, y el desarrollo socioeconómico de la comuna de Pica depende fuertemente de los recursos de aguas subterráneas. En el Oasis, los manantiales termales están asociados a unidades aluviales y volcano-sedimentarias del Cenozoico superior y se relacionan a sistemas de fallas verticales. Sin embargo, la comprensión del funcionamiento del sistema acuífero queda hoy poco clara.

En este trabajo se usan las características geoquímicas e isotópicas (δ18O, δD y δ13C) de las aguas subterráneas para caracterizar las circulaciones subterráneas y para establecer un modelo conceptual del sistema hidrogeológico del Oasis de Pica. Durante septiembre del 2016 y febrero del 2017, 57 muestras de agua subterráneas y de lluvia fueron recolectadas en las áreas de Pica y Altos de Pica. La conductividad eléctrica (CE) varía entre 153 y 3990 µS/cm y las aguas son de tipo SO4-Na, Cl-Na y HCO3-Na. Los altos valores de NO32- medidos, hasta 151 ppm, evidenciarían una contaminación de origen antropogénica (agrícola). Las características litológicas y estructurales, representadas en superficie por 3 flexuras NS entre Pica y Altos de Pica, configuran el sistema que sostiene la circulación de las aguas subterráneas de Pica.

La integración del análisis geoquímico y la distribución geográfica de los puntos han permitido diferenciar al menos 2 patrones de circulación que rigen las aguas del Oasis de Pica: (i) circulaciones profundas y confinadas en la capa aluvial depositada sobre el basamento Mesozoico (facies Cl-Na, CE ≈ 3120 µS/cm y T° ≈33,5 °C), parcialmente a completamente desconectadas de la superficie; (ii) circulaciones menos profundas y semi-confinadas en las ignimbritas fracturadas (facies HCO3-Na, CE ≈ 330 µS/cm y T° ≈ 30,1 °C) parcialmente conectadas con las aguas de riego. En el sitio de Pica, fue demostrado procesos de recirculación de aguas de origen agrícola modificando la geoquímica "natural" de las aguas subterráneas. La construcción y la validación del modelo conceptual hidrogeológico del Oasis de Pica permitirá de mejorar el entendimiento del funcionamiento de los recursos hídricos subterráneas y servirá de base para el desarrollo de un modelo numérico caracterizando la evolución de las aguas subterráneas frente a las presiones antrópicas y climáticas.

RENE-1: Geotermia en los Andes: un desafío para una sociedad sustentable

Laguna del Maule: ¿Complejo volcánico-hidrotermal? Nuevas evidencias superficiales de un sistema geotérmico riolítico

Andrés Rojas Innocenti[1], Diego Morata[2].
(1) Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(2) Departamento de Geología, Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Centro de Excelencia en Geotermia de Los Andes (CEGA), Santiago, Chile

El Complejo Volcánico Laguna del Maule (CVLdM) (36° 10´S, 70° 30'W) es uno de los que registra mayor volumen de extrusión de material silícico post-glacial (<25 ka) en el mundo. Este complejo está emplazado en un ambiente localmente extensivo, controlado principalmente por la Falla Troncoso, de carácter dextral y componente normal. Varios estudios geofísicos y petrológicos (geotermobarometría, perfiles magnetotelúricos, gravimetría, dataciones radiométricas) enfocados en entender este sistema magmático se han llevado a cabo en los últimos 11 años. En conjunto estos permiten deducir la presencia de una cámara magmática riolítica a 5 km de profundidad, con una última erupción estimada en <3 ka, la cual aporta calor y masa generando fluidos hidrotermales a 2 km bajo el CVLdM, los cuales son sobreyacidos por una capa-sello de esmectita. Estos fluidos explicarían la intensa deformación observada en la LdM, con ciclos de inflación - deflación cortical, como proceso que permita acomodar la deformación generada por inyecciones magmáticas profundas. El presente trabajo recolecta evidencias superficiales inéditas que soporta la existencia de un sistema hidrotermal activo de larga vida asociado al CVLdM, en base a reconocimiento de terreno, análisis de 36 muestras de alteración hidrotermal, 19 muestras de agua y 4 muestras de gases alrededor de la LdM. Como consecuencia, se propone la existencia de un Complejo Volcánico-Hidrotermal, con una zona de Upflow principal controlada por la Falla Troncoso que permite el ascenso alineado de fluidos, evidenciado por: (i) aguas termales volcánicas SO4-Ca; (ii) desgasificación de CO2 magmático; (iii) 6 zonas de alteración hidrotermal superficial intensas, afectando unidades de > 950 ka (alteración fósil) y unidades jóvenes < 11 ka, con paragénesis desde Jarosita-Kaolinita-Azufre nativo fundido, hasta Celadonita-Heulandita-Stilbita. Por otro lado, existen zonas de Outflow periféricas al CVLdM, evidenciadas por aguas termales maduras Cl-Na, con signos de input magmático (como sugiere el d13C), y precipitación activa de travertinos. En base a DRX, microscopía óptica, y geoquímica e isotopía de fluidos, se espera entender de mejor manera el origen y la dinámica de este sistema. Con esto se pretende mejorar la comprensión sobre la génesis y evolución de sistemas geotérmicos volcánicos silícicos, permitiendo evaluar nuevos criterios de exploración y modelamiento geológico de este tipo de recursos presentes a lo largo de Los Andes.

RENE-1: Geotermia en los Andes: un desafío para una sociedad sustentable

Características composicionales y micro-texturales de la pirita como trazadores de ebullición en sistemas geotermales activos y fósiles

Nelson Román[1], Martin Reich[1], Mathieu Liesen[1], Diego Morata[1], Fernando Barra[1], Artur P. Deditius[2].
(1) Departamento de Geología y Centro de Excelencia en Geotermia de los Andes (CEGA), Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Plaza Ercilla 803, Santiago, Chile
(2) School of Engineering and Information Technology, Murdoch University, Western Australia 6150, Australia

La composición química y textura de la pirita pueden entregar información clave para dilucidar la evolución de los sistemas hidrotermales. Sin embargo, la relación entre las características composicionales y micro-texturales de la pirita con procesos fisicoquímicos específicos, como puede ser la ebullición, es un aspecto poco estudiado. En este estudio se examinan las características composicionales y micro-texturales de la pirita, y se relacionan con procesos formadores en el Sistema Geotermal Cerro Pabellón (SGCP), campo geotermal activo ubicado en el Altiplano del norte de Chile. Se integran datos de análisis composicionales obtenidos mediante EMPA y LA-ICP-MS con observaciones micro-texturales de pirita y minerales de ganga, en muestras obtenidas de un testigo de sondaje (~500 m) que atraviesa las zonas de alteración argílica, sub-propilítica y propilítica del SGCP. Además, se realizó un análisis de componentes principales para inspeccionar la estructura de la base de datos composicional de pirita. La pirita formada durante ebullición vigorosa se caracteriza por tener concentraciones mayores de As, Cu, Pb, Ag y Au, y menores de Co y Ni en comparación con pirita formada en condiciones diferentes. Estos granos de pirita son anhedrales a euhedrales, localmente con textura porosa con abundantes inclusiones minerales, sugiriendo una formación por cristalización rápida. Por otro lado, la pirita formada en condiciones de ebullición suave, o de no-ebullición, se caracteriza por tener concentraciones relativamente mayores de Co y Ni, y menores de As, Cu, Pb, Ag y Au. Texturalmente, estas piritas forman agregados de cristales euhedrales y prístinos, con escasos poros e inclusiones minerales, sugiriendo una formación bajo condiciones fisicoquímicas más estables. Nuestros resultados muestran que la pirita, además de poder registrar la evolución composicional de los fluidos hidrotermales, también puede proveer información crítica sobre procesos fisicoquímicos como ebullición y separación de fases. Dado que la ebullición de fluidos acuosos es un fenómeno común en sistemas geotermales activos y fósiles (depósitos epitermales de Au-Ag), estos resultados resaltan el potencial uso de la pirita como una herramienta complementaria para explorar la evolución geológica de sistemas geotermales activos, y también para vectorizar hacia mineralización de Au-Ag relacionada a ebullición en depósitos epitermales de baja a intermedia sulfuración.

RENE-1: Geotermia en los Andes: un desafío para una sociedad sustentable

Dating silica sinter formation in hot springs from El Tatio, Chile

Silvina Slagter[1], Martin Reich[1], Carolina Muñoz Saez[1], Diego Morata[1].
(1) Geología, FCFM, Centro de Excelencia en Geotermia de los Andes, Universidad de Chile

El Tatio is the third largest geyser field in the world after Yellowstone in the US and the Valley of Geysers in Kamchatka, Russia. This geyser field is located at an altitude of ~4.200 m.a.s.l. in the Altiplano of northern Chile, and includes boiling springs, fumaroles, geysers, and active and fossil silica sinter deposits that extend for ~30 km2. The extreme environmental conditions at El Tatio, such as increased evaporation rates, lower surface boiling temperature, and large daily temperature oscillations, have been shown to have an important impact on silica precipitation kinetics (Nicolau et al., 2014; Sanchez-Yañez et al., 2017). However, to date, there are no data available on the absolute timing of sinter formation at El Tatio, nor precise constraints on the silica precipitation rate in high-altitude geothermal systems. Here we take advantage of the fact thatsilica deposition in geothermal systems entombs microbes that thrive in the hot springs water, as well as plant material. The pristine preservation of this organic matter allows radiocarbon (C-14) dating in sinter deposits. In this study, we present twenty radiocarbon ages of silica sinter samples from El Tatio, obtained using Accelerator Mass Spectrometry (AMS). In order to reconstruct the evolution of silica deposition, our sampling strategy included the collection of rocks from meter-thick stratigraphic profiles of fossil sinters outcrops. Therefore, the ages obtained allowed us to estimate silica precipitation rates from the beginning of the geothermal activity to the present day. Our data indicate that geothermal activity may have begun at ~20-15 ky BP, much earlier than previous estimations, making El Tatio one of the oldest and long-lived active geothermal systems in the world. In addition, silica rates estimated for El Tatio are much higher than other geothermal fields such as Champagne Pool in New Zealand (Handley et al., 2005) or Geysir in Iceland (Tobler et al., 2008). These results support the notion that the particular environmental conditions that are typical of El Tatio and other high-altitude geothermal fields may have a strong effect on silica precipitation.

References

- Handley et al., 2005. *Geobiology.* 3, 93–114.
- Nicolau et al., 2014. *JVGR.* 282, 60–76.
- Sánchez-Yañez et al., 2017. *Appl. geochemistry.* 80, 112-133
- Tobler et al., 2008. *Geobiology.* 6, 481–502.

RENE-1: Geotermia en los Andes: un desafío para una sociedad sustentable

The sealing capacity of the clay-cap from the Cerro Pabellón blind geothermal system (Northern Chile) investigated through CO_2 flux measurements

Marco Taussi[1], Marcela Pizarro[2], Barbara Nisi[3], Diego Morata[2], Eugenio Veloso[4], Alberto Renzulli[1].
(1) Dipartimento di Scienze Pure ed Applicate, Università di Urbino, Urbino, Italy
(2) Geología, Ciencias Físicas y Matemáticas, Centro de Excelencia en Geotermia de los Andes (CEGA, Fondap-Conicyt), Universidad de Chile, Santiago, Chile
(3) Istituto di Geoscienze e Georisorse (IGG), Consiglio Nazionale delle Ricerche (CNR), Pisa, Italy
(4) Ingeniería Estructural y Geotécnica, Centro de Excelencia en Geotermia de los Andes (CEGA, Fondap-Conicyt), Pontificia Universidad Católica de Chile, Santiago, Chile

Cerro Pabellón, the first geothermal power plant in South America starting industrial operations (48 MWe) at the end of 2017, is placed over a high enthalpy (T>200°C) geothermal field, located in Pampa Apacheta, Northern Chile. From XRD and SEM-EDX mineralogical analyses on the cuttings of a production well and on the drill core of an exploratory well, Maza et al. (2018) defined that the system is characterized by a thick argillic clay-cap (~300 m), set above a deeper propylitic alteration zone related to the reservoir, probably associated to fluids with neutral pH. To check the sealing capacity of the clay-cap units and the fracture-network pathways of the fluids, a systematic diffuse soil CO_2 flux investigation (430 points) using the accumulation chamber method, coupled with soil temperatures measurements, was carried out. The field work, conducted during November-December 2017, was focused on three main zones (0.04, 0.001, 0.02 km^2, respectively) of the Pampa Apacheta and of the Apacheta-Aguilucho Volcanic Complex (westward to the geothermal site). Measured values of the CO_2 flux vary between 0.0 and 2.98 $g \cdot m^{-2} \cdot day^{-1}$ (mean = 0.67 $g \cdot m^{-2} \cdot day^{-1}$), with the associated soil temperatures ranging between 7.6°C and 33.2°C (mean = 18.3°C). However, no spatial correlation has been obtained between these data. The mean output of CO_2 values for the three areas (230 $g \cdot m^{-2} \cdot yr^{-1}$) is considerably lower than that expected as a result of biological soil respiration in a desertic environment (817 $g \cdot m^{-2} \cdot yr^{-1}$), so it is not possible to discriminate a contribution due to the reservoir degassing. Low CO_2 flux values can due to: *i)* the lack of an effective permeability interconnection between the surface and the deep geothermal reservoir; *ii)* the presence of an impermeable and thick clay-cap above the reservoir that prevents the resurgence of fluids and *iii)* an efficient interaction between the geothermal fluids and a shallow aquifer (*i.e.* CO_2 dissolution). Consequently, direct mineralogical studies of rock samples from wells and from the active fumaroles field (located on the top of the Apacheta volcano and where fluids with acid pH are present), represent the only evidence of hydrothermal alteration developed at the Cerro Pabellón blind geothermal system. Our results highlight the significance of the sealing capacity of the thick and impermeable clay-cap, suggesting an extension of geothermal exploration in other areas of the Andes without surficial geothermal manifestations.

RENE-1: Geotermia en los Andes: un desafío para una sociedad sustentable

Aplicación de la técnica HVNR para caracterizar el campo geotérmico de Los Humeros, Puebla, México

Rogelio Torres[1], Javier Lermo[2].
(1) Geofisica, Ciencias fisicas y matematica, Universidad de Chile
(2) Sismología, Instituto de Ingeniería, Ciudad de México, México

El campo geotérmico de Los Humeros, se encuentra ubicado en el extremo Oriente del Cinturón Volcánico Mexicano (C.V.M.), a 200 kilómetros de la Ciudad de México y una altura de 2800 m.s.n.m. Desde los años 70´s, CFE ha desarrollado diversos proyectos para generar electricidad a partir de la geotermia y otras fuentes renovables no convencionales de energía. Los métodos geofísicos empleados en esta área de investigación, han logrado aportar perfiles y modelos que logran caracterizar las zonas de alta temperatura, para la explotación de yacimientos geotérmicos (Torres R., 2017). Se aplicó la técnica HVNR propuesta por Nogoshi y Igarashi (1971), la cual permitió estimar la respuesta espectral del suelo dentro del campo geotérmico de Los Humeros. Se realizaron 68 mediciones puntuales dentro de la caldera principal, los cocientes espectrales tienen una tendencia frecuencial entre 0.35 y 1.1 Hz con amplitudes que van de 1.5 a 13 veces. Se analizó la variación de los cocientes en distintas frecuencias y se realizaron mapas de isoamplitudes. El medio fracturado, la alteración química, el gradiente de temperatura a profundidad, la presión de poro y la porosidad son algunas de las principales causas de reducción de las velocidades y densidades típicas de un campo geotérmico (Timur, 1977; Queheillalt y Wadley, 1998; Jaya et al., 2008; Aminzadeh et al., 2013). Los nuevos mapas propuestos se comparan con 6 estudios previos realizados en el campo (pozos, fallas, temperatura, modelo 1D, sismicidad, atenuación y perfil de resistividad). Logrando correlacionar los datos del campo geotérmico a profundidad con técnicas de vibración ambiental realizadas en superficie.

RENE-1: Geotermia en los Andes: un desafío para una sociedad sustentable

Uso habitacional de bombas de calor geotérmicas en la ciudad de Villarrica, región de la Araucanía, Chile

Paulo Urrutia[1,3], Mauricio Muñoz[2,3], Diego Aravena[2,3].
(1) Departamento de Geología, Universidad de Concepción
(2) Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile
(3) Centro de Excelencia en Geotermia de Los Andes, CEGA, Universidad de Chile

Palabras clave: Bomba de calor geotérmica, Villarrica, geotermia baja entalpía, climatización habitacional.

En Chile, el aumento de la densidad demográfica sin considerar una política de calefacción adecuada para las zonas en las que se emplazan las viviendas, derivan en una gran cantidad de habitantes viviendo en asentamientos inmobiliarios con condiciones de aislamiento deficientes.

Debido a las bajas temperaturas y altas precipitaciones, los habitantes de Villarrica utilizan leña para calefaccionar sus hogares y para cocinar. Las consecuencias de esta práctica incluyen degradación de bosques, contaminación con material particulado y deterioro de la salud de los habitantes. Es por ello, que en la búsqueda de soluciones energéticas que permitan generar condiciones de confort, evitando los pasivos ambientales y sociales generados por la leña, es que la geotermia de baja entalpía surge como una posibilidad autónoma, renovable y sin generación local de contaminantes. Esta investigación busca conocer las condiciones habitacionales existentes para la instalación de bombas de calor geotérmicas en la ciudad de Villarrica.

El primer paso es considerar un reacondicionamiento térmico de los conjuntos habitacionales, incluyendo la aplicación de aislante en los complejos techumbre, muros y pisos, además del cambio de ventanas y el sellado de infiltraciones. Debido a que la información del plan regulador para la ciudad de Villarrica estaba desactualizado, se revisaron las diversas zonas residenciales de la ciudad mediante la herramienta de Google Street View y se asignaron tipologías de vivienda, según las características de construcción. Al definir las distintas tipologías típicas para la ciudad de Villarrica, se han usado los parámetros definidos por UNTEC (2014) para la ciudad de Temuco, considerando sus condiciones climáticas similares, las que abarcan hogares desde los 52.0 m^2 a los 221 m^2.

Se han generado tres mapas, uno de distribución de las tipologías habitacionales y dos mapas con el área y profundidad requerida para instalar colectores horizontales y verticales, respectivamente. La oferta y demanda térmica se contrastan a la luz de las diversas tipologías de viviendas reconocidas en la ciudad. Para las edificaciones ubicadas en la ribera del lago Llanquihue, se propone aprovechar su inercia térmica como fuente de calor. Este sector, además, coincide con las construcciones que requieren mayor superficie para suplir su demanda térmica, por lo que se considera esta última como la opción técnica y económicamente más factible.

RENE-1: Geotermia en los Andes: un desafío para una sociedad sustentable

Variabilidad en las concentraciones de elementos productores de calor radiogénico (RHP) en las formaciones geológicas de la cuenca de Santiago

Pablo Valdenegro[1,2], Mauricio Muñoz[1,2], Gonzalo Yáñez[1,3], Miguel A. Parada[1,2], Diego Morata[1,2].
(1) Geología, Ciencias Físicas y Matemáticas, Centro de Excelencia en Geotermia de Los Andes, Santiago, Chile
(2) Geología, Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(3) Ingeniería Estructural y Geotecnia, Ingeniería, Pontificia Universidad Católia de Chile, Santiago , Chile

El siguiente trabajo presenta los resultados e interpretación preliminar de 1049 mediciones de concentraciones de U, Th y K en las formaciones volcano-sedimentarias e intrusivas de la cuenca de Santiago. Este estudio se enmarca en la recopilación de información empírica necesaria para la modelación adecuada de la estructura termal litosférica a los 33°S. Las mediciones fueron realizadas con un espectrómetro portátil para radiación gamma RS-125 Super SPEC *Radiation Solutions*. La producción de calor radiogénico (*RHP* por sus siglas del inglés) depende de la composición química de las rocas. Además, las variaciones de presión y temperatura relacionadas a la profundidad afectan las propiedades termales, principalmente por el aumento de la temperatura. El objetivo principal de este trabajo es obtener valores empíricos de las propiedades termales de las unidades geológicas de la corteza superior en la latitud de Santiago, determinar su relación con la litología y características petrológicas, y ajustar los datos obtenidos a distribuciones estadísticas para la extrapolación de parámetros utilizables en modelación. El cálculo de RHP se obtuvo a partir de las concentraciones medidas de U, Th y K y la fórmula empírica de Rybach (1988). El valor promedio más alto para las formaciones volcanosedimentarias se obtuvo en la Formación Veta Negra, con 1,6 [μW/m^3], mientras que el mínimo se obtuvo para la Formación Lo Valle, con un valor de 0,59 [μW/m^3]. Para las unidades intrusivas, el valor promedio más alto se obtuvo en el intrusivo Mioceno, con 2,45 [μW/m^3], mientras que el mínimo se obtuvo para el intrusivo Oligoceno, con un valor de 0,68 [μW/m^3]. Los valores máximos medidos se registraron en la Formación Lo Prado y el intrusivo Mioeno, con una magnitud de 3,48 y 3,74 [μW/m^3] respectivamente. La estimación de flujo calórico para la zona de estudio está entre 45 a 60 [mW/m^2], y el potencial de la cuenca de Santiago se asocia a la geotermia de muy baja entalpía.

RENE-1: Geotermia en los Andes: un desafío para una sociedad sustentable

Cómo acercar la geotermia a la ciudadanía: Caso del CEGA en la región de Aysén

Sofía Vargas[1].
(1) Región Metropolitana, Universidad de Chile , Centro de Excelencia en Geotermia de Los Andes , Santiago , Chile

La introducción de nuevas tecnologías despierta varios desafíos. Uno de los fundamentales es conseguir que las comunidades logren "apropiarse" de los avances y no sean estos proyectos innovadores, vistos como una caja negra. En este contexto, el desafío para los desarrolladores de proyectos tecnológicos está justamente en generar instancias de entendimiento y diálogo entre los distintos saberes, involucrando a los diversos actores que componen un espacio social determinado. Esta premisa es ya un consenso, tanto en el mundo académico como en el ámbito de las políticas públicas, sin embargo, el cómo no está del todo claro. Teniendo este contexto como telón de fondo, este trabajo describe las estrategias de apropiación tecnológica desarrolladas por el Centro de Excelencia en Geotermia de Los Andes, CEGA, en la región de Aysén, zona caracterizada por una alta resistencia social a proyectos energéticos, siendo el proyecto HidroAysen el más emblemático. En este contexto territorial, la geotermia se presenta como una alternativa viable y con alta aceptación social. Este caso resalta la importancia de estrategias de comunicación que incluyan uso de medios comunitarios, el rol clave de actores políticos locales, importancia del intercambio constante entre la esfera científica y ciudadana y el impacto social asociados a la implementación de proyectos de uso directo de energía geotérmica, los que permiten un proceso de transferencia, apropiación e impacto local. Por último, esta experiencia visibiliza las barreras técnicas, sociales y culturales asociadas a la implementación de una nueva tecnología en el sur del país.

RENE-2: Sistemas de Pórfidos de Cu (±Mo±Au) e IOCG: de la petrogénesis a la exploración

Textural-mineralogical analysis of the veins in the Au-rich porphyry Cu "El Alizar", Sánchez Carrión - La Libertad, Perú

Isaac Barboza[1].
(1) Lima, Universidad Nacional de Ingeniería

The El Alizar project is located in the Cu-Au porphyry belt of northern Peru, specifically 19 km SW of the city of Huamachuco, in the province of Sánchez Carrión, La Libertad. The geological framework of the project is inscribed in the basin of the Western Cordillera of sedimentary sequences of the Cretaceous (Goyllarisquizga Group) that were subjected to multiple tectonic events that allowed the ascent of magmatic fluids generating several deposits (eg Lagunas Norte, Shahuindo, La Arena, The Virgin, The Bull). This thesis is based on the work carried out (surface mapping, geochemical sampling and geological logging) by different companies that surveyed the area. In the analysis of this information, mineralogical characteristics were found that classify it as an Au-rich porphyry Cu deposit (average grade 0.25 g/T Au), i.e., the highest mineralization is found in A (4-5%) and B (4-6%) veins type in intrusions of dacitic composition within the potassium alteration with assemblage of secondary biotite, plagioclase, potassium feldspar and magnetite (5-7%). Areas with high Au values were correlated with veins A and B for macroscopic, microscopic descriptions and electronic scanning microscopy (SEM) analysis. The results obtained by these studies are able to clarify that the Au is associated with Cu-Fe sulfides (pyrite, chalcopyrite) and is able to explain, under the model of oxidation-reduction of magnetite conditions in a magmatic fluid that is initially Au undersaturated and confirm that the chemical composition of the magmatic fluid plays an important role in the precipitation of the Au in these Au-rich porphyry Cu deposits. Additionally, these preliminary results are helpful for future geometallurgical processes that can be used for processing and refining of gold and copper.

RENE-2: Sistemas de Pórfidos de Cu (±Mo? ±Au) e IOCG: de la petrogénesis a la exploración

Química mineral de magnetitas de depósitos tipo Kiruna andinos

Fernando Barra[1], Martin Reich[1], Simon Adam[2], Deditius Artur[3].
(1) Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(2) Department of Earth and Environmental Sciences, University of Michigan, Ann Arbor, USA
(3) School of Engineering and Information Technology, Murdoch University, Murdoch, Australia

El origen de los depósitos de magnetita-apatita tipo "Kiruna" o *Iron Oxide-Apatite* (IOA) es un tema de debate. Los dos modelos genéticos principales que se han planteado sugieren un origen puramente magmático por inmiscibilidad líquida o por el reemplazo de rocas hospedadoras por fluidos hidrotermales. Estudios recientes proponen un "modelo de flotación" de magnetita para explicar la génesis de los IOA andinos. En este modelo, magnetita magmática primaria cristaliza a partir de un magma silicatado. Posteriormente fluidos exsueltos del magma se adosan a la superficie de estos cristales formando una suspensión de magnetita. Debido a su menor densidad, esta suspensión de magnetita-fluido migra hacia la superficie y se acumula formando los cuerpos de hierro. Durante el ascenso, el fluido hidrotermal extrae del magma Fe, P y metales como el Cu y el Au, los cuales precipitan junto a magnetita formando un depósito tipo IOCG. La magnetita es una fase mineral ubicua en diferentes ambientes geológicos y las condiciones de formación específicas se reflejan en su geoquímica de elementos traza. Varios elementos traza se pueden incorporar dentro de la estructura de magnetita. Por lo tanto, la presencia y concentración de estos elementos se puede usar para construir diagramas de discriminación y para explicar la variación química de la magnetita para cualquier depósito en particular. En esta contribución se presenta y discute la composición química de magnetita de tres grandes IOA en la Franja Ferrífera del norte de Chile: Los Colorados, El Romeral y Cerro Negro Norte. Las observaciones texturales junto a datos de EPMA y LA-ICP-MS demuestran que la magnetita se formó en varias etapas, con un evento magmático temprano caracterizado por granos de magnetita generalmente enriquecidos en Ti, Mg, Al, Mn, V y Ga, seguido de un evento hidrotermal de alta temperatura con magnetita precipitada sobre los granos de magnetita primaria. En algunos casos, las vetillas de magnetita hidrotermal tardía se forman por procesos de disolución-reprecipitación. Los resultados aquí presentados indican que la incorporación y concentración de elementos traza en magnetita es un proceso dependiente de la temperatura de formación de magnetita y que ciertos elementos pueden ser removilizados por eventos hidrotermales superpuestos. En general, los datos obtenidos de estos depósitos son consistentes con el "modelo de flotación" propuesto para explicar el origen de los depósitos IOA andinos.

RENE-2: Sistemas de Pórfidos de Cu (±Mo±Au) e IOCG: de la petrogénesis a la exploración

Dating technics applied to supergene copper deposits

Stephanie Brichau[1], Sanchez Caroline[3,2], Kahou Zia Steven[3], Carretier Sebastien[1], Riquelme Rodrigo[2], Campos Eduardo[2], Bissig Thomas[4], Poujol Marc[5], Duchene Stephanie[3], Estrade Guillaume[3].
(1) Géosciences Environnement Toulouse (GET), Université Paul Sabatier (UPS), Institut de Recherche pour le Développement (IRD)
(2) Ciencias Geológicas, Universidad Catolica del Norte, Antofagasta, Chile
(3) Géosciences Environnement Toulouse (GET), Université Paul Sabatier (UPS), Toulouse, Francia
(4) Goldcorp Inc., Canada
(5) Geosciences Rennes, Universite de Rennes, Rennes, Francia

Constraining the timing of geological events is a key issue in many Earth Sciences related studies. Over the last 15 years, technical improvement associated with the development of data modeling provided new perspectives due to greater analytical precisions, the ability to measure low contents and better interpretation of complex histories by combining different dating technics. In the Atacama Desert, supergene processes formed world-class ore deposits that are mined because of their high Cu-contents. The supergene mineralization are mainly found closely to porphyry-Cu deposits or in a distal location as exotic Cu-deposits. The main problem with most of these exotic deposits is that they are often buried under sediments and therefore hard to find. The formation of such deposits is proposed to be related to specific climatic periods and relief conditions. However, many uncertainties remain regarding the emplacement ages of these deposits. These data are of prime importance for the exploration of new deposits and to constrain the paleoenvironmental conditions needed for their formation. Therefore, we have carried out a study integrating thermochronology (fission tracks and (U-Th)/He) and geochronology (LA-ICP-MS U-Pb). We applied thermochronology on porphyry-Cu deposits and modeled the data set to constrain their exhumation history. Our results, compared to previously published supergene oxide mineralization dating, indicate that supergene mineralization occurred ~10 Ma after the main period of porphyry-Cu exhumation during a stage of slow landscape denudation. This appears to be a required condition for efficient supergene Cu-enrichment in arid context. However, this study rose the question about the accuracy of supergene Cu-enrichment dating previously defined using K-Ar and Ar-Ar dating on associated minerals (not directly on the mineralization itself). Therefore, we attempted to date directly Cu ores (pseudomalachite and Mn-rich chrysocolla from Chuquicamata) using the in-situ U-Pb LA-ICP-MS method. The data obtained define a concordant date at about 20 Ma, coherent with supergene ages already known in the Atacama Desert, and demonstrating, for the first time, that supergene Cu mineralization can be dated by the U-Pb method. Our studies demonstrate that the combination of different dating technics and modelling is a powerful tool that can contribute to propose a metallogenical model for the formation of supergene exotic Cu mineralization.

RENE-2: Sistemas de Pórfidos de Cu (±Mo? ±Au) e IOCG: de la petrogénesis a la exploración

Combining thermochronology and cosmogenic nuclides to constrain landscape evolution in the Atacama Desert: implications for supergene copper mineralization.

Sanchez Caroline[1,2], Brichau Stephanie[3], Regard Vincent[1], Carretier Sebastien[3], Riquelme Rodrigo[2], Blard Pierre-Henri[4], Bissig Thomas[5], Campos Eduardo[2], Lopez Cristopher[2], Mpodozis Constantino[6], Herail Gerard[3].
(1) Géosciences Environnement Toulouse (GET), Université Paul Sabatier (UPS), Toulouse, Francia
(2) Ciencias Geológicas, Universidad Catolica del Norte, Antofagasta, Chile
(3) Géosciences Environnement Toulouse (GET), Université Paul Sabatier (UPS), Institut de Recherche pour le Développement (IRD), Toulouse, Francia
(4) Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques, Université de Lorraine, CRPG, Vandoeuvre-lès-Nancy, Francia
(5) Goldcorp Inc., Canada
(6) Antofagasta Minerals S.A., Chile

Feedback between tectonics, erosion and climate, over geological time scale, is difficult to unravel especially when applied to landscape evolution. In the Atacama Desert, one of the world-class area for long-term processes, supergene Cu mineralization (SCM) is well preserved through time. Its formation requires the exhumation of a primary source (porphyry-Cu) subsequently leached near the surface by meteoric water. In the Atacama Desert, preserving SCM is possible due to the hyper arid climate. Although the onset of hyper aridity during the Miocene is well constrained, the timing of porphyry-Cu exhumation and SCM remains uncertain, due to the lack of quantitative constraints on erosion rates at the time of primary porphyry Cu mineralization. To constrain the geomorphological environment required for the formation of Cu mineralization, we combined low-temperature thermochronology and cosmogenic nuclides techniques around 23°S (Northern Chile) in the Centinela District. This area presents the advantages of: a well-known geological background; Middle Eocene porphyry Cu mineralization exposed at surface, a set of published ages of associated minerals. We collected samples from 10 intrusive bodies and 14 sand samples between 20 and 135 m deep in a sedimentary basin focusing on sampling above and in a syn-sedimentary exotic Cu mineralization strata. We obtained 29 new ages using apatite fission track and (U-Th)/He associated with zircon U-Pb methods. Modeling of these data indicates that porphyry Cu mineralization was emplaced at approx. 3-4 km depth during mid-Eocene and cooled rapidly after to be exhumed near the surface by the early Oligocene. There is ~5 Ma time gap between the emplacement of Cu mineralization at depth and its exhumation, suggesting that SCM formed when the relief was already flattened. ^{10}Be and ^{21}Ne concentrations obtained on sand samples were used to define exotic deposit age and to constrain the paleo-sedimentation rate over the last 14 Ma. We have been able to establish that the exotic deposit occurred ~12 Ma ago during an erosive quiescence, confirming the view that Cu mineralization took place during a stage of slower geomorphic activity in arid context. These results also confirm that the erosion rates drastically dropped after 10-12 Ma, when the hyperaridity was established in the Atacama Desert. In this study, we have highlighted that balance between exhumation and precipitation rates is essential to form SCM.

RENE-2: Sistemas de Pórfidos de Cu (±Mo±Au) e IOCG: de la petrogénesis a la exploración

Resultados de los estudios geológicos, geoquímicos, petromineralógicos y de firmas espectrales para la categorización del Yacimiento Cerro Colorado Chico como tipo IOCG, Ancash-Perú

John Cerrón[1], Alberto Torres[2].
(1) Anglo Peruana Terra S. A., Peru
(2) E. P. Ingeniería Geológica, Universidad Nacional Mayor de San Marcos, Lima, Perú

Resumen

Este trabajo de investigación forma parte del proyecto: "Estudio del magmatismo Mesozoico y sus implicancias en la determinación de un modelo de exploración geológico estructural relacionado con la ocurrencia de Yacimientos tipo IOCG en la Cordillera de la costa y llanuras pre-andinas de los Andes Peruanos" realizado en el convenio marco entre la UNMSM e INGEMMET. El área de estudio se ubica a 230 km al Norte de Lima, Región de Ancash - Perú, a una cota promedio de 500 msnm. Aplicamos teledetección usando imágenes Landsat 8 y el software ENVI 5.3 ubicando targets donde se escogió a Cerro Colorado Chico por su accesibilidad y cercanía. Geomorfológicamente se observan geoformas positivas aisladas con coloraciones rojizas llamativas. La geología regional se relaciona con la presencia de rocas volcano-sedimentarias del Grupo Casma (K-inf.; *Cobbing, 1973*; *Guevara, 1980*) intruidas por cuerpos ígneos del Batolito de la Costa (T-inf.; *Pitcher, 1977*). Estas rocas metalogenéticamente corresponden con la Franja de yacimientos IOCG del Cretácico según INGEMMET. El carácter geológico estructural determinado nos da un fallamiento regional inferido con tendencia andina N340° intersectando con fallas antiandinas N40°-N°50. La geología local está definida por 5 blancos conformados por rocas andesíticas porfiríticas, brechas, stock de cuarzo, dacitas porfiriticas y fuertemente alteradas, además de vetas con óxidos y sulfuros de cobre (ej. covelita, calcopirita, etc.; Fig. 1). Las alteraciones presentes son: fuerte oxidación, cloritización, silicificación, piritización y leve sericitación. Se realizó muestreo selectivo de afloramientos, los análisis químicos se realizaron en INGEMMET. El tratamiento estadístico y geoestadístico fue realizado usando data de las muestras de campo y data recopilada de muestras de roca y suelo de otras empresas, trabajándolos por separado y subdividiéndolas por poblaciones estadísticas según criterios de litología, y tipo de horizonte en suelos. Utilizando la estadística bivarial se pudo definir asociaciones estadísticas de interés en rocas como: Sc-V-P-Ti, Cu-Fe-S, entre otras; y en suelos Ag-Pb-Zn y Dy-Er-Y-Yb. Se definió los valores de background y threshold en cada tipo de roca y suelo por cada elemento definido en la estadística bivariada. Se pudo encontrar anomalías de oro, cobre, hierro, titanio, y otros elementos relacionados con los blancos de interés. Los cuerpos silíceos (stock de cuarzo y la dacita porfirítica) son centros sin mineralización evidente. En el caso de suelos, se presentan anomalías de plomo, zinc, arsénico en el horizonte C al Este del área de estudio, además de anomalías de tierras raras (Dy-Er-Y-Yb). Se han generado mapas isovalóricos de los elementos de interés. Los estudios petromineralógicos de 6 muestras fueron realizados en INGEMMET, se ha identificado: sericita, calcopirita, pirita, gran cantidad de hematita, goethita, jarosita, rutilo, entre otros minerales de gran interés. El estudio de firmas espectrales nos ayudó a corroborar la presencia de algunos minerales no percibidos, definiéndose la existencia de un halo de alteración sílice-arcilla-sericita en las estructuras gradando lateralmente a sericita-goethita-hematita-clorita. Actualmente se está desarrollando el estudio de Inclusiones Fluidas. En base a las características estipuladas proponemos a este yacimiento como del tipo IOCG cuyo desarrollo económico se encontraría a profundidad, recomendando un estudio a mayor detalle complementado con geofísica y eventualmente perforaciones.

Tipo de yacimiento

Las características esenciales para poder proponer como IOCG desde el contexto estructural es debido a fallas y vetas verticales y/o subverticales dentro de un control de cizalla de orientación andina. Este control dado en el Cretáceo se relaciona con un periodo de extensión durante la subducción evidenciado por generar el vulcanismo bimodal (*Cueva et al, 2010*) del Grupo Casma (*Guevara, 1980*) datado en 130-105 Ma., correspondiente a la época con mayor presencia de yacimientos tipo IOCG Mesozoicos en el Sur del Perú y Norte de Chile (*Chen et al, 2013*). La presencia que los stocks de cuarzo con brechas hematíticas y las brechas silíceas se registran centros estériles, y las encontradas en la Zona C-2, tienen asociaciones y anomalías de tierras raras en los suelos de horizonte C (Er-Y-Yb e inclusive anomalías de Dy) donde se podría tener la presencia de un posible Quartz Pod (*Lobo-Guerrero, 2004*), similar a otros proyectos en Ancash (*Biminchumo, 2013*). Otro indicador podría ser la presencia de la gran cantidad de diques andesíticos subverticales (presencia mantélica; *Sillitoe, 2003*) En las vetas (por ejemplo, en la Zona C-1), existe múltiples etapas de mineralización. La presencia de poca magnetita y gran cantidad de hematita-goethita nos podría indicar: alteración supérgena, dando la posible presencia de magnetita en profundidad (*Barton & Johnson, 2004*), o una transición de hematita a magnetita en profundidad (*Richards & Mumin, 2013*). También se evidencia un gran halo de alteración cuarzo-goethita-hematita-sericita-clorita, el cual grada a una alteración acida hacia las estructuras con un ensamble de sílice-arcillas-sericita, además de poseer alunita y

jarosita, indicando que esta zona de alteración supérgena de baja temperatura (*Hitzman et al, 1992*; *Tornos et al, 2008*) se generó en condiciones de pH ácido a neutro con bajas condiciones de H_2SO_4 (*Richards & Mumin, 2013*). Las asociaciones y anomalías de mayor interés nos indican presencia de Au-Fe-Cu y metales asociados como Co-As-Ni-Zn en rocas, que son registrados en la mayoría de los yacimientos tipo IOCG en el Sur del Perú y Norte de Chile (*Sillitoe, 2003*) aunque no se presentó asociaciones con Mo. Además, otra asociación de interés en la geoquímica de rocas es de Sc-P-V-Ti, donde los elementos de P y V (presencia de óxidos de hierro deficientes en titanio) están asociados a yacimientos tipo IOCG (*Tornos et al, 2008*).

Conclusiones

El yacimiento Cerro Colorado Chico ubicado al Norte de la franja donde se registran los yacimientos tipo IOCG según, *Sillitoe* (*2003*), presenta características geológicas, geoquímicas y mineralógicas que nos permite sugerir la idea de estar frente a un IOCG vetiforme, teniendo su mayor dominio en profundidad debido a la evidencia del halo de alteración cuarzo-goethita-hematita-sericita-clorita, además de anomalías superficiales de Au-Fe-Cu y metales asociados como Co-As-Ni-Zn. Actualmente se están realizando los estudios de IF en apoyo con INGEMMET, además de realizarse una próxima campaña para un mapeo geológico detallado, y muestreo geoquímico selectivo para ahondar la hipótesis.

Referencias

Barton, M. & Johnson, D. 2004. Footprints of Fe-oxide(-Cu-Au) systems. SEG 2004: Predictive Mineral Discovery Under Cover. Centre for Global Metallogeny. Spec. Pub 33. The University of Western Australia, pág. 112-116.

Biminchumo, E. 2013. Análisis geológico del cuerpo de "Cuarzo Pod" Caseli del IOCG DVIMIN, usando como herramientas: magnetometría, espectrometría y polarización inducida. Ancash, Lima-Perú. Tesis de Ingeniero Geólogo, Universidad Nacional de Ingeniería.

Chen, H., Cooke, D. & Baker, M. 2013. Mesozoic Iron Oxide Copper-Gold Mineralization in the Central Andes and Gondwana Supercontinent Breakup. Society of Economic Geology, Inc. Economic Geology, v. 108, pág. 37-44.

Cueva, E., Mamani, M., Rodríguez, R. 2010. Magmatismo y geoquímica del volcanismo Albiano-Cenomaniano (Grupo Casma) y Mastrichtiano-Daniano entre Pucusana y Chimbote. XV Congreso Peruano de Geología. Resúmenes Extendidos. Sociedad Geológica de Perú, Pub. Esp. Nº 9, Cusco, pág. 921-924.

Guevara C. 1980. "El Grupo Casma del Perú central entre Trujillo y Mala" Sol. Soc. Geol. Perú, Vol 67, pág.73-83.
Hitzman, M., Oreskes, N. & Eianaudi, M. 1992. Geological characteristic and tectonic setting of Proterozoic iron oxide (Cu-U-Au-REE) deposit. Precambrian Research, 58. Pág. 241-287. Elsevier Science Publishers B.V., Amsterdam.
Cobbing, J. 1973. Geología de los cuadrángulos de Barranca, Ambar, Oyon, Huacho, Huaral y Canta. Servicio de Geología y Minería. Boletín N° 26.

Lobo-Guerrero, A. 2004. Quartz "Pods", An exploration guide to iron oxide-copper-gold mineralization. Economic Geology Research Institute, University of the Witwatersrand, Private Bag 3, WITS 2050, Johanesburgo, South Africa.
Pitcher, W. 1977. Anatomía de un Batolito. J. of the Geological Society, vol. 135, part 2, pág. 157-182.
Richards, J. & Mumin, A. 2013. Magmatic-hydrotermal processes within an evoving Earth: Iron oxide-copper-gold and porphyry Cu ± Mo ± Au deposits. Geological Society of America, Vol. 41; pág.767-770.

Sillitoe, R. 2003. Iron oxide-copper-gold deposit: An Andean view. Minerlium Deposita N° 38. Pág. 787-812.
Tornos, F., Carriedo, J., Velasco, F. & Tome, C. 2008. Génesis de los depósitos de tipo IOCG: Geología y Geoquímica de Mineralizaciones en los Andes e Iberia. Conferencia: XIV Congreso Peruano de Geología y XIII Congreso Latinoamericano de Geología.

RENE-2: Sistemas de Pórfidos de Cu (±Mo±Au) e IOCG: de la petrogénesis a la exploración

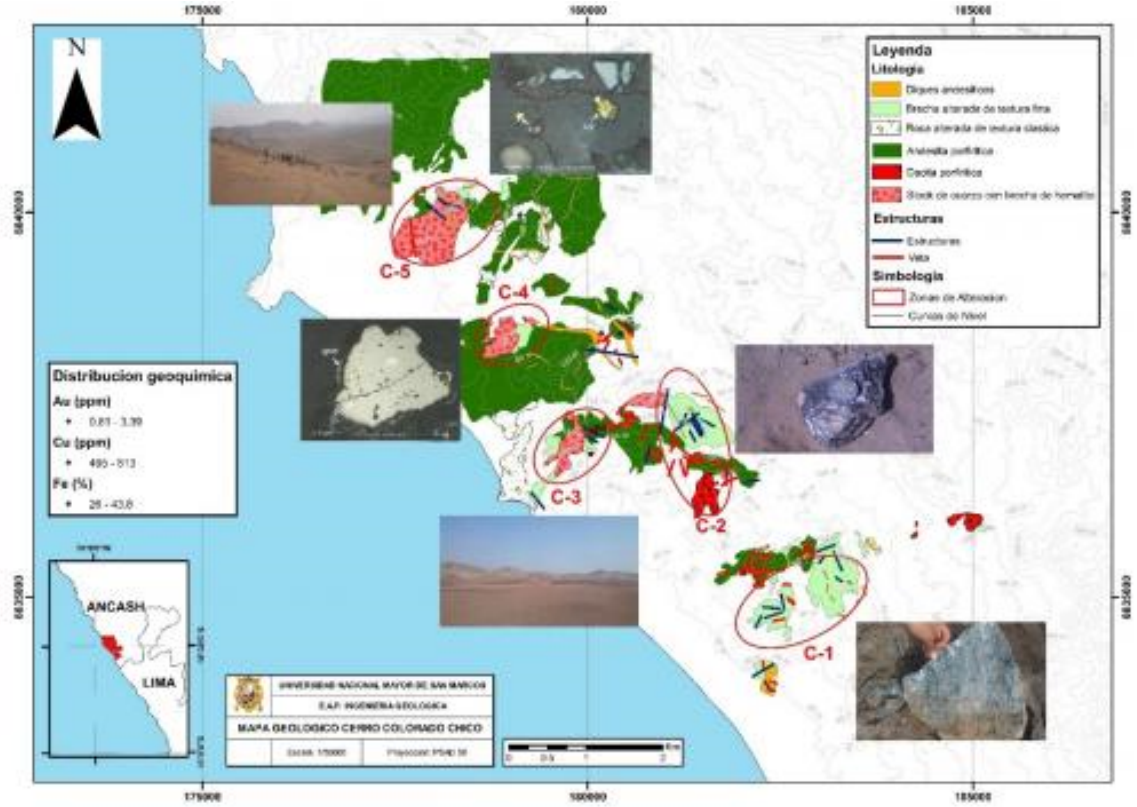


Fig. 1, Mapa geológico de Cerro Colorado Chico, con algunos datos geoquímicos de Au (ppm), Cu (ppm) y Fe (%), además de fotos de campo y fotomicrografías de secciones pulidas.

RENE-2: Sistemas de Pórfidos de Cu (±Mo? ±Au) e IOCG: de la petrogénesis a la exploración

Proyecto EMA: Mineralización Cu-Ag, Distrito Cerro Blanco, Region de Atacama

Javier Díaz[1].
(1) Tracking

Introducción

El area de 1800Ha se encuentra a unos 90km. en linea recta al SSE de Copiapó. Se ha realizado mapeo geológico (escala 10k), petro/calcografia, geoquimica de roca (251 muestras), 30km de geofisica IP; trabajos orientados al descubrimiento de un sistema hidrotermal mineralizado de edad Paleoceno-Eoceno. Se han identificado evidencias de "Factores Geológicos Claves" para el desarrollo de un sistema hidrotermal mineralizado:

Conductos Principales

Regionalmente el area se encuentra en la traza del Sistema de Falla de Domeyko de orientación NNE, lineamientos que serían responsables del emplazamiento de los intrusivos de edad Paleoceno (amilibia y skarmeta, 2003), y luego de los intrusivos Eocenos, en un ambiente de compresión y de inversión tectónica. Distrital y localmente también se observa un trend estructural NE que pone en contacto rocas intrusivas con paquetes volcanoclasticos paleocenos.

Fuente de Metales

La mineralización de Cu-Ag-Mo se asocian, espacialmente, a las unidades litológicas de diorita a granodiorita fina de biotitas y anfíbol; granodioritas y pórfidos granodioriticos-daciticos, así como vetas/brechas de turmalina/especularita. Según información publica unidades precursoras corresponderían a un batolito de edad Paleoceno (estudios geocronológicos U/Pb, en progreso).

Volumen de Fluidos

Está determinada por la presencia de mineralogía de alteración de cuarzo, sericita, arcillas, turmalina, sobre alteracion potasica debil a moderada. Con un control estructural muy marcado, y restringida a zonas de bordes de vetas/brechas de cuarzo + hematitas, especularita, turmalina.

Trampa de acumulación de metales

Definida por la zona de falla NE, que pone en contacto los intrusivos y rocas volcanoclásticas, compuesta de fallas, vetas/brechas de especularita. Zona que es interceptada por un trend de vetas NW, compuestas de cuarzo, turmalina, magnetita, especularita, hematita y Ox. Cu. El trabajo geofísico IP confirma una trampa favorable para la acumulación de sulfuros.

Preservación y/o Enterramiento

La mineralogia de alteracion-mineralizacion asociadas a vetas y brechas de cuarzo, especularita, turmalina, sericita, arcillas, magnetita, hematita, jarosita, pirita, calcosina, calcopirita, covelina, plata nativa, cona anomalias geoquimicas en Cu-Ag-Mo-As-Au-Pb-Zn evidencian eventos mineralizadores a un nivel polimetalico.

RENE-2: Sistemas de Pórfidos de Cu (±Mo±Au) e IOCG: de la petrogénesis a la exploración

Presencia de diópsido-andradita en Mina Montecristo y su relación con la génesis de depósitos de Fe-P y del tipo IOCG presentes la Cordillera de la Costa, Región de Antofagasta, Chile.

Rene Alejandro Díaz[1], Daniela Villela[1], Eugenia Fonseca[2].
(1) Unidad de Recursos Minerales, Sernageomin, Santiago, Chile
(2) Unidad de Mineralogía, Sernageomin, Santiago, Chile

El yacimiento de óxidos de hierro-cobre-oro (IOCG) Montecristo se aloja en rocas intrusivas del Complejo Plutónico Matancilla (CPM, Jurásico Medio-Superior), en el ámbito del segmento Paposo del Sistema de Fallas de Atacama (SFA) y la Provincia Metalogénica de la Cordillera de la Costa (PMCC). El yacimiento corresponde a cuerpos vetiformes de orientación N40°-50°E/80°O, con potencia variable de 2 a 15 m que se extienden, en el sentido del rumbo, por más de 4 km y por sobre 400 m en el sentido del manteo. Se encuentran asociados espacialmente a diques de composición diorítica de potencia variable entre 0,5 y 30 m, los que presentan reemplazo por actinolita-apatito-magnetita y con escasa pirita-calcopirita diseminada. La mena hipógena consiste de calcopirita-pirita y localmente molibdenita en una ganga de magnetita, actinolita, apatito, cuarzo y calcita. La presencia de magnetita-apatita-actinolita es común hacia las cajas de las vetas, donde destacan megacristales de actinolita; el apatito es más abundante en profundidad. En las zonas profundas del yacimiento (nivel 940 - nivel 915) la roca de caja corresponde a un monzogabro, en el que se observa la asociación andradita-diópsido-magnetita, además de albitización de plagioclasa, a la cual se sobrepone una alteración hidrotermal representada por el reemplazo de clinopiroxeno por actinolita con parches de epidota, cúmulos y vetillas de actinolita e hidroxiapatito, escasa biotita con débil cloritización, cuarzo intersticial con extinción ondulosa, calcopirita-pirita diseminadas y vetillas tardías de calcita. En este trabajo se propone una hipótesis para explicar la presencia de la asociación paragenética de diópsido-andradita-magnetita en la roca de caja del yacimiento Montecristo y se discute su relación con la génesis del yacimientos de Fe-P-(S) e IOCG presentes en la PMCC. La génesis del depósito Montecristo estaría asociada al emplazamiento de un magma de Fe-P-(S), separado de su fuente magmática por un proceso de inmiscibilidad, relacionado a las fases más tardías del emplazamiento del CPM. En la fase temprana de emplazamiento de los magmas de Fe-P-(S), se habrían generado las condiciones que permitieron la formación de granate-diópsido-magnetita en los monzogabros del CPM.

Palabras Clave: Mina Montecristo, IOCG, depósitos de Fe– P, Sistema de Fallas de Atacama (SFA), inmiscibilidad de magmas.

RENE-2: Sistemas de Pórfidos de Cu (±Mo? ±Au) e IOCG: de la petrogénesis a la exploración

Copper isotope variations in the Brahma Porphyry Cu-Mo Prospect, Chilean Andes at ~35°45'S

Valentina Diaz[1,2], Brian Townley[1,2], Katja Deckart[1,2], Ryan Mathur[3], Marcia Munoz[4], Osvaldo Martinez[1].
(1) Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(2) Advanced Mining Technology Center (AMTC), Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(3) Department of Geology, Juniata College, Huntingdon, Pennsylvania, United States of America
(4) Geología, Facultad de Ingeniería, Universidad Andres Bello, Sazié 2119, Santiago, Chile

The Brahma prospect is a porphyry copper type deposit located in the western slope of the Chilean Andes, at 35°45'S and 180 km south-southwest of the El Teniente Cu-Mo mega-deposit. The prospect is emplaced in volcano-sedimentary rocks of the Abanico Formation (late Eocene-early Miocene). Previous geochronological U-Pb and Re-Os analyses indicate that the Brahma deposit formed during early Miocene and thus it can be associated to the Miocene-Pliocene metallogenic belt of Central Chile. This belt is continuously recognized along the western slope of the main Andes until 34°S and includes the world class deposits of Los Pelambres (31°43'S), Río Blanco-Los Bronces (33°12'S) and El Teniente (34°05'S). In this work copper isotope ratios were determined in sulfide minerals (chalcopyrite and chalcocite) from 13 samples chosen by their relative temporality and alteration association in the different vein types of the Brahma prospect. Chalcocite and chalcopyrite from hydrothermal breccia matrix were also measured. These preliminary results show an extremely wide variation in δ^{65}Cu ranging from 0 to 9.59 ‰, chalcocite having the highest values (≥4.94 ‰) and chalcopyrite, the hypogene mineralization, having lower values. Chalcopyrite associated to potassic alteration veins shows lower values than chalcopyrite associated to chlorite-sericite, phyllic and supergene veins. In general, a continuous increase of the δ^{65}Cu values is observed respect to the temporality of events, from the potassic alteration to the supergene mineralization event. High values of δ65Cu provide evidence of a cyclic and extensive secondary enrichment process within the deposit and could indicate an interesting exploratory potential for the Brahma prospect. This work was supported by the Chilean government through the project Fondecyt 1161360 (CONICYT, Chilean national research agency).

RENE-2: Sistemas de Pórfidos de Cu (±Mo±Au) e IOCG: de la petrogénesis a la exploración

¿Es Chile un país maduro en exploración minera o más bien carece de competitividad? Una aproximación estadística para discutir prospectividad y diseñar estrategias de exploración

Thomas Eggers[1].
(1) Exploraciones, Kura Minerals

Sí Chile es un país maduro o no en exploración se ha venido discutiendo en reiteradas ocasiones, y el debate sobre el acceso a propiedad minera como limitante a la competitividad ha generado propuestas de cambios legislativos. Para responder esto, se analizó estadísticamente el *endowment* de la franja de pórfidos del Eoceno – Oligoceno del norte de Chile. Mediante la ley de Zipf (1949) ($y = C* r^{-k}$) se calculó los tamaños teóricos de los pórfidos en la franja y se comparó con los tamaños reportados a la fecha. Para k=1 se observa buena correlación entre tamaños reales y predichos. Del análisis de estos datos se puede cuestionar el tamaño subestimado de Chuquicamata con respecto a su tamaño conocido. Se pueden plantear varias hipótesis; ¿Cortó efectivamente la falla Oeste el depósito en dos? ¿Son las leyes de corte más altas que Escondida? ¿Están los datos históricos de producción subestimados? Escondida y Pampa, más lo minado hasta la fecha da un total de 165.8 Mmt Cu. Si asumimos que aún faltan reservas por descubrir en Escondida y hacemos C = 180 Mmt con k = 1.2, la franja se ve bastante madura en el extremo de los gigantes, pero aparecen 15 depósitos sobre los 2 Mmt hacia el extremo de menor tamaño. El cobre contenido de la franja del Oligoceno – Eoceno es de 549.6 Mmt, lo cual dividido en 605.2 Mmt predicho por la ley de Zipf, da un 91% de madurez. Como referencia las Laramides dan un 85%, el Copper Belt en Zambia un 66%, Highlands de PNG un 48% y Altaids – Mongolia un 48%. Sin duda PNG y Mongolia ofrecen las mejores alternativas para los exploradores. Pero la madurez no lo es todo, en la franja del Oligoceno – Eoceno habría 15 depósitos por descubrir sobre los 2 Mmt. ¿Estamos siendo suficientemente agresivos para explorar en Chile? Quizás se deba a una falta de incentivos, gran parte de la propiedad minera sigue en manos de las *mayor* y dado que generalmente están buscando depósitos de al menos 5 Mmt existe muy poca exploración actual. Por otro lado, las *junior* presentan dificultad para poder acceder a propiedad minera prospectiva en Chile y poseen un perfil agresivo para explorar, sin embargo se están yendo fuera de Chile por falta de oportunidades. Si queremos encontrar esos 15 depósitos sobre 2Mmt en la franja del Oligoceno – Eoceno es hora de buscar sinergias entre empresas *mayor y junior*, incrementar la sana competitividad por medio del intercambio de ideas, romper viejos paradigmas y ser más colaborativos en la industria de exploración minera.

RENE-2: Sistemas de Pórfidos de Cu (±Mo? ±Au) e IOCG: de la petrogénesis a la exploración

Relevancia del ambiente sedimentario para un nuevo modelo genético de mineralización de Cu-exótico en el Desierto de Atacama

Alberto Fernández-Mort[1,2], Rodrigo Riquelme[1], Ana M. Alonso-Zarza[2,3], Eduardo Campos[1].
(1) Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ingeniería y Ciencias Geológicas, Universidad Católica del Norte, Antofagasta, Chile
(2) Departamento de Mineralogía y Petrología, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid, Madrid, España
(3) Instituto de Geociencias (IGEO), UCM-CSIC, Madrid, España

Los depósitos de cobre exótico son cuerpos mineralizados compuestos por especies oxidadas de Cu (i.e., crisocola, atacamita, malaquita) que, en el Desierto de Atacama, están hospedados en gravas Cenozoicas y/o rellenando fracturas del basamento. Estos yacimientos se originan por la migración lateral de soluciones supérgenas procedentes de pórfidos cupríferos y su formación está controlada por múltiples factores. Sin embargo, se desconoce qué papel juega el ambiente sedimentario donde se depositan las gravas que hospedan la mineralización. Este trabajo presenta el caso del depósito de Cu-exótico de El Tesoro Central (22°57'S, 69°5'O, Norte de Chile). El yacimiento está constituido por dos cuerpos mineralizados de unos 30-40 m de espesor cada uno hospedados por gravas Cenozoicas depositadas en un ambiente continental árido dominado por abanicos aluviales y pequeños cuerpos acuosos sub-superficiales estancados al pie de estos abanicos. Las observaciones sedimentológicas y petrológicas, los datos de isótopos estables ($\delta^{13}C$ y $\delta^{18}O$) y las simulaciones hidrogeoquímicas indican que ambos cuerpos mineralizados se formaron en periodos distintos y fueron controlados por altas tasas de evaporación que afectaron a soluciones ricas en Cu estancadas sub-superficialmente. Esta evaporación provocó un aumento del pH y la saturación de Cu de dichas soluciones, causando finalmente la precipitación de minerales oxidados de cobre en gravas poco consolidadas. La importancia de la evapoconcentración complementa el modelo clásico propuesto para la mineralización de Cu-exótico, que indica que la mineralización tiene lugar tras la neutralización progresiva de fluidos sobresaturados en Cu. Este modelo explica la génesis de depósitos de Cu-exótico formados relativamente cerca de la fuente de Cu (i.e., yacimiento Mina Sur, proveniente de Chuquicamata), donde los fluidos todavía están muy saturados en Cu y el ambiente sedimentario no es crítico para provocar la mineralización. Sin embargo, en yacimientos formados relativamente lejos de su fuente, los fluidos mineralizadores se empobrecen en Cu al tener que atravesar largas distancias. En este caso, el ambiente sedimentario es esencial para captar, saturar y evapoconcentrar las soluciones ricas en Cu y provocar la mineralización. Por lo tanto, los estudios sedimentológicos deberían ser incorporados en la exploración de yacimientos de Cu-exótico hospedados por gravas, especialmente en áreas donde la fuente de Cu no es evidente.

RENE-2: Sistemas de Pórfidos de Cu (±Mo±Au) e IOCG: de la petrogénesis a la exploración

Petrogénesis de los diques máficos ricos en hornblenda del Prospecto Infiernillo, Chile Central

Amanda Ailin González[1], Pablo Salas[2], Osvaldo Rabbia[3], José Miguel López[4].
(1) Departamento de Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias Químicas, Universidad de Concepción, Concepción, Chile
(2) Programa Doctorado en Ciencias Geológicas, Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Concepción, Concepción, Chile
(3) Instituto de Geología Económica Aplicada, Universidad de Concepción, Concepción, Chile
(4) Vale Exploraciones, Chile

Múltiples estudios sobre petrología de complejos ígneos Cenozoicos en los Andes, confirman el escaso o nulo contenido de hornblenda en rocas intermedias a máficas pertenecientes a segmentos del arco sin mineralización (ej. ZVS de Chile; Hildreth y Moorbath, 1988), las que presentan piroxeno y olivino como principales fenocristales. En cambio, litologías ricas en hornblenda son usualmente observadas en zonas de prospección y Depósitos Pórfido de Cu (DPC). Un caso reportado lo constituyen los diques de "lamprófidos" de El Teniente, caracterizados por su composición rica en fenocristales de hornblenda, en donde la plagioclasa ocurre mayormente en la masa fundamental y no como un fenocristal dominante (Stern et al., 2011). La cristalización temprana de hornblenda a expensas de plagioclasa en fundidos poco diferenciados, requiere contenidos inusualmente altos de agua disuelta (> 5%peso H_2O para fundidos basálticos sobre los ~980°C; Feig et al., 2006), la que es en gran medida responsable de las características químicas distintivas de los magmas de arco fértiles para mineralización de cobre (Loucks, 2014). Así, la ocurrencia y distribución de hornblenda a lo largo de los Andes podría proporcionar indicios respecto al origen de la fertilidad magmática para la localización de sitios propicios para mineralización tipo DPC. En este contexto, el presente estudio busca determinar la petrogénesis de una litología de composición máfica, con abundantes megafenocristales de hornblenda de hasta 4 cm de diámetro, que aflora en forma de dique en distintos sectores del Prospecto Infiernillo (35°S), ubicado en la Franja Mio-Plioceno de pórfidos cupríferos de Chile central. Se realizó un levantamiento geológico, y estudios petrográficos, geoquímicos y geocronológicos de los diques y otras unidades intrusivas reconocidas en el prospecto, a fin de generar una comprensión más integrada de los procesos magmático-hidrotermales. Los resultados confirman un carácter calcoalcalino y composiciones muy poco evolucionadas de los diques hornblendíferos (~48 a ~51%peso SiO_2), que sugieren una proveniencia a partir de magmas parentales basálticos con altos contenidos de agua que habrían cristalizado en la corteza profunda, donde la solubilidad de agua se incrementa con la presión. Por otro lado, las relaciones de contacto y alteración/mineralización presente en los diques, indican que su emplazamiento sería tardío con respecto a los eventos principales de alteración del sistema porfídico.

RENE-2: Sistemas de Pórfidos de Cu (±Mo? ±Au) e IOCG: de la petrogénesis a la exploración

Hydrothermal epidote mineral chemistry from El Teniente porphyry copper deposit, Chile

Jorge G. Heredia[1], Laura B. Hernández[2], Osvaldo M. Rabbia[2].
(1) Departamento de Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias Químicas, Universidad de Concepción, Concepción, Chile
(2) Instituto de Geología Económica Aplicada, Universidad de Concepción, Concepción, Chile

Finding new mineral deposits of economic importance has become increasingly difficult. Therefore, it is essential to evaluate existing and develop new exploration methods. In this work, we have tested the results of Cooke et al. (2014) about using the mineral chemistry of epidote (Ep) as a tool for vectoring and fertility assessment in porphyry systems. We studied the chemical composition of hydrothermal Ep at the El Teniente (ET) porphyry copper deposit, from Central Chile. Sampling was done along the Adit-71 through a distance of 2.25 km from the deposit center (Braden Breccia unit) to the west. 461 electron microprobe analyses, and 212 LA-ICP-MS analyses were performed in the Ep to quantify the major-minor and traces elements, respectively. Our results indicate that Ep chemistry from the ET porphyry system varies with respect to distance from the center of the deposit. Epidotes close to the potassic alteration zone show the highest concentrations of Cu, Mo, K and Tl. Within the propylitic envelope three element groups can be recognized regarding the proximity to the deposit. 1) Bi, Mn, Sb, HREE, Sc and U are associated with Ep from the propylitic proximal zone, adjacent to the pyrite halo; 2) Co, Na, Sr, LREE and Th are enriched in Ep from the distal propylitic zone, far from the pyrite halo; 3) As, Hf, Pb, Sn, Ti, V and Zr are enriched throughout the propylitic zone without a distinction about proximity to ore. These results confirm the outcomes of Cooke et al. (2014) regarding the vectoring potential of Ep chemistry. For exploration purposes, the most relevant pathfinder elements in ET are Bi, Mn, Sb, As, Pb V, REE, Sc, U and Th, because they are orders of magnitude higher in the Ep compared to wall rock. Pathfinder element concentrations in Ep from the ET (95 Mt Cu) are higher than those observed by Cooke et al (2014) at the Baguio district (BD; 3Mt Cu). For instance, As and Pb are < 200 ppm at BD, while at ET As reaches 500 ppm and Pb, 300 ppm. The Sb, is < 60 ppm at BD, while at ET reaches ~300 ppm. Particularly high enrichment on REE have been observed at ET compared to BD, to the point that allanite, the REE-rich Ep, have formed. These results also confirm the suggested by Cooke et al. (2014) regarding the use of Ep chemistry as fertility indicator. Understanding REE mobility in porphyry systems is crucial to link REE abundance in Ep to porphyry system fertility, as allanite is a mineral easily recognized under optical microscope.

RENE-2: Sistemas de Pórfidos de Cu (±Mo±Au) e IOCG: de la petrogénesis a la exploración

Identificación de alanita en la alteración propilítica del depósito tipo pórfido de cobre El Teniente.

Jorge G. Heredia[1], Laura B. Hernández[2].
(1) Departamento de Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias Químicas, Universidad de Concepción, Concepción, Chile
(2) Instituto de Geología Económica Aplicada, Universidad de Concepción, Concepción, Chile

A partir del estudio realizado en epidotas hidrotermales presentes en una transecta de 2,25 km desde el centro del depósito El Teniente hacia el oeste, a lo largo del túnel de acceso (Adit-71), se pudo detectar la presencia de alanita, variedad de epidota rica en Tierras Raras (REE), en la alteración propilítica. Este mineral no ha sido descrito anteriormente en el depósito, y su presencia ha sido escasamente mencionada en la literatura de los pórfidos de cobre. El estudio textural y composicional realizado mediante microsonda electrónica permitió determinar que la alanita presente en la zona de alteración de El Teniente es rica en Ce y se presenta en 4 ocurrencias diferentes, vinculadas a determinados sectores a lo largo del dominio propilítico. En el dominio propilítico distal la alanita se encuentra en los bordes de las epidotas producto de remplazo de plagioclasa o se presenta con un hábito fanto-alteromorfo; en el dominio propilítico proximal se encuentra con un hábito euhedral, característico de cristalización en espacios abiertos; y en el dominio potásico o fílico, se encuentra como relicto de una alteración propilítica preexistente. Estos tipos de ocurrencias evidencian condiciones variables de la estabilidad de la alanita y de la movilidad de las REE, que están condicionadas principalmente por la temperatura y por la disponibilidad de ligandos y Ca en el fluido; estos, a su vez, están estrechamente vinculados a la distancia del depósito. Cooke et al. (2014), que estudiaron la química de las epidotas hidrotermales en sistemas porfídicos, han observado un enriquecimiento de REE en las epidotas adyacente al halo pirítico, a distancias de ~0,5 km del depósito. Comprender la movilidad REE en los sistemas de pórfidos es crucial para evaluar si la abundancia de REE en epidota podría vincularse con la fertilidad del sistema porfídico, ya que la alanita es un mineral fácilmente reconocible bajo el microscopio óptico. *Cooke et al., 2014. New advances in detecting the distal geochemical footprints of porphyry systems - epidote mineral chemistry as a tool for vectoring and fertility assesments. Society of Economic Geologists Special Publication. N° 18: 127–152. Littleton, Colorado.*

RENE-2: Sistemas de Pórfidos de Cu (±Mo? ±Au) e IOCG: de la petrogénesis a la exploración

La Huifa: un depósito de Cu-Mo alojado en brechas, posiblemente vinculado al megayacimiento El Teniente, Chile Central

J. Hermosilla[1], J. Barrera[2], D. Salas[3], F. Vera[2], P. Cuadra[3].
(1) Geólogo Jefe de Proyecto Exploraciones Mineras Andinas S.A.
(2) Geólogos de Proyecto Exploraciones Mineras Andinas S.A.
(3) Director de Evaluación de Recursos Exploraciones Mineras Andinas S.A.

Introducción

El proyecto La Huifa, distante 2 km al NNE del yacimiento El Teniente (Lámina 1, Figura A), se ubica en el margen occidental de la Cordillera de Los Andes de Chile Central, y forma parte de la franja metalogénica de los sistemas Pórfido Cu-Mo de edad Mioceno - Plioceno, junto a los yacimientos Río Blanco-Los Bronces y Los Pelambres.
La existencia de mineralización en el área de La Huifa era conocida desde 1959, la primera campaña de sondajes se realiza el año 1982 por la División El Teniente. La Gerencia de Exploraciones de CODELCO Chile, inicia las actividades de exploración en el distrito el año 2010. A partir de trabajos generativos de superficie, se construye un modelo predictivo tipo Pórfido Cu–Mo, definiéndose que las zonas de mayor interés se ubican en las cercanías del yacimiento El Teniente (Pardo, 2016).

Antecedentes y métodos de caracterización

El levantamiento de la información geológica, a partir de testigos de sondajes diamantinos, es registrado en una cartilla de mapeo de detalle a escala virtual 1:200, en el software XILAB, aplicando las mejores prácticas de la industria para yacimientos del tipo pórfidos cupríferos/brechas hidrotermales (Hermosilla, 2016).

A objeto de precisar la caracterización de las litologías, alteración hidrotermal y mineralogía de mena asociada, los antecedentes geológicos obtenidos fueron críticamente comparados con los rasgos geológicos definidos en el yacimiento El Teniente, y además complementados con análisis mineralógicos de detalle, de espectrometría de reflectancia infrarroja, difracción de Rayos X, análisis hiperespectrales Hylogger y Corescan; además se realizaron análisis Qemscan a las muestras enviadas a test geometalúrgicos; inclusiones fluidas, análisis geoquímicos ICP; a esto se sumó la identificación de relaciones temporales relativas en testigos de sondajes, y estudios de dataciones radiométricas para la definición de la secuencia de eventos de intrusión, brechización y procesos de alteración/mineralización relacionados.

La información histórica de sondajes, se normaliza mediante remapeos y mapeos temáticos de testigos de roca, reanálisis químicos de pulpas según el protocolo de análisis y batería indicada por Superintendencia de Geología de la División El Teniente, reemisión de certificados topográficos de collar a partir de las nuevas poligonales de referencia, entre otras actividades tendientes a la estandarización de datos de acuerdo a protocolos de trabajo de EMSA y la normativa de CODELCO Chile.

Geología de las brechas La Huifa, Extravío y Cuerpo Central

El proyecto La Huifa se caracteriza por la existencia de un conjunto de cuerpos de brechas hidrotermales de formas lenticulares, de disposición subvertical y orientación principal NNW, estas se emplazan en rocas volcánicas/volcanoclásticas e intrusivas de composición diorítica, de edad terciaria, equivalentes a las observadas en el yacimiento El Teniente, y alojan la mayor parte de la mineralización de sulfuros de Cu y Mo, identificada en el proyecto La Huifa. En el entorno de este sistema de brechas existen manifestaciones de intrusivos del tipo pórfidos y vetillas asociadas, sin embargo los eventos responsables de la mineralización económica identificados en el sector se relacionan a etapas tardías y/o distales de la evolución de un sistema de tipo pórfido con una fuente de alimentación que aún es desconocida.

Las unidades de brechas, en su mayoría, corresponden al tipo puzle, cuyos minerales de cemento, altamente variables en proporciones y mineralogía, comprenden fundamentalmente anhidrita, turmalina, yeso, carbonatos y otras fases menores como adularia, clorita, hematita y epidota. El primer evento de brecha premineral comprende brechas de matriz turmalina con halos albíticos en los fragmentos. Se han identificado dos facies de brechas con cemento hidrotermal (BXHT-1 y BXHT-2) responsables de gran parte de la mineralización económica. Consisten en brechas tipo puzle y vetillas con características de "Infill" (Figura E) de turmalina, anhidrita y localmente cuarzo-adularia-epidota. Se ha identificado una brecha con matriz de polvo de roca (BXPR) de menor expresión.

RENE-2: Sistemas de Pórfidos de Cu (±Mo±Au) e IOCG: de la petrogénesis a la exploración

La alteración hidrotermal asociada es tardía (Figuras C-C1), de los tipos cuarzo-sericítica y argílica, concentrada en los cuerpos de brechas, y en menor medida en las unidades de rocas de caja, caracterizada por sericita (illita > muscovita), cuarzo, turmalina, clorita y menor contenido de arcillas (< 5% caolinita>esmectita).

Las brechas hidrotermales se observan vinculadas a asociaciones de alteración tardía, caracterizadas por minerales tales como sericita-illita-clorita-arcillas-carbonatos, manifestadas como halos de alteración de las estructuras mineralizadas. Esta asociación de alteración varía desde la más temprana, definida como sericita-clorita-arcillas o SCC, afín al tipo de alteración argílica intermedia (AI) hasta la alteración Argílica (A), principalmente relacionada al emplazamiento de brechas hidrotermales, definidas como unidad BXHT-2, y sobreimpuesta a brechas tipo BXPR y BXHT-1. Se caracteriza por la presencia significativa de carbonatos, sulfatos (yeso > anhidrita decolorada), turmalina, hematita (mushketovita). En ambos casos, es característico que en los espacios abiertos, los procesos hidrotermales de relleno de las estructuras, exhiban cristales bien desarrollados.

Para la alteración AI, los resultados cuantitativos de petrografía y Qemscan, indican altos porcentajes de muscovita, clorita, sericita, turmalina y anhidrita. Los alcances cualitativos, confirman una asociación de muscovita, illita, clorita para la asociación AI. Estudios de calcografía, indican que este tipo de alteración presenta las mayores concentraciones de calcopirita y bornita, destacando también la presencia de calcosina y digenita, en relación a la presencia de otras alteraciones. La mineralogía metálica implica una asociación de pirita–calcopirita o calcopirita>bornita, con presencia de esfalerita, galena, tennantita y menor scheelita, wolframita y molibdenita.

Los estudios cuantitativos de petrografía y Qemscan, indican que la alteración argílica presenta el mayor porcentaje de arcillas y calcita, en relación a la alteración AI, y que la ocurrencia de sericita se presenta con altos porcentajes. Los resultados de ensayos cualitativos, confirman la presencia de muscovita, illita, clorita, yeso y ankerita. Los informes calcográficos indican un menor volumen total de sulfuros de cobre, en comparación a la alteración AI y fases accesorias como esfalerita, tennantita y localmente galena.

La alteración tipo cuarzo–sericita (QS), se asocia a las vetillas tipo D, con alteración de cuarzo, sericita, y local argilización y mineralización de pirita > calcopirita. Los resultados cuantitativos de petrografía destacan en esta alteración el cuarzo, sericita, clorita y arcillas. Los resultados cualitativos indican la presencia de clorita, muscovita y fengita. Los resultados calcográficos indican que es la alteración con mayor porcentaje de pirita, con calcopirita en menor proporción.

Modelo geológico

Los antecedentes litológicos estandarizados a partir de mapeos temáticos, se materializan en la construcción de un modelo de distribución de rocas, correspondiente a 77 pozos con 55.596,29 m. Esto representa el 99,7% de los sondajes que se encuentran con el estándar de mapeo definido para el proyecto. En el caso del modelo de zonas de alteración, la base de datos está constituida por 55 sondajes, con un total de 51.166,64 m (92%), en tanto que el modelo de dominios de sulfuros se desarrolla en base a 74 sondajes con un total de 53.713,34 m (96%).

Los procesos de interpretación y modelamiento de litología consideraron diferenciar en los modelos 3D aquellos factores relevantes en la distribución de la mineralización de cobre, de forma tal que el modelo refleja agrupaciones de unidades de mapeo dado que las litologías, a excepción de las brechas, no ejerece control sobre la mineralización de interés. De esta forma el Modelo Litológico tiene la siguiente segregación: (a) Intrusivos de composición diorítica, que incluye el desarrollo de brechas de matriz ígnea y pórfidos dioríticos tardíos, (b) Cuerpos de brechas (BXHT-1, BXHT-2 y BXPR; Barrera, 2016. Figuras B-B1) y (c) Rocas volcánicas/volcanoclásticas y CMET (Complejo Máfico El Teniente).

En la interpretación de las zonas de alteración, debido a sus escasas manifestaciones de abundancia, son agrupadas las alteraciones de fondo temprana-transicional (TTR) y turmalina-albita (FAT), junto a sericita gris verde (habitualmente menor a 1% en volumen), diferenciándolas de aquellas alteraciones destructivas de textura de roca, que se presentan con un mayor desarrollo, como es el caso de las alteraciones tipo argílica intermedia (AI), argílica (A) y cuarzo-sericita (QS), que ejercen un control en la distribución de sulfuros.

En el proceso de modelamiento 3D de las zonas de alteración (ZALT), al igual que en la litología, se incorpora la interpretación geológica 2D, realizada en secciones y plantas. Cada unidad se construye siguiendo criterios de continuidad y/o temporalidad, definiendo las siguientes unidades-subunidades y secuencia de corte o temporalidad relativa, de más antigua a más joven:

Alteración Temprana Transicional y Fondo Albita-Turmalina (TTR-FAT); Alteración Argílica Intermedia (AI); Alteración Argílica (A) y Alteración Cuarzo – Sericítica (QS). Adicionalmente, la unidad Argílica Intermedia, a causa de que corresponde al principal control de volumen de sulfuros del proyecto, se separa en tres subunidades AIF, AIM y AID (Fuerte, Moderada y Débil, respectivamente).
El desarrollo del modelo 3D de dominio de sulfuros (Salas, 2016. Figuras D-D1-E), considera una variable de modelamiento compuesta por el porcentaje total de sulfuros (%TS) y el porcentaje relativo de sulfuros (PRS), considerando los sulfuros de cobre y/o hierro Bornita (Bn), Calcopirita (Cp) y Pirita (Py), respectivamente. A partir de análisis estadísticos del PRS, se definen zonas de asociaciones de sulfuros, considerando la paragénesis de sulfuros relacionada a los tipos de alteración principales, y el total de sulfuros (%TS). De esta forma, se obtienen los dominios de Cpy-Bn, en las categorías alto sulfuros (>1%), medio sulfuros (0,4-1%) y bajo sulfuros (<0,4%). En general, la categoría alto sulfuro es coincidente con las zonas de alteración hidrotermal Argílica Intermedia fuerte y moderada (AIF y AIM), y la asociación de alteración de fondo (TTR+FAT) y AID, con bajo sulfuro.

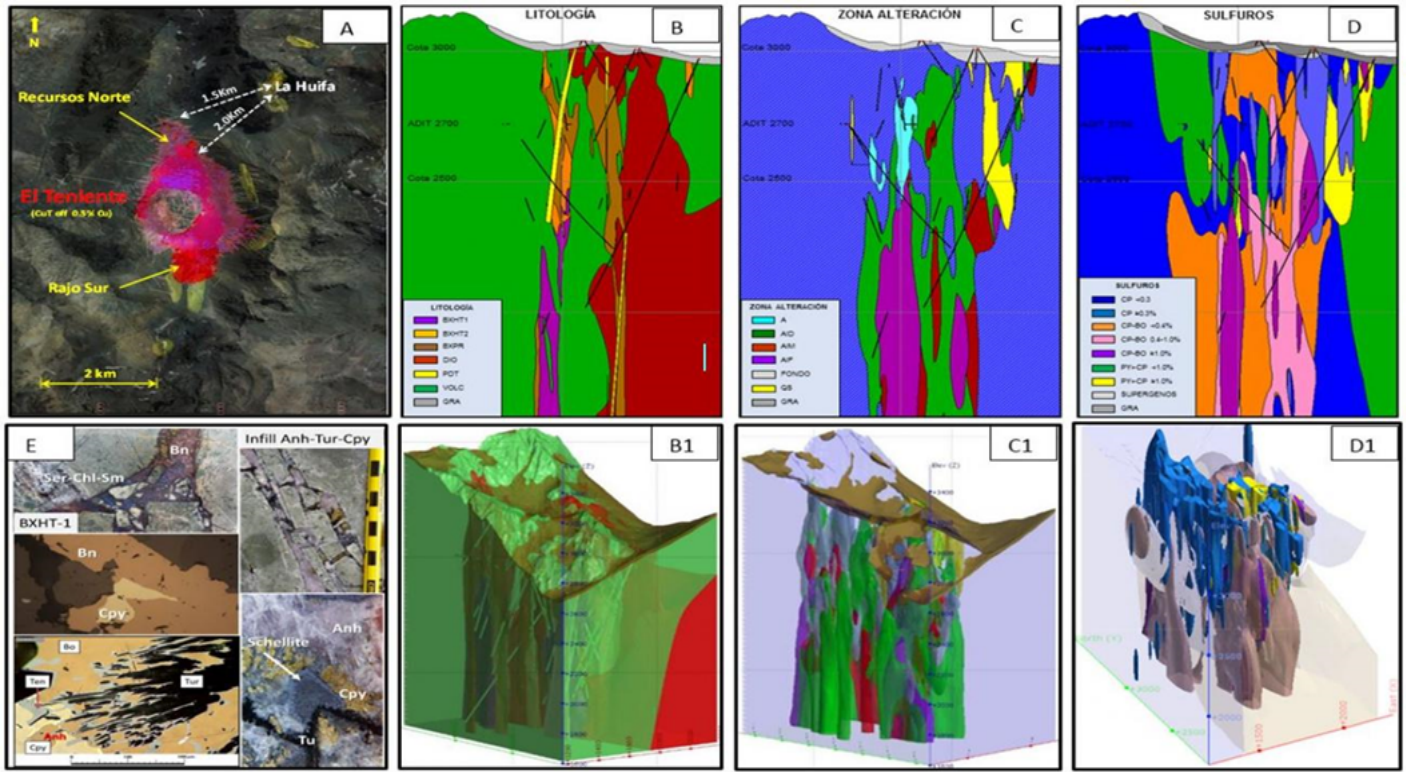
Conclusiones

Las diferentes etapas de exploración y proyecto permiten delinear los tres cuerpos mineralizados denominados Brecha Extravío, Brecha La Huifa y Cuerpo Central, cuyos recursos geológicos incrementan la base minera de la División El Teniente.
Las diferentes etapas de exploración básica y exploración avanzada del proyecto La Huifa, ha permitido obtener los siguientes resultados:
(i) Modelo Geológico robusto (litología, estructuras mayores, alteración, mineralización y superficies relevantes), respaldado por una base de datos normalizada y auditable.
(ii) Validación de la definición y delineación de los tres cuerpos mineralizados principales Brecha Extravío, Brecha La Huifa y Cuerpo Central (Modelos geológicos 2D-3D, Modelo de Recursos y Caracterización Geometalúrgica y Geotécnica).
(iii) Potencial de explorar y hallar nuevos cuerpos de brechas hidrotermales, con una mineralización de cobre relevante en el "Cluster Extravío", y de identificar mineralización del tipo pórfido cuprífero en mayor profundidad a la reconocida hasta la fecha.

Referencias

Pardo, R., 2016. Potencial de Exploración del Distrito Pórfido Cu-Mo El Teniente, Andes Centrales, Chile. Tesis para optar al Grado de Magister en Geología Económica Mención Exploración Minera. Universidad Católica del Norte.
Hermosilla, J., 2016. Procedimiento de Mapeo de Sondajes & Túneles Proyecto Exploración Avanzada La Huifa. Distrito El Teniente. Informe interno Exploraciones Mineras Andinas. S.A.
Salas, D., 2016. Informe de construcción de Dominios de sulfuros, Proyecto de Exploración Avanzada La Huifa. Informe Interno Exploraciones Mineras Andinas S. A.
Barrera, J., 2016. Informe Modelo Geológico Escala 1_2000 (2D-3D) Proyecto de Exploración Avanzada La Huifa. Informe Interno Exploraciones Mineras Andinas S. A

RENE-2: Sistemas de Pórfidos de Cu (±Mo±Au) e IOCG: de la petrogénesis a la exploración



Figuras: A) Ubicación del proyecto La Huifa. B) Sección Litológica. B1) Modelo 3D Litológico. C) Sección Zona de Alteración. C1) Modelo 3D Zona Alteración. D) Sección Subzona Sulfuros. D1) Modelo 3D Subzona Sulfuros. E) Mineralogía.

RENE-2: Sistemas de Pórfidos de Cu (±Mo? ±Au) e IOCG: de la petrogénesis a la exploración

Relación entre magmatismo y mineralización en la Cordillera de la Costa de Antofagasta (24° a 26°S)

Rodrigo Andres Jorquera[1], Juan Pablo Contreras[1].
(1) geologia regional, no, servicio nacional de geologia y mineria

La zona de estudio se localiza en la Cordillera de la Costa de la II Región de Antofagasta (24° a 26°S), y muestra la evolución magmática desde el Pérmico al Cretácico Inferior representada por diferentes plutones, diques e intrusivos menores, así como sus equivalentes volcánicos y volcanoclásticos que, en el mesozoico, tuvieron gran desarrollo conformando potentes secuencias. El rasgo estructural más relevante del área lo constituye el Sistema de Fallas de Atacama (Arabasz, 1971; Scheuber y Andriessen, 1990), cuyo movimiento se habría iniciado en el Jurásico, y con actividad principal durante el Jurásico Superior y Cretácico Inferior, con cinemática principalmente sinestral (por ej., Arabasz, 1971; Naranjo y Puig, 1984; Scheuber y Hammerschmidt, 1991; Scheuber et al., 1995) y con relación espacial y probablemente genética a la ocurrencia de mineralización de Cu, Fe-Cu (Au), Fe, Au-Cu, entre otros elementos. En este trabajo se presenta una compilación de análisis radiométricos (U-Pb, $^{40}Ar/^{39}Ar$, K-Ar), en gran parte informados en trabajos de la serie Carta Geológica de Chile (cartas Cifuncho (Contreras *et al.*, 2013); Cerro del Pingo (Espinoza *et al.*, 2014); Bahía Isla Blanca-Taltal (Escribano *et al.*, 2013); Punta Posallaves-Sierra Vicuña Mackenna (Álvarez *et al.*, 2016) y Blanco Encalada-Pampa Remiendos (Domagala *et al.*, 2016)), así como en diversas otras publicaciones. La compilación incluye 130 análisis radiométricos de distintos cuerpos intrusivos, de los cuales 100 corresponden a dataciones U-Pb en circón, 12 dataciones K-Ar (10 en biotita, 1 en anfíbola y 1 en roca total), y 18 dataciones $^{40}Ar/^{39}Ar$ (10 en biotita, 5 en anfíbola, 2 en hornblenda y 1 en actinolita), los que se consideran como representativos de las edades de cristalización. En base a estos datos, se han podido identificar, independientemente de la composición de los intrusivos, doce (12) pulsos principales, once de los cuales se muestran en la figura 1, y se detallan en la tabla 1:

Código del Pulso	Rango de edad	Superficie expuesta (km2)
Ki2	102-117 Ma	598
Ki1	122-135 Ma	259
JsK3	135-145 Ma	752
JsK2	145-150 Ma	488
JsK1	150-156 Ma	1344
Jm2	157-162 Ma	331
Jm1	163-171 Ma	860
Ji2	174-184 Ma	185
Ji1	192-193 Ma	31
Trs	201-215 Ma	54
Tri	246-260 Ma	1
P	273-285 Ma	257

Tabla 1. Pulsos magmáticos, rangos de edad y superficie expuesta en el área de estudio Se han compilado también 11 análisis radiométricos que se interpretan como representativos de edades de alteración-mineralización, los que se presentan en la Tabla 2:

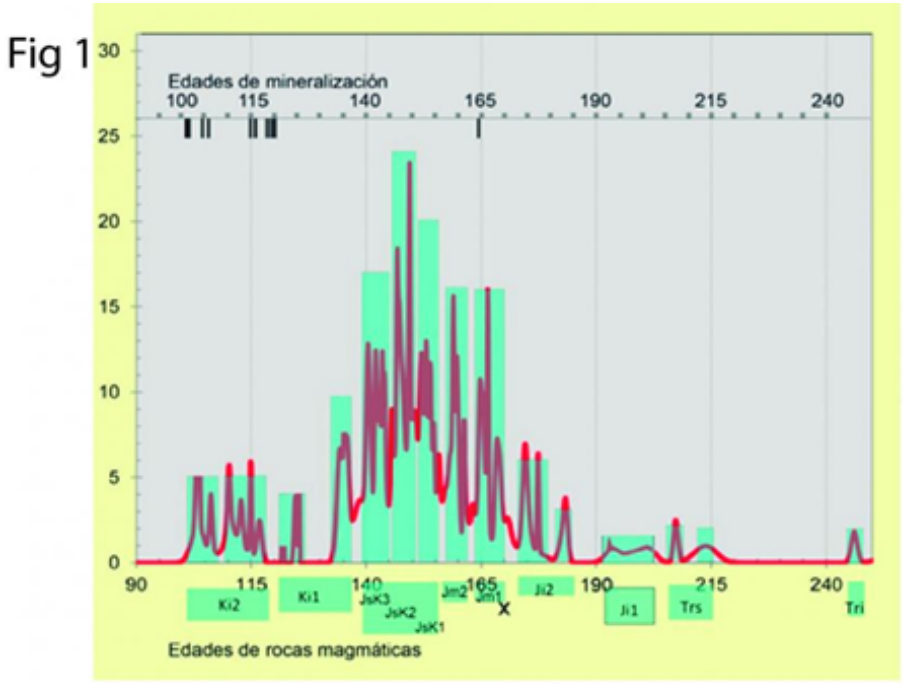
RENE-2: Sistemas de Pórfidos de Cu (±Mo±Au) e IOCG: de la petrogénesis a la exploración

	Muestra	Edad_Error	Método-Mineral	Referencia
1	URM-1265d	101,1±0,13	Ar/Ar sericita	Piñana, S. 2018. Com. escrita
2	URM-1100d	101,4±0,1	Ar/Ar sericita	Piñana, S. 2018. Com. escrita
3	s/c	104±2 alt	K-Ar roca total	Münchmeyer, 2004
4	CPJ-049	106±3 alt ss	K-Ar biotita	Espinoza et al. 2014
5	s/c	115±4 alt	K-Ar roca total	Münchmeyer, 2004
6	s/c	116±6 alt	K-Ar alunita	Matthews et al., 2010
7	CPJ-083	118,2±1,3 alt	40Ar/39Ar actinolita	Espinoza et al. 2014
8	CPV-190	119±3 alt	K-Ar roca total	Espinoza et al. 2014
9	CPK-102A	119±6 alt	K-Ar roca total	Espinoza et al. 2014
10	s/c	120±3 alt	40Ar/39Ar actinolita	Münchmeyer, 2004
11	AFK-92R	164±11	K-Ar actinolita	Marinovic et al., 1995

Tabla 2. Edades de alteración o relacionadas a mineralización La distribución de las edades de alteración-mineralización disponibles se muestran en la figura 4, donde se puede observar además, su correspondencia con los distintos pulsos magmáticos. Discusión Los pulsos magmáticos más antiguos, con un rango de edades que van desde el Pérmico al Triásico Superior (P, Tri, Trs), se distribuyen principalmente en el sector suroeste del área de estudio. Los yacimientos asociados espacialmente a estas rocas son escasos, conformando cuerpos vetiformes con contenidos de Pb y Zn de tamaño pequeño. El Jurásico Inferior (Ji1, Ji2) tiene una distribución restringida (aprox 220 km2), reconociéndose afloramientos dispersos en la zona norte, centro y sur del área de estudio. En el sector sur, tienen asociados espacialmente depósitos epitermales de Ag (Au), de tamaño pequeño (Distrito Sierra Esmeralda). Los pulsos magmáticos del Jurásico Medio (Jm1, 163-171 Ma; Jm2, 157-162 Ma) tienen buena correlación espacial con mineralización de Cu (Au). Un ejemplo de esto es el distrito Las Luces, donde una muestra de subsuperficie de un intrusivo relacionado a la mineralización arrojó una edad U-Pb en circón de 164,6±3,2 Ma (Espinoza *et al.*, 2014). Es posible que parte de las ocurrencias mineras localizadas en el entorno de la mina Las Luces tengan relación con cuerpos intrusivos, stocks y/o diques asociados a este pulso magmático que, en este sector sin embargo, no necesariamente afloran. En el distrito Montecristo, Marinovic *et al.* (1995) han acotado la edad de la mineralización en base a una datación K-Ar en actinolita de 164±11 Ma (mina Mantos) que se interpreta como edad máxima. Por otra parte, Madero (1996) dató un dique que corta a la mineralización en este distrito, con una edad K-Ar en roca total de 129±4 Ma, lo que permite asignar un rango Jurásico Medio-Cretácico Inferior para la ocurrencia de la mineralización. En el sector NW de la zona de estudio, en el distrito caleta El Cobre, existe una fuerte correlación espacial entre mineralización y la intrusión de plutones cuyas edades están en el rango 157 a 162 Ma (Jm2) en rocas de la Formación La Negra. A la fecha de este trabajo, sin embargo, no se dispone de datos geocronológicos en minerales de alteración que confirmen la relación entre estas intrusiones y los procesos hidrotermales que dieron origen a los cuerpos mineralizados del distrito caleta El Cobre. Los pulsos magmáticos del Jurásico Superior-Cretácico Inferior (JsK1, JsK2, JsK3) tienen una gran representación areal, sin embargo no tienen una buena correlación espacial con ocurrencias minerales. Los depósitos alojados por rocas de esta unidad son en general de tamaño pequeño, como por ejemplo los distritos mineros de vetas localizados al norte de la localidad de Paposo (Parañao, Panul, San Felipe-Colorada, Izcuña *sensu* Boric *et al.*, 1990). Un siguiente grupo de edades de alteración-mineralización está en el rango 120-115 Ma, intervalo que corresponde a la etapa final de intrusión de plutones del pulso Ki1 (122-135 Ma). Al sur de la zona de estudio, algunos depósitos vetiformes de Cu y Cu-(Au) son encajados por estos plutones, o en su entorno emplazados en rocas de la Formación La Negra, donde se encuentran asociados a sistemas de fallas de carácter regional. El pulso magmático Ki2 (102-117 Ma) presenta una buena correlación con edades de alteración-mineralización (101-106 Ma, ver figura 2 o Tabla 2), así como una buena relación espacial con yacimientos (figura 4). Corresponden generalmente a vetas, vetas-falla y brechas de tamaño pequeño, con contenidos de Cu y Fe-Cu (Au). Conclusiones En base a los análisis radiométricos disponibles para la alteración del área de estudio y la distribución de los yacimientos metálicos con respecto a los distintos pulsos de rocas magmáticas, es posible sugerir que los intrusivos del Jurásico Medio (pulsos Jm2 y Jm1) tienen afinidad con la ocurrencia de

mineralización, siendo ejemplos de ello los distritos Caleta el Cobre, Montecristo y Las Luces. En el distrito Caleta el Cobre, los depósitos se emplazan en torno al contacto entre plutones (Jm2) y rocas de la Formación La Negra. Existe una fuerte correlación espacial entre afloramientos de la Formación La Negra y mineralización, tanto en número de ocurrencias como en volumen de los cuerpos mineralizados (ver Figura 4), lo que permite considerar a esta unidad como favorable de ser mineralizada y, por ende, puede considerarse como un criterio de exploración por recursos minerales. Esta afinidad con cuerpos mineralizados podría explicarse por reactividad de las rocas de esta formación con los fluidos hidrotermales (p.ej contenidos de óxidos de hierro originales en las rocas), permeabilidad primaria (p.ej amígdalas), una química anómala en elementos metálicos de mena, entre otros. Los pulsos magmáticos del Cretácico Inferior (Ki1, 122-135 Ma; Ki2, 102-117 Ma) tienen afinidad con depósitos de Cu, Cu-(Au) y Fe-Cu-(Au), como por ejemplo las ocurrencias minerales de los distritos Canchas, Sierra Placeres y Sierra del Pingo, así como el yacimiento Tropezón. El pulso magmático Ki2 tiene asociado espacialmente una mayor cantidad relativa de depósitos que el pulso magmático Ki1. Regionalmente, los depósitos del Cretácico Inferior pertenecen a una franja que se extiende entre los 22° y 34° de latitud sur, habiéndose reconocido un variado conjunto de tipos de yacimientos, entre ellos pórfidos cupríferos, depósitos de Fe-Cu-(Au), depósitos de óxidos de Fe-apatito y estratoligados (Maksaev *et al.*, 2007).

RENE-2: Sistemas de Pórfidos de Cu (±Mo±Au) e IOCG: de la petrogénesis a la exploración



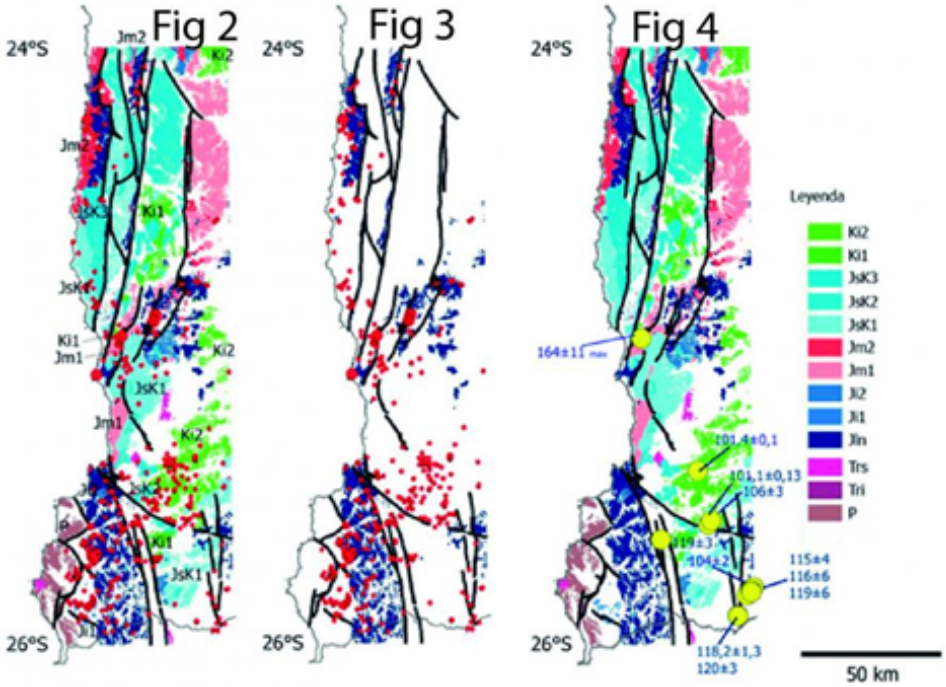


Figura 1. Histograma de frecuencia de edades radiométricas obtenidas en rocas volcánicas y de alteración en la zona de estudio. Se individualizan picos que representarían pulsos magmáticos.
Figura 2. Pulsos magmáticos y ocurrencia de mineralización
Figura 3. Formación La Negra y mineralización
Figura 4. Pulsos magmáticos y edades de alteración-mineralización

RENE-2: Sistemas de Pórfidos de Cu (±Mo? ±Au) e IOCG: de la petrogénesis a la exploración

δ^{65}Cu isotope variations at the Los Bronce cluster, Rio Blanco-Los Bronces porphyry Cu-Mo deposit

Claudia Magerkurth[1,2], Katja Deckart[1,2], Brian Townley[1,2], Ryan Mathur[3], Mauricio Carranza[4], Marcia Munoz[5], Pablo Cabello[4].
(1) Geología, Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(2) Advanced Mining Technology Center, Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(3) Juniata College, USA
(4) Anglo American, Los Bronces, Chile
(5) Geología, Facultad de Ingeniería, Universidad Andres Bello, Sazié 2119, Santiago, Chile

Copper isotope ratios measured in sulfide minerals pretend to provide insights into high-temperature mineralization at the Río Blanco–Los Bronces mega-porphyry Cu-Mo deposit, belonging to the late Miocene to lower Pliocene metallogenic belt of Central Chile. Mineralization concentrates mainly in hydrothermal breccias, as well as in different veinlet types as product of multiple alteration-mineralization events. The deeper parts of the system are dominated by an early calco-sodic hydrothermal overprinted by a strong potassic alteration. Co-genetic to the potassic alteration is the sericite gray green alteration as a product of an early hydrolysis representing a transitional event between potassium and phyllic hydrothermal alterations. Towards to the surface, above and superimposed on the potassic alteration, a phyllic alteration is associated to the different breccia bodies. Finally, the propylitic alteration occurs as gradation of potassic alteration as a distal halo, varying from chlorite-biotite nearby the hydrothermal center to chlorite-epidote to the periphery. Copper isotope ratios in chalcopyrite and bornite belonging to different veinlet types were measured by laser ablation multi-collector inductively coupled plasma-mass spectrometry (MC-ICP-MS) from samples selected strategically from around the hydrothermal centers Los Bronces open pit and San Enrique Monolito, covering the different hydrothermal alterations through a NW-SE trending profile. Preliminary results show that there is a systematic increase in δ^{65}Cu values from deeper to shallower portions of both hydrothermal centers. In addition, a pattern is identified in copper isotopic signatures respect to hydrothermal alterations, where the early calco-sodic δ^{65}Cu values are close to 0.0‰. Both, bt–feld-k and sericite gray green belonging to potassic alteration display in a wide range of copper isotope ratios varying from -0.26 to 1.15‰ and -0.3 to 1.26‰, respectively. The phyllic alteration shows a higher signature from 2.05 to 2.5‰. In general, the samples nearby to hydrothermal centers dominated by high-temperature potassic alteration are isotopically lighter than the samples with phyllic alteration. These preliminary results indicate that fractionation of Cu isotopes during hypogene alteration is controlled by pH and/or temperature variations, physicochemical gradients and thermodynamic properties. This might be useful in exploration for vectoring porphyry copper hydrothermal systems.

RENE-2: Sistemas de Pórfidos de Cu (±Mo±Au) e IOCG: de la petrogénesis a la exploración

La Franja de Yacimientos de tipo Óxidos de Hierro-Cobre-Oro (IOCG) en la Provincia Metalogénica de la Cordillera de la Costa de Chile

Laura Mateo[1], Roxana Ortega[1], Claudia Arredondo[1].
(1) Geología Aplicada (Unidad de Recursos Minerales), SERNAGEOMIN

La franja con depósitos del tipo IOCG se extiende desde Tocopilla hasta la ciudad de Santiago (22° a los 33°5'S), aproximadamente, a lo largo de la cordillera de la Costa, dividida en dos franjas subparalelas de orientación norte-sur de edades del Jurásico Superior y Cretácico Inferior. En este trabajo se hace una actualización de los depósitos del tipo IOCG en las regiones de Coquimbo y Valparaíso (Figura 1). La provincia metalogénica de la cordillera de la Costa, de orientación norte-sur, comprende rocas volcánicas, plutónicas y sedimentarias marinas de edad Mesozoica, que son parte de un arco magmático y cuenca tras arco instaurado durante el Jurásico-Cretácico Inferior. Un rasgo importante de esta provincia es la Franja Ferrífera de la cordillera de la Costa, que se extiende entre los 25° y 31°S, y que contiene yacimientos de óxidos de Fe tipo magnetita-apatita con magnetita, trazas de pirita y calcopirita, y actinolita, apatita y clorita como ganga. Los yacimientos del tipo IOCG ubicados en esta provincia metalogénica están espacialmente asociados a los depósitos de la Franja Ferrífera Chilena. La Franja Ferrífera coincide con la ubicación del Sistema de Fallas de Atacama, ligado al proceso de subducción y contemporáneo a la formación del arco del Jurásico Superior-Cretácico Inferior, que se extiende entre La Serena e Iquique, y de importancia relevante en el control de la distribución de los yacimientos IOCG. Los yacimientos del tipo IOCG ubicados en la provincia metalogénica de la cordillera de la Costa están compuestos por magnetita/especularita con calcopirita y/o pirita como menas principales, con cantidades subordinadas de oro. Estos yacimientos se asocian al magmatismo del Jurásico y Cretácico Inferior. Dataciones radiométricas realizadas en minerales de alteración asociados a los halos de alteración de los depósitos indican edades entre los 162±4 Ma y 140 Ma para los yacimientos de la franja del Jurásico Superior y entre 137±3 Ma y 98,7±0,2 Ma para la franja IOCG del Cretácico Inferior. En tanto, los yacimientos del tipo magnetita-apatita presentan edades comprendidas entre los 153±2 Ma y ~110 Ma. Estas edades son similares a las edades de los intrusivos aledaños a los depósitos, lo que sugeriría un vínculo genético entre los yacimientos y las rocas plutónicas hospedantes.
Los autores agradecen el patrocinio de la Subdirección Nacional de Geología del Sernageomin.

RENE-2: Sistemas de Pórfidos de Cu (±Mo? ±Au) e IOCG: de la petrogénesis a la exploración

Origen del depósito de hierro El Laco, Chile: ¿Un resultado de volcanismo explosivo de tipo caldera?

José Tomás Ovalle[1], Nikita L. La Cruz[2], Martin Reich[1], Fernando Barra[1], Adam C. Simon[2], Brian Konecke[2], Maria Alejandra Rodriguez-Mustafa[2], Tristan M. Childress[2], Artur P. Deditius[3], Diego Morata[1].
(1) Departamento de Geología, Ciencias Físicas y Matemáticas FCFM Beaucheff, Universidad de Chile
(2) Department of Earth and Environmental Sciences, University of Michigan, Ann Arbor, Michigan, USA
(3) School of Engineering and Information Technology, Murdoch University, Murdoch, Australia

El complejo volcánico El Laco, ubicado en el Altiplano Chileno, es ampliamente conocido por preservar uno de los más enigmáticos estilos de mineralización de hierro en el mundo. Sus excepcionales cuerpos de magnetita maciza de aparente aspecto volcánico, han motivado un debate protagonizado por dos hipótesis radicalmente opuestas (origen magmático vs. hidrotermal). La hipótesis magmática, atribuye la formación de estos depósitos a la cristalización de fundidos de óxidos de hierro formados por procesos de inmiscibilidad líquida. Contrariamente, el modelo hidrotermal postula una removilización de hierro seguida de un reemplazo metasomático de rocas volcánicas. Estos modelos han sido construídos en base a observaciones de terreno y datos geoquímicos obtenidos casi exclusivamente de muestras de superficie. Esto implica que la información previamente reportada representa la expresión más superficial del depósito. En este estudio se presentan resultados de un estudio mineralógico/químico exhaustivo de muestras de 5 cuerpos de magnetita de El Laco obtenidas de afloramientos y de sondajes de diamantina. Observaciones de terreno, mapeo de sondajes y estudios texturales de muestras seleccionadas a diferentes profundidades fueron relacionadas con datos de química mineral de magnetita obtenidos mediante microsonda electrónica. Los resultados revelan un sistema mineralizado, textural y geoquímicamente zonado a escala vertical, marcado por signaturas magmáticas y un incremento sistemático de titanio en magnetita en función de la profundidad. Estas características dan cuenta de un sistema que evolucionó desde condiciones puramente magmáticas a condiciones magmático-hidrotermales. Considerando que depósitos con características similares a El Laco han sido documentados en otras zonas volcánicas activas relacionadas a ambientes de volcanismo explosivo (ej. México, Alaska, Chile), se propone que El Laco es el resultado de una confluencia óptima y sinergística de procesos volcánicos comunes que llevan a una eficiente segregación de magnetita desde una cámara magmática, seguido por un estadio de remobilización y enriquecimiento de hierro por fluidos hidrotermales tardíos. Estos episodios fueron potenciados durante el colapso de un edificio volcánico, destacando el rol del volcanismo en la formación y emplazamiento de los cuerpos de magnetita de El Laco. Nuestros resultados aportan nuevos antecedentes sobre el rol de los procesos volcánicos en metalogénesis a escala global.

RENE-2: Sistemas de Pórfidos de Cu (±Mo±Au) e IOCG: de la petrogénesis a la exploración

Halógenos, elementos traza e isotópos de Sr-Sm-Nd de apatitos de depósitos tipo magnetita-apatito del norte de Chile: evidencias de etapas magmáticas e hidrotermales

Gisella Francisca Palma[1], Fernando Barra[1,2], Martin Reich[1,2], Victor Valencia[3], Adam Simon[4], Jeff Vervoort[3], Mathieu Leisen[2], Rurik Romero[2].
(1) Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile
(2) Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Centro de Excelencia en Geotermia de los Andes (CEGA), Santiago, Chile
(3) School of Earth and Environmental Sciences, Washington State University, Pullman, EEUU
(4) Department of Earth Sciences, University of Michigan, Ann Arbor, EEUU

El origen de los depósitos de tipo magnetita-apatito continúa siendo controversial, postulándose históricamente como hipótesis contrapuestas la segregación magmática de un fundido rico en hierro y el reemplazo hidrotermal de las rocas hospedantes. Estudios más recientes (ej. Knipping et al., 2015; Rojas et al., 2018) postulan un modelo de segregación de magnetita mediante "flotación", el cual combina procesos magmáticos e hidrotermales. Sin embargo, el rol de los volátiles, como el P, F, Cl, S y el H_2O, ha sido muy poco estudiado, a pesar de que estos componentes son críticos para constreñir y refinar los modelos de formación. Dentro de este contexto, el estudio del apatito abre oportunidades de constreñir el impacto de los volátiles en su génesis.

Los depósitos Carmen, Fresia y Mariela de edad Cretácica se ubican en la Cordillera de la Costa del norte de Chile. Estos depósitos comprenden cuerpos masivos de magnetita con menor apatito y actinolita, espacialmente asociados a intrusiones dioríticas. En este trabajo se presenta una combinación de datos micro-analíticos (EMPA), geoquímicos (LA-ICP-MS) e isotópicos (TIMS, MC-ICP-MS) de apatitos de estos depósitos.

Los apatitos estudiados se encuentran enriquecidos en tierras raras (≤5000 ppm) y zonados respecto al F y Cl. Comúnmente, presentan un comportamiento desacoplado entre estos elementos, es decir, zonas ricas en flúor (fluorapatito) se correlacionan con zonas pobres en cloro (cloroapatito), y viceversa. Los apatitos de Carmen se componen principalmente de fluorapatito, mientras que los de Mariela de cloroapatito. Los apatitos de Fresia muestran una composición variable entre fluorapatito, clorapatito e hidroxiapatito. Las zonas de cloroapatito se caracterizan por presentar altos contenidos de S, Na, Sr y Fe respecto a las zonas de fluorapatito. Más aún, el S y el Na se correlacionan con el Cl. En Carmen y Fresia las zonas de cloroapatito además se encuentran empobrecidas en tierras raras livianas, Th y U, lo cual es compatible con procesos metasomáticos como disolución-reprecipitación y formación de inclusiones de monacita.

Las razones isotópicas iniciales de ^{87}Sr-^{86}Sr y los valores de Nd de los apatitos son compatibles con una fuente mantélica con mínima contribución cortical. Los resultados texturales, geoquímicos e isotópicos indican un origen magmático para los depósitos tipo-Kiruna andinos con grados variables de sobreimposición hidrotermal, evidenciado por la formación de apatito rico en cloro.

RENE-2: Sistemas de Pórfidos de Cu (±Mo? ±Au) e IOCG: de la petrogénesis a la exploración

Señales mineralógicas como trazador de la denudación de sistemas mineralizados pórfidos cupríferos en el relleno sedimentarios de cuencas adyacentes, Norte de Chile.

Héctor Pizarro[1,2], Eduardo Campos[1], Farhad Bouzari[3], Sonia Rousse[2], Sébastien Carretier[2], Rodrigo Riquelme[1].
(1) Ciencias Geologicas, Ingenieria y Ciencias Geologicas, Universidad Católica del Norte, Antofagasta, Chile
(2) GET, IRD, CNRS , Université de Toulouse, UPS, Toulouse, Francia
(3) Mineral Deposit Research Unit, Earth, Ocean and Atmospheric Sciences, University of British Columbia, Vancouver, Canadá

En el norte de Chile, los depósitos de porfídico cuprífero se encuentran vinculados a la actividad magmática tipo calcoalcalina desarrollada en ambientes tectónicos-convergente. Estos se forman como resultado de la circulación de fluidos hidrotermales, derivados de cuerpos magmáticos intermedios-ácidos, que se emplazan a profundidades someras (Richards, 2003). La interacción fluido hidrotermal-roca hospedante genera minerales de alteración hidrotermal (Gustafson and Hunt, 1975) y además pueden modifican/crear minerales accesorios (Bouzari et al., 2016). El Desierto de Atacama está compuesto por numerosas cuencas hidrográficas rellenadas por depósitos de gravas provenientes de la erosión de la Precordillera (Maksaev, 1990) y en menor medida de sistemas mineralizados pórfidos cupríferos.La relación entre la denudación de estos cuerpos de menas y producción de gravas adyacentes, han sido escasamente estudiado. Para tratar de comprender esta relación, hemos estudiado las características petrográficas y geoquímicas de zircones y apatitos provenientes de 4 sistemas mineralizados pórfidos cupríferos (área fuente: Chuquicamata, La Escondida, Esperanza y Mirador). Mientras que para la caracterización sedimentaria se tomaron muestras de la cuenca Centinela, adyacente a los yacimientos Esperanza y Mirador. Los minerales analizados en el área fuente presentan características petrográficas y señales geoquímicas propias de sistemas mineralizados pórfidos cupríferos (ej. YJ Lu et al., 2018). En zircones, las características más representativas son el tipo de morfología, valores de $Eu/Eu^* < 0.4$, difusión de elementos geoquímicos hacia los bordes (Ce/Sm, Yb/Gd). En apatitos estas características son el color de luminiscencia, verde (alterados) y amarillo-café (menos alterados), y variaciones en la concentración de elementos geoquímicos (ej. Ca, S, Eu). A partir de los resultados obtenidos en sedimentos, hasta ahora, los zircones presentan características petrográficas que están asociado al ambiente sedimentario, donde las morfologías pueden estar asociadas a mineralización, mientras que los apatitos son escasos. El estudio petrográfico y geoquímico de estos minerales pueden ayudar a caracterizar eventos de denudación de sistemas mineralizados pórfidos cupríferos y evolución de la cuenca. Además, ofrece una método potencialmente rápido y efectivo para la utilización de estos minerales como indicadores de mineralización en la exploración en depósitos de gravas.

RENE-2: Sistemas de Pórfidos de Cu (±Mo±Au) e IOCG: de la petrogénesis a la exploración

A new holistic model that explains the formation of Andean iron oxide-apatite deposits and their links with iron oxide-copper-gold systems

Martin Reich[1], Adam Simon[2], Fernando Barra[3].
(1) Department of Geology and Andean Geothermal Center of Excellence (CEGA),, FCFM, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(2) Department of Earth and Environmental Sciences, University of Michigan, Ann Arbor, Michigan, US
(3) Department of Geology and Andean Geothermal Center of Excellence (CEGA), FCFM, Universidad de Chile, Santiago, Chile

Kiruna-type iron oxide-apatite (IOA) and iron oxide-copper-gold (IOCG) deposits are commonly spatially and temporally associated with one another, and with coeval magmatism. In many districts along the Coastal Cordillera of northern Chile and southern Perú, field observations reveal that IOCG mineralization transitions with depth (or laterally) to (S-Cu-Au-poor) Kiruna-type style of mineralization. However, a genetic model that accounts for observations of natural systems remains elusive, with few observational data able to distinguish among working hypotheses that invoke magmatic-hydrothermal fluids, immiscible iron-rich melts, and basinal brines/meteoric fluids. Here we use mineralogical observations, experimental results, and geochemical and isotopic data to develop a new genetic model that explains IOA and IOCG deposit types as a product of a single evolving ore system [1-4]. Our studies are centered in the Cretaceous Iron Belt of northern Chile, but also include data from the El Laco IOA deposit in the Chilean Altiplano, the youngest and most controversial deposit of this clan. Together, the data are consistent with a genetic model wherein 1) Magnetite cores crystallize from silicate melt, which results in concentrations of Ti, V, Al, Mn, and δ^{56}Fe-δ^{18}O values that overlap igneous magnetite; 2) These magnetite crystals are nucleation sites for an aqueous fluid phase that exsolves and efficiently scavenges Fe, P, S, Cu and Au from silicate melt; 3) With progressive degassing of the melt during decompression, the volatile phase coalesces and encapsulates magnetite to form a magnetite-fluid suspension that is less dense that the surrounding magma; 4) As the suspension ascends, magnetite grows in equilibrium with the fluid and takes on a magmatic-hydrothermal character (lower Al, Mn, Ti, V, and lighter δ^{56}Fe-δ^{18}O signatures); 5) During ascent, magnetite, apatite and actinolite are deposited to form IOA deposits; 6) The further ascending fluid transports Fe, Cu, Au and S toward the surface where hematite, magnetite and sulfides precipitate to form IOCG deposits. Our model explains the observed temporal and spatial relationship between magmatism and IOA and IOCG deposits in the Andes, and provides a valuable conceptual framework to define exploration strategies. References: [1] Knipping et al. (2015) Geology 43, 591; [2] Reich et al. (2016) Econ Geol 111, 743; [3] Barra et al. (2017) Ore Geol Rev 81, 62; [4] Simon et al. (2018) Econ Geol Keystone Vol

RENE-2: Sistemas de Pórfidos de Cu (±Mo? ±Au) e IOCG: de la petrogénesis a la exploración

Magnetic fabric of altered rocks at the Escondida porphyry Cu deposit: a record of hydrothermal fluid migration?

Karl Riveros-Jensen[1], Eugenio Veloso[2,3], Eduardo Campos[4], Walter Véliz[5].
(1) Departamento de Geología, Facultad de Ingeniería, Universidad de Atacama, Copiapó, Chile
(2) Departamento de Ingeniería Estructural y Geotécnica, Pontificia Universidad Católica de Chile, Santiago, Chile
(3) Centro de Geotermia Avanzada de Los Andes, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(4) Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ingeniería y Ciencias Geológicas, Universidad Católica del Norte, Antofagasta, Chile
(5) Minera Escondida Ltda., Chile

The anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) is a petrophysical property that quantify the shape and orientation of all minerals in a rock (magnetic fabric), which in many cases represents its petrologic fabric (e.g. Tarling and Hrouda, 1993). However, few studies have been focused in define the effects of hydrothermal alteration on magnetic fabric of rocks (e.g. Just et al., 2004).

In this contribution we investigate the effects of hydrothermal alteration on the anisotropy degree (P´), shape (T), and orientation of magnetic fabric of host rocks of the Escondida porphyry Cu deposit, and how magnetic lineation can be interpreted in terms of hydrothermal migration patterns. For this, a total of 275 oriented paleomagnetic standard specimens from 23 sampling sites in the Escondida stock, were subjected to AMS analyses using a MFK1-FA Kappabridge.

Results indicate that samples affected by potassic-chloritic alteration display a well defined oblate magnetic fabric (T=0.172), showing a high magnetic anisotropy degree (P´=1.119). Magnetic lineation exhibit a clear NE declination and is inclined toward the SW. Samples affected by an intense quartz–sericite alteration show a prolate magnetic fabric (T=-0.20) and experience a decrease in the magnetic anisotropy degree (P´=1.021). Magnetic lineation display a N-NE declination and inclinations toward the SW. Argilized samples exhibit a wide range for the shape parameter (1-1), suggesting the occurrence of samples with both oblate and prolate magnetic fabric, whereas the magnetic anisotropy degree displays similar values than quartz-sericite altered samples (P´=1.028). However the magnetic lineation is scattered, where is not possible to define a clear declination pattern.

NE orientation of magnetic lineation in potassic-chloritic and quartz-sericite altered rocks can reflects the main direction of hydrothermal fluid migration within the Escondida deposit. Mineralogical studies demonstrate that magnetic lineation is associated with Fe-rich multidomain hydrothermal magnetite precipited during the potassic alteration event. Results are consistent with tectonic evidences, which suggest that NE tensional structures, associated with sinestral activity of the Domeyko Fault System, controlled the emplacement of the Escondida stock (Vergara, 2002), whereas Mo-rich zones also display a NE anisotropy within the deposit (Romero et al., 2011).

RENE-2: Sistemas de Pórfidos de Cu (±Mo±Au) e IOCG: de la petrogénesis a la exploración

Geology and geochemistry of the Yerbas Buenas Mine: a new iron oxide apatite ore deposit?

Diego Rojas[1], Karl Riveros-Jensen[1].
(1) Departamento de Geología, Facultad de Ingeniería, Universidad de Atacama, Copiapó, Chile

In northern Chile the most important IOA deposits are located in an iron belt genetically associated with dioritic magma bodies along the Atacama Fault System (e.g. Oyarzun et al., 2003). The Yerbas Buenas mine is located 30 km N of La Serena, Chile, near important IOA-IOCG deposits. In this contribution a geological and geochemical framework has been defined for the Yerbas Buenas deposit, in order to establish its similarities with the recognized IOA deposits at the Chilean Iron Belt.

The main lithology in the Yerbas Buenas mine is related to microdioritic bodies, which are affected by the NS-NE Romeral Fault System and covered by eolian/alluvial sands and gravels. Three alteration-mineralization stages can be defined. The earliest stage is related to biotitization of the microdioritic rocks and moderate magnetite precipitation (5-20 vol%). The second stage correspond to actinolite-apatite which is associated with NE striking magnetite-rich veins (20-60 vol%). The latest stage is related to mushketovite-actinolite-chlorite which introduce scarce sulfides such as chalcopyrite and pyrite.

XRF analyses using a S1 TITAN handheld, indicate that samples are dominated by Fe_2O_3 [69.8-3.4%], SiO_2 [65-5.3%], Al_2O_3 [22.5-1.1%] and CaO [20.4-0.8%]. Lower concentrations of P_2O_5 [17.9%-740 ppm], MgO [8.6-0%], TiO_2 [1.4-0%] and K_2O [1.2%-400 ppm] were also detected. The main trace elements are Cl [1%-410 ppm], Co [1940-20 ppm] Ce [1290-20 ppm] and V [520-110 ppm], which display detectable concentrations in all samples.

The lowest Fe_2O_3/TiO_2 ratios were recorded in the microdioritic host rocks, which can represents the occurrence of Ti-rich mineralogical phases that could be originated during the magmatic crystallization. However very high Fe_2O_3/TiO_2 ratios were measured in massive veins, which can be associated with Fe-rich hydrothermal magnetite. The wide range of V concentration in samples, could also supports the occurrence of both magmatic and hydrothermal Fe-Ti oxides (e.g. Broughm et al., 2017). Occurrence of CaO, P_2O_5 and Cl reveal that clorapatite is an important alteration mineral, probably formed from Cl bearing hydrothermal fluids with minor contribution of meteoric waters (e.g. Edfelt et al., 2005). Concentration of Co and Ce suggest a more detailed geochemical study to define the economic potential of these elements. Mineralogical and geochemical evidence indicate that the Yerbas Buenas deposit can be genetically clasiffied as an IOA ore deposit.

RENE-2: Sistemas de Pórfidos de Cu (±Mo? ±Au) e IOCG: de la petrogénesis a la exploración

Redox conditions and metal/volatile budget of primitive arc magmas at 35.5°S: Implications in the generation of the Mio-Pliocene copper belt in Central Chile

Pablo Antonio Salas[1], Osvaldo Rabbia[3], Philipp Ruprecht[2], Laura Hernández[3].
(1) Ciencias de la Tierra, Ciencias Químicas, Universidad de Concepción
(2) Universidad de Nevada, Estados Unidos
(3) Instituto de Geología Económica Aplicada GEA, Universidad de Concepción, Chile

At global scale, prominently mineralized porphyry copper systems (>40 Mt Cu) occurs exclusively along thick crustal segments (>40 km) of active continental margins. Specific magmatic and hydrothermal processes have been invoked to explain the deposition of sulfide ore involving Cu and Au that constitute huge metal accumulations in the shallow crust. The processes operating to form such metal and sulfur anomalies occurs during discrete "time-space windows" in the long-term history of a magmatic arc. The processes that allow the large-scale transport of sulfur and highly chalcophile elements (Cu-Au) to the upper crust are matter of debate. There is, yet, consensus that redox conditions are a first order factor controlling the behavior of metals through sulfur speciation in the primitive melts intruding the deep crust. Although it is widely recognized that arc basalts may be more oxidized compared to those from other tectonic environments, it is not clear whether these differences reflect the mantle source condition (Kelley & Cottrel, 2009), or they represent magma oxidation during ascent in the crust (Lee et al, 2005). In the first case, sulfide crystallization would be inhibited given the occurrence of sulfur dominantly as the oxidized form (S^{+6}). Contrary, in the latter case, sulfide precipitation (S^{-2}) would be dominant during the early differentiation, depleting the residual magmas in metal and sulfur. Given the intense hydrothermal alteration and the scarcity of mafic rocks in porphyry environments, it is not possible to constraint *in-situ* the initial magmatic redox conditions. We use the primitive mafic melts preserved in Los Hornitos volcano (35.5°S) as the closest time-space *proxy* to explore the redox conditions, as well as, the metal/volatile endowment of arc magmas in a metal-fertile segment of the Andes; providing insights into the state of the subarc mantle underneath the Mio-Pliocene belt, which generate two of the world-largest porphyry Cu systems, El Teniente and Río Blanco-Los Bronces. We interrogated melt inclusions contained in high-forsterite olivine crystals (88<Fo<92) with µ-XANES and combined EPMA, SIMS and LA-ICPMS analysis, to investigate the speciation of sulfur and major and trace element components. Results confirm oxidized conditions compared with basalts from other tectonic settings coupled to higher H_2O and S contents (up to ~4% and ~5500 ppm respectively) contrasted to available volatile data reported for the Southern Andes.

RENE-2: Sistemas de Pórfidos de Cu (±Mo±Au) e IOCG: de la petrogénesis a la exploración

Texturas de crecimiento y zonaciones químicas en cristales de magnetita, evidencias de múltiples procesos durante la formación del depósito El Laco, Chile.

Alexander Scheinost[1], Diego Jaldin[2], Juan Rios[1], Eduardo Campos[1], Andrew Menzies[1].
(1) Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ingeniería y Ciencias Geológicas, Universidad Católica Del Norte, Antofagasta, Chile
(2) Programa de doctorado en ciencias mención geología, Facultad de Ingeniería y Ciencias Geológicas, Universidad Católica Del Norte, Antofagasta, Chile

El Complejo Volcánico El Laco (CVEL) es un sistema calco alcalino compuesto por lavas andesíticas de edad plioceno-pleistoceno, ubicado en la zona volcánica central, a 320kms de la ciudad de Antofagasta. El CVEL es mundialmente famoso por contener cuerpos de magnetita intercalados en las lavas, los que presentan estructuras asociadas a flujos de lavas, capas piroclásticas, bombas, brechas, pipas de desgasificación, diques y vetas. El origen de la mineralización de hierro es aún controversial, algunos autores lo asocian a procesos magmáticos, donde los cuerpos de magnetita se habrían formado como resultado de sucesivos episodios extrusivos e intrusivos, mientras que otros proponen un origen hidrotermal. El presente estudió tiene por objetivo aportar antecedentes que permitan una mejor comprensión de los procesos involucrados en la formación del yacimiento El Laco. Para cumplir con el objetivo, se analizaron cristales de magnetita provenientes de los sectores Cristales Grandes y Rodados Negros, los que representan un sistema de vetas y uno de diques respectivamente, utilizando la técnica de microfluorescencia de rayos X y la cuantificación de elementos a través de microscopio electrónico de barrido. Las muestras de magnetita seleccionadas se presenta de manera masiva en cristales centimétricos en ambos sectores. El resultado fueron mapas de los elementos químicos presentes en las muestras analizadas, observándose texturas de crecimiento de los cristales, y zonaciones químicas. La distribución de Ti en las muestras del sector Cristales Grandes presenta la mayor concentración en el contacto entre la veta de magnetita masiva y la roca caja, por su parte en el sector Rodados Negros el Ti se presenta definiendo una secuencia rítmica bandeada micrométrica que se desarrolla de forma perpendicular al crecimiento de los cristales. Además, en las muestras de Rodados Negros los elementos Ca y V presentan una distribución bandeada similar a la del Ti, mientras que en Cristales Grandes la ocurrencia de estos elementos es muy escasa. La concentración y distribución espacial de Ti, Ca y V en las muestras analizadas evidencia una clara y notable diferencia entre las magnetitas originadas a partir de procesos ígneos (Rodados Negros) de aquellas asociadas a eventos hidrotermales (Cristales grandes), por lo tanto, los resultados alcanzados vienen a apoyar la hipótesis que plantea la participación de ambos procesos en la precipitación de magnetita en el yacimiento El Laco.

RENE-2: Sistemas de Pórfidos de Cu (±Mo? ±Au) e IOCG: de la petrogénesis a la exploración

Geoquímica y alteración hidrotermal en un sistema de tipo pórfido de cobre asociado a un Jog dilatacional, alta cordillera del río Teno.

Pamela Sepúlveda[1], Macarena Morgado[1], Rocio Nuñez[1,2], Carlos Marquardt[1,2].
(1) Departamento de Ingeniería Estructural y Geotécnica, Ingeniería, Pontificia Universidad Católica de Chile, Santiago, Chile
(2) Departamento de Ingeniería en Minas, Ingeniería, Pontificia Universidad Católica de Chile, Santiago, Chile

La subducción oblicua, sumada al hecho de que exista una corteza con debilidad de carácter térmico, genera acomodación de la deformación. Esto se traduce en la existencia de fallas de rumbo paralelas al margen entre placas y fallas oblicuas. Adicionalmente, la actividad magmática, asociada principalmente al emplazamiento de cuerpos intrusivos, permite la liberación de fluidos hidrotermales que transportan metales y alteran la mineralogía de la roca huésped. Lo anterior, le entrega a la corteza la permeabilidad necesaria para permitir la circulación de fluidos hidrotermales y la posterior precipitación de minerales en el sistema. En base a lo anterior consideramos como caso de estudio un sistema hidrotermal del Mioceno-Plioceno, donde se observa un Jog dilatacional conformado por dos fallas principales NS que presenta características de un Pórfido cuprífero, este se encuentra en el flanco occidental de la Cordillera Principal en Chile central, específicamente en la Región del Maule a lo largo del valle del Río Teno. Se realiza análisis de ICP-MS (Espectrometría de Masas con Plasma Acoplado Inductivamente) en 300 muestras en un área de 5x5 km para determinar el posible control estructural existente entre los sistemas de fallas y las concentraciones de una batería de 30 elementos. A partir de la concentración obtenida para cada elemento los clasificamos según el factor de enriquecimiento, en base a la abundancia normal conocida en la corteza terrestre. Con estas clasificaciones realizamos un mapa ArcGIS de la distribución espacial de concentraciones anómalas de los distintitos elementos incorporando las estructuras geológicas y alteraciones hidrotermales. Complementariamente se analizan cortes transparentes y pulidos para relacionar los minerales y alteración a las concentraciones obtenidas de los diversos elementos. Con los mapas obtenidos se puede observar que las fallas principales aumentan la permeabilidad de la zona lo que implica un aumento en las concentraciones de elementos en el centro del pórfido. Esto ocurre entre las fallas Huemulinas e Infiernillo-Cipreses donde se habrían generado las condiciones de permeabilidad necesarias para la formación del Sistema Hidrotermal del Pórfido Huemulinas.

RENE-2: Sistemas de Pórfidos de Cu (±Mo±Au) e IOCG: de la petrogénesis a la exploración

A probabilistic methodology for estimation of mining-exploration targets applied to small-scale mining in Atacama Region, Chile

Patricio Toledo[1], Juan Daniel Silva[1], Javiera Tapia[1], Ricardo Venegas[2].
(1) iUAI Mining Center, Facultad de Ingeniería y Ciencias, Universidad Adolfo Ibáñez
(2) Empresa Nacional de Minería, Chile

Copper price fluctuations have had positive effects in terms of national income as well as large deficits in the treasury. Uncertainties in small and medium producers, who have not been able to withstand the downward price seasons, demand a better national policy in regards of mining development. An interesting way of improvement is to introduce a robust market for minerals other than copper, gold and silver, which are historically the most exploited elements in Chile. Together with ENAMI (Chile´s National Mining Company) within the framework of CORFO´s Public Goods initiative, we propose a methodology for determination of exploration targets with special emphasis on small and medium mining that might be used for polymetalic ore bodies. The methodology is based on the use of the basal information like geology and mining-operations present in the national catalogs as a priori information within a Bayesian context. This perspective allows us to quantitatively capture the idea of exploration play, which allows us to mix qualitative information such as lithology with semi-quantitative information such as ages or other geological aspects in combination with mine-data. Our methodology also allows the transparent fusion of human-activity information or environment-related data into the exploration models. We review the methodology and show examples of elements found in Atacama catalogs. Our calculations allows a simple and fast determination of a probability measure linked to geological plays present in any zone with enough data.

RENE-2: Sistemas de Pórfidos de Cu (±Mo? ±Au) e IOCG: de la petrogénesis a la exploración

Geocronología Re/Os en mineralización metálica del sistema hidrotermal Cajón González, Región del Maule: Evaluación de alternativas de datación de geocronología Re/Os en molibdenita

Roberto Topp[1], Brian Townley[1], José López[2], Marcia Muñoz[3], Sebastián Montti[3].
(1) Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Plaza Ercilla 803, Santiago, Chile
(2) Vale Exploraciones Chile, Rosario Norte 615, of. 1202, Las Condes, Chile
(3) Geología, Facultad de Ingeniería, Universidad Andres Bello, Sazié 2119, Santiago, Chile

La determinación de edades en depósitos minerales de origen hidrotermal es una herramienta fundamental en el estudio de su génesis, no obstante pocos métodos geocronológicos son efectivos al momento de determinar edades de mineralización. Muchos de los sistemas isotópicos utilizados para esto involucran elementos litófilos que no son estables en minerales metálicos. Es por esto que se suelen utilizar métodos de carácter indirecto, datando con ello la alteración (e.g. Ar-Ar) o bien los cuerpos ígneos (e.g. U-Pb) asociados a la mineralización. Para edades de mineralización se suele ocupar dataciones Re-Os en molibdenita. Este método resulta particularmente confiable dada una alta concentración de Re en dicho mineral y las propiedades refractarias de este. Sin embargo, este último método depende de la ocurrencia de molibdenita, mineral que no siempre está presente o que no necesariamente se encuentra relacionada con los eventos de mineralización estudiados. En esta contribución se presentan los resultados de 6 determinaciones radiométricas Re-Os de baja concentración en minerales metálicos del sistema hidrotermal Cajón González, Valle del Maule. Las muestras minerales fueron tomadas de distintos sondajes de diamantina que cortan ambientes de alteración hidrotermal del tipo sódico-cálcico, potásico y propilítico. Los minerales seleccionados para análisis corresponden a magnetita masiva y pirita, ambos en cúmulos y en vetillas. Adicionalmente, se presentan determinaciones Ar-Ar en sericita y U-Pb en circones ígneos primarios para constreñir las edades de alteración hidrotermal y cristalización de intrusivos asociados. Estos resultados se integran y discuten con aquellos de las determinaciones Re-Os de baja concentración en minerales metálicos de vetillas y cúmulos, para así evaluar este último método como herramienta complementaria en la determinación de edades de mineralización en yacimientos de origen hidrotermal, particularmente útil en ausencia de molibdenita.

RENE-2: Sistemas de Pórfidos de Cu (±Mo±Au) e IOCG: de la petrogénesis a la exploración

Geología y estilos de mineralización del Distrito Minero San Antonio, Vallenar, Región de Atacama. ¿Depósito tipo Skarn, IOCG o Pórfido?

Matias Valenzuela[1], David Olivares[1], Mauricio Guerrero[1], Miguel Tapia[1].
(1) Departamento de Geología, Facultad de Ingeniería, Universidad de Atacama, Copiapó, Chile

1 Introducción

La provincia metalogénica cretácica de la Cordillera de la Costa del norte de Chile aloja una gran variedad de tipos de yacimientos metalíferos, mayoritariamente con Fe, Cu y Au. Entre los más importantes destacan los depósitos estratoligados de Cu, mesotermales de Cu y Cu-Au, de óxidos de Fe-Cu-Au, de Fe, epimesotermales de Ag y pórfidos cupríferos (Vivallo et al., 2003; Arévalo et al., 2009; Creixell et al., 2015; Richards et al., 2017). La geología del área al este de Vallenar responde a una evolución tectónica Mesozoica esencialmente extensional, desde el Triásico medio al Cretácico inferior, con el desarrollo de sucesivas cuencas de rift continentales y marinas de orientación N-S que generan drásticas variaciones estratigráficas en el sentido E-W (Salazar et al., 2012). En este contexto geológico se ubica el Distrito Minero San Antonio, caracterizado por la presencia de rocas carbonatadas y volcánicas depositadas durante el Jurásico superior-Cretácico inferior e intruídas posteriormente por una serie de complejos plutónicos de edad Cretácico superior al Paleoceno. Este distrito se encuentra limitado hacia el este por la Falla Agua de los Burros (FAB) de carácter kilométrica, disposición sub-vertical y rumbo N-S. El estudio de la litología, alteración, estructuras y mineralización supérgena e hipógena son claves para determinar la morfología de los cuerpos mineralizados, control estructural de la mineralización, potencial económico y lo más importante determinar los sectores más auspiciosos para la exploración en el distrito. 2 Metodología

Incluyo la revisión de información relacionada a la explotación minera y entrega de material con mineralización de Cu-Au a la planta de ENAMI, en Vallenar. Posteriormente se realiza una campaña de terreno que incluye un levantamiento geológico superficial escala 1:5000, y un mapeo interior mina en distintas labores históricas de las minas San Antonio, Santiago y San Juan; la que es complementada con un muestreo geoquímico en una malla no regular, privilegiando lugares con presencia de alteración y mineralización, para su posterior análisis mediante una pistola portátil de XRF. Además, se realizó un análisis microscópico, mediante microscopio óptico y SEM, de las principales menas (Cu, Fe); con énfasis en la determinación de la asociación mineralógica y temporalidad de eventos mineralizadores. 3 Geología Local 3.1 Unidades Estratificadas (Fig. 1a)

Unidad calcárea: unidad de origen marino compuesta en su base por *Grainstone* con presencia de bioclastos, en su sección media compuesta por *Mudstone*, y hacia techo la unidad presenta una intercalación métrica a decamétrica de areniscas calcáreas. Esta unidad es equivalente a la Formación Totoralillo, de edad Barremiano Inferior (Arévalo et al., 2009).

Unidad volcano-sedimentaria: unidad de carácter transicional entre un ambiente marino a uno continental, que sobreyace concordantemente a la Unidad calcárea. Se compone de dos miembros, el primero, compuesto por tobas de composición andesítica con intercalaciones de conglomerados monomícticos. El segundo más joven, compuesto por brechas volcánicas con intercalaciones métricas de andesitas, areniscas calcáreas y tobas andesíticas soldadas. Esta unidad es equivalente a la Formación Pabellón, de edad Barremiano Superior – Aptiano (Arévalo et al., 2009).

Unidad volcánica: compuesta de andesitas porfídicas, brechas volcánicas y tobas andesíticas. Esta unidad es equivalente a la Formación Cerrillos, de edad Albiano- Campaniano (Arévalo et al., 2009). 3.2 Unidades Intrusivas (Fig. 1a)

Unidad de cuarzodiorita porfídica: Unidad intrusiva con textura holocristalina e inequigranular, compuesta por un 80% de plagioclasa, 7% de cuarzo, 5% de hornblenda, 5% de biotita y 3% de opacos. Esta unidad intruye a la Unidad calcárea y la Unidad volcano-sedimentaria, generando skarnificación. Esta unidad pertenece a la Monzodiorita El Carrizo, emplazada a los 84 Ma. (Arévalo et al., 2009).

Unidad de microdiorita de hornblenda: Intrusivo hipabisal de textura porfídica con fenocristales de hornblenda de hasta 2 cm de largo, que se presenta en forma tabular y en afloramientos orientados NE y NS en las espacialmente relacionado a la mineralización en la mina San Antonio y Abundancia (Fig. 1a). Arévalo et al., (2009), definió cuerpos similares al sur del área de estudio, denominados Intrusivos Hipabisales de Quebrada Vizcachitas, asignándoles una edad Cretácico Superior.

Unidad de pórfido dacítico: Cuerpo tabular de composición con textura porfídica, con una corrida de aproximadamente 2 km orientada NS y una potencia de 7 metros. En las inmediaciones de la mina San Antonio y la Mina Ilusión intruye a la Unidad calcárea skarnificada, y presenta óxidos de cobre en fracturas.

Unidad de tonalita: Cuerpo intrusivo con textura equigranular con alto porcentaje de hornblenda y biotita. Hacia el E está en contacto por FAB, con la Unidad volcánica.

Unidad de granodiorita**:** Intrusivo en contacto por la FAB con la Unidad volcano-sedimentaria y mediante contacto por intrusión con la Unidad volcánica generando un halo de skarnificación y silicificación. Esta unidad pertenece al Complejo Plutónico Pie de Gallo, emplazado entre los 65 y 64 Ma. (Arévalo et al., 2009).

3.3 Geología Estructural

En el Distrito Minero San Antonio se reconocen dos estilos estructurales. El primero relacionado a un suave plegamiento regional de la Unidad calcárea, Unidad volcano-sedimentaria y la Unidad volcánica, relacionado en algunos sectores, a la presencia de los intrusivos cretácicos. El segundo estilo estructural está relacionado a la presencia de fallas polifásicas con indicadores de movimientos de rumbo, normales e inversos. En las minas San Antonio, Santiago y Abundancia, la mineralización se encuentra asociada a dos fallas, relacionadas espacialmente a la FAB, constituyendo parte de un sistema Riedel, con direcciones preferenciales N30°E y N15°E del cuerpo mineralizado (Fig. 1a). En la mina San Juan, se observan dos sistemas de fallas con un manteo predominante subvertical relacionadas a la mineralización, la primera N30W a N20W y la segunda N30E a N10E (Fig. 1a).

3.4 Mineralización y alteración

La mineralización en el Distrito Minero San Antonio es vetiforme y mantiforme, alojada principalmente en las unidades calcáreas y volcano-sedimentarias. En base a las relaciones de campo y estudios microscópicos se pueden definir tres eventos de mineralización hipógena. El primer evento, relacionado a la intrusión de la cuarzodiorita que genera el reemplazamiento metasomático de las unidades calcáreas y volcano-sedimentarias, generando skarns de granate y epidota. Los estudios microscópicos indican que este primer evento de skarnificación se encuentra relacionado con la mineralización principalmente de Py con menor Cpy (relación Py-Cpy 90:10), asociados genéticamente al granate y la epidota (Fig. 1b). El segundo evento, relacionado a la presencia de pórfidos dioríticos y dacíticos, que cortan las zonas skarnificadas y afloran en las inmediaciones de las minas San Antonio, Ilusión y San Juan, esta caracterizado por escasas vetillas de Qz y óxidos de cobre, además, de alteración a epidota, clorita y sericita. El tercer evento, y el más importante desde el punto de vista económico, está asociado al relleno de vetillas y fracturas por Cpy-Esp-Mgt-Qz-Calcita, en las zonas de falla. Los estudios microscópicos indican que en este segundo evento de mineralización, se observa un reemplazo por penetración guiada y en anillos de la Cpy en la Py, además, del intercrecimiento entre Cpy-Mgt-Esp (Fig. 1c). Datos provenientes de la explotación de labores mineras asociadas a estos cuerpos, indican la presencia de valores de Au. Como evento supérgeno se reconoce una zona de lixiviación con hematita supérgena relacionada a la oxidación y lixiviación de covelina y Cpy (Fig. 1d), una zona de oxidación, caracterizada principalmente por Crisocola en fracturas y una zona de enriquecimiento, caracterizada por Covelina reemplazando los bordes y rellenado fracturas de la Cpy. Al sur del área de estudio, existe una edad en alunita supérgena de ±7 Ma., que se interpreta como la edad de la mineralización supérgena que afecta a los yacimientos cretácicos (Rodríguez et al., 2015).

4 Geoquímica

El muestreo geoquímico realizado en el Distrito Minero San Antonio, por parte de HotChili Limited, confirmó la presencia de múltiples anomalías de Cu y Fe a lo largo del distrito (Fig.1e). Según HotChili Limited (2018a), en la parte sur del distrito, en las inmediaciones de las minas San Antonio y Santiago las anomalías geoquímicas de Cu bordean entre 0.1% Cu hasta > 1% de Cu para muestras de roca y entre 100 - 300 ppm para muestras de suelos, que tienen continuidad al sur de las minas actualmente explotadas. Para el caso del norte del distrito, en las inmediaciones de la mina San Juan, los análisis en rocas bordean entre 0,1 – 2% Cu, tanto en la labor principal como en una extensión de aprox. 700 m al norte de esta, además, de la presencia de una zona secundaria de alto grado, con alrededor de 1 – 5% Cu (Valentina en HotChili Limited, 2018b) (Fig. 1e). 5 Conclusiones

- Los estudios litológicos, mineralógicos, estructurales y geoquímicos han arrojado herramientas para establecer criterios de exploración en el Distrito Minero San Antonio

- Se reconocen tres eventos de mineralización hipógena, que se distribuyen en cuerpos vetiformes y mantiformes alojados en secuencias sedimentarias cretácicas.

- El primer evento, relacionado a la intrusión de la cuarzodiorita que genera skarns de granates y epidotas, y mineralización de Py con menor Cpy.

RENE-2: Sistemas de Pórfidos de Cu (±Mo±Au) e IOCG: de la petrogénesis a la exploración

- El segundo evento, con mineralización tipo pórfido, presenta vetillas de Qz y óxidos de cobre, que cortan las zonas skarnificadas.

- El tercer evento, relacionado espacial y genéticamente a fallas N-S, N30-10°E y N30-20°W está asociado al relleno de vetillas y fracturas por Cpy-Esp-Mgt-Au, relacionado a un evento IOCG.]

- Como evento supérgeno se reconoce una zona de enriquecimiento, caracterizada por covelina, una zona de oxidación, caracterizada principalmente por crisocola en fracturas y una zona de lixiviación con hematita supérgena relacionada a la oxidación y lixiviación de covelina y Cpy.

- Las anomalías geoquímicas de rocas y suelos con leyes de entre 0,1 - >1 % Cu y entre 100 – 300 ppm para el sur del distrito, potencian su expansión hacia el sur de las minas actualmente en explotación; mientras la presencia de una zona secundaria de alto grado, con alrededor de 1 – 5% Cu, al norte de la mina San Juan, genera un blanco de exploración en el extremo norte del distrito. 6 Referencias

Arévalo C., Mourgues F., y Chávez R. (2009). Geología del área Vallenar-Domeyko, Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería. Carta geológica de Chile, Serie Geología Básica 120; 64p., 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.

Creixell, C., Fuentes, J., Bierma, H., & Salazar, E. (2015). Tectónica regional y metalogénesis asociada al emplazamiento de la franja de pórfidos cupríferos cretácicos del norte de Chile (28°–30° S). Universidad de Chile, Sociedad Geológica de Chile, XIV Congreso Geológico Chileno, La Serena, Chile.

HotChili Limited (2018a). Miners Exploit Shallow High Grade Copper at San Antonio: Production Grades of 2.1% to 4.3% Copper from 20m Wide Zone. Anuncio HotChili Limited, 21 p.

HotChili Limited (2018b). Valentina Due Diligence Outlines Attractive Copper Potential: Historical Production Grades of 3.4% to 4.8% Copper from Shallow Depth. Anuncio HotChili Limited, 20 p.

Richards, J. P., López, G. P., Jing-Jing Zhu, J., Creaser, R. A., Locock, A. J., & Mumin, A. H. (2017). Contrasting Tectonic Settings and Sulfur Contents of Magmas Associated with Cretaceous Porphyry Cu ± Mo ± Au and Intrusion-Related Iron Oxide Cu-Au Deposits. Economic Geology, 112:295-318.

Salazar, E., Mpodozis, C., Arriagada, C., Coloma, F. (2012). Evolución tectonoestratigráfica post-paleozoica de la Cordillera de Vallenar. En XIII Congreso Geológico Chileno, Antofagasta. Chile.

Vivallo, W., Pizarro, N., Benavides, J., Díaz, A. (2003). Génesis de los yacimientos mesotermales de Au, Cu-Au y de óxidos de Fe-Cu-Au en la zona de Cordillera de la Costa, al sur de Caldera, norte de Chile. En X Congreso Geológico Chileno, Concepción. Chile.

RENE-2: Sistemas de Pórfidos de Cu (±Mo? ±Au) e IOCG: de la petrogénesis a la exploración

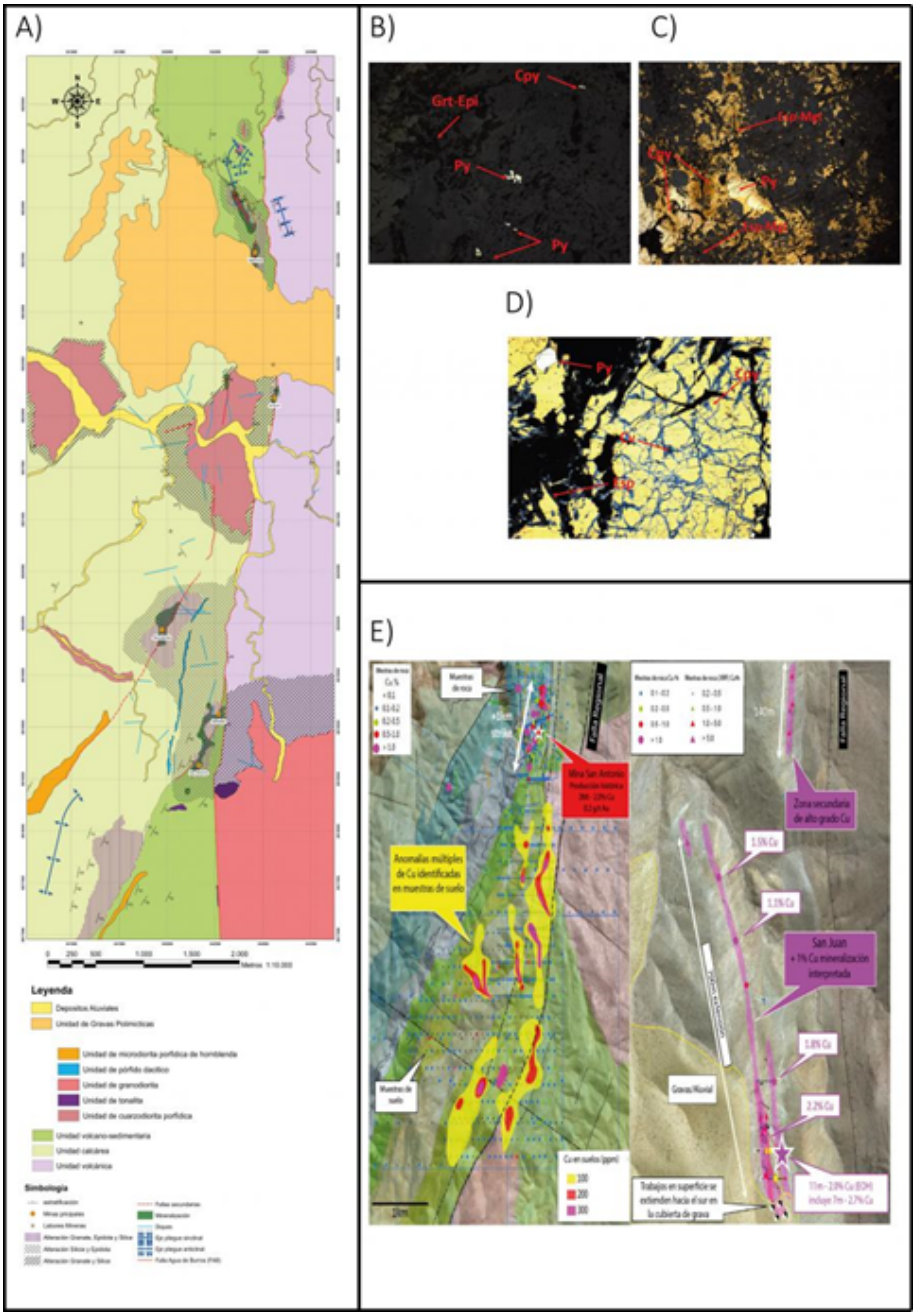


Figura 1. A) Mapa geológico Distrito Minero San Antonio. B) mineralización de pirita (Py) y escasa calcopirita (Cpy), asociada al granate y la epidota (Ep), como primer evento mineralizador. C) Se destaca el fracturamiento de la pirita (Py) y el relleno por calcopirita (Cpy) y especularita-magnetita (Esp-Mgt). D) Asociación genética entre calcopirita (Cpy) y especularita (Esp) cortando la pirita (Py), como proceso supérgeno se observa abundante covelina (Cv) rellenando fracturas. E) Anomalías geoquímicas del distrito minero San Antonio en muestra de roca y suelos realizadas por HotChili Limited (Tomado y modificado de HotChili, 2018a – 2018b).

RENE-2: Sistemas de Pórfidos de Cu (±Mo±Au) e IOCG: de la petrogénesis a la exploración

Proyecto Molibdenita; geología y exploración en la Franja de los Pórfidos de Cu – Mo (Au) del Mioceno.

Iván Enrique Vidal[1].
(1) Inversiones Copa SpA

El Proyecto Molibdenita se encuentra en una etapa de exploración básica y se ubica en la alta cordillera de la provincia de Limarí, generando una zona aproximadamente de unos 15 km de largo entre los Proyecto Colmillos y Erika, donde se observa hidrotermalismo, zonas de alteración y mineralización asociada a la franja de los pórfidos de Cu – Mo (-Au) del Mioceno. Las rocas de basamento corresponden a cuerpos intrusivos de composición granitica pertenecientes a la Unidad Cochiguas del Carbonífero (Mpodozis y Cornejo, 1988), que son intruidos por dioritas, monzonitas cuarcíferas y granodioritas, siendo esta última datada por el método U/Pb en 13,27 ± 0,33 Ma (Díaz, 2015) y correlacionables con la Unidad Infiernillo (Mpodozis y Cornejo, 1988); que en general presentan una débil alteración clorita – epidota ± calcita. Cortando a estas unidades se observan pórfidos daciandesiticos con abundante hornblenda, biotita y piroxenos, con alteración potásica incipiente (biotita fina); pórfidos riodaciticos de biotita con alteración cuarzo-sericita con clorita moderada e indicios de venillas A (cuarzo – feldepato pótasico) y pórfidos daciticos con abundante hornblenda y biotita, con leve alteración a biotita – clorita; cuyas muestras para la factibilidad de datación U/Pb ya se encuentran en el laboratorio. Cerrando el sistema y distribuidas en todo el proyecto con orientaciones variables entre NS, EW, N60°W y N35°-70°E se observan cuerpos de brechas hidrotermales de turmalina – cuarzo – sericita – jarosita – hematita y brechas hidrotermales de cuarzo – sericita ± turmalina ± especularita, donde los clastos observados corresponden a las litologías descritas anteriormente, lo cual nos permite asignarles una edad post 13 Ma. Estos sistemas de brechas contralan las zonas con fuerte alteración cuarzo – sericita, sumado a la presencia de sulfuros relictos de pirita y calcopirita.

RENE-2: Sistemas de Pórfidos de Cu (±Mo? ±Au) e IOCG: de la petrogénesis a la exploración

Porphyry copper mineralization related to long-lived magmatism based on zircon O isotopes and whole-rock Sr–Nd isotopes

Xin-Shui Wang[1], Eduardo Campos[2], Jun Gao[1], Hector Pizarro[2,3].
(1) Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing, China
(2) Ciencias Geológicas, Ingeniería y Ciencias Geológicas, Universidad Católica del Norte
(3)

Porphyry copper deposits (PCDs) are generally associated with shallow porphyritic intrusions extruded from an underlying large magma chamber. The porphyry stocks and underlying plutonic complexes are rarely exposed together unless Xinlater faulting and/or tilting took place, which makes it difficult to establish the magmatic evolution of the large magmatic system and its role in the mineralization. In order to investigate the relationships between the PCD formation and magmatic evolution, we conduct SIMS zircon U–Pb dating and O isotopic analyses as well as whole-rock Sr–Nd isotopic analyses for non-mineralizing Los Picos-Fortuna Intrusive Complex and mineralizing Chuqui Porphyry Complex (East Porphyry and Banco Porphyry) from the Chuquicamata mining district of northern Chile. Zircon U–Pb dating results show that the Los Picos-Fortuna Intrusive Complex emplaced at ca. 46.02–37.45 Ma and the Chuqui Porphyry Complex at ca. 35.15–33.86 Ma. Zircon δ18O isotopes of both complexes display a restricted range from 5.32‰ to 6.86‰ with indistinguishable mean values of inter-samples between 5.99 ± 0.24‰ and 6.42 ± 0.21‰. Furthermore, both of the complexes exhibit similar whole-rock Sr–Nd isotopic compositions, i.e., ($^{87}Sr/^{86}Sr$)i = 0.704515–0.704952 and ($^{143}Nd/^{144}Nd$)i = 0.512634–0.512689, respectively. Based on their strikingly similar zircon O isotopes and whole-rock Sr–Nd isotopes, we suggest that the Los Picos-Fortuna Intrusive Complex and the Chuqui Porphyry Complex share a common magma source and that they are probably the products of crystal fractionation of the underlying magma chamber responsible for the mineralization in the Chuquicamata district. Therefore, the time span of the intrusive complexes (over 12 m.y.) indicates that long-lived magmatism is critical to the formation of giant porphyry copper deposits.

RENE-2: Sistemas de Pórfidos de Cu (±Mo±Au) e IOCG: de la petrogénesis a la exploración

Utilidad de la espectrometría de infrarrojo (SWIR) para la diferenciación de zonas de alteración sobreimpuesta en sistema de pórfidos cupríferos

Liey-Si Eugenia Wong[1], Laura Hernández[2].
(1) Ingeniería de procesos de minerales, Faculdad de Ingeniería, Universidad de Antofagasta
(2) Instituto GEA, Geología, Universidad de Concepción, Concepción, Chile

1- Introducción

El proyecto Polo Sur, ubicado a 40 km al SE de Sierra Gorda (Región de Antofagasta), pertenencia minera de Antofagasta Minerals (AMSA), presenta en superficie una alteración predominantemente fílica de distintas intensidades. La alteración hidrotermal de Polo Sur se emplaza principalmente en rocas riodacíticas del Domo Pamela de edad Eoceno Inferior, intruídas por diques de composiciones andesíticas a daciandesíticas del Eoceno Inferior y *sills* dioríticos a monzodioríticos del Eoceno Medio. Se reconocen en Polo sur dos eventos hidrotermales tipo porfídico, el Pórfido Sherezade de 44 Ma, exhumado y con alteración potásica, que es afectado por el sistema de alteración del Pórfido Polo Sur, de 41 Ma.

2- Geología

Los afloramientos en el área de Polo Sur están formados principalmente por secuencias volcánicas e intrusivos hipabisales del Paleógeno, los cuales están cubiertos por depósitos de gravas del Mioceno Superior a Cuaternario (Figura 1a).

No se reconocen en el área estructuras de primer orden; solo fallas que se desplazan algunas decenas de metros. El basamento volcánico está constituido por lavas andesíticas y secuencias volcanoclásticas del Paleoceno Superior, que afloran en la parte sur del área de estudio. Sobre las lavas andesíticas del Paleoceno y con una gran distribución en el área, se depositan concordantemente tobas, aglomerados, brechas y lavas riolíticas a riodacíticas del Eoceno inferior. Los intrusivos más antiguos corresponden a cuerpos hipabisales y diques andesíticos del Eoceno Inferior, los cuales generan pequeños halos de cornificación. También se reconocen pórfidos dacíticos del Eoceno medio, los que generaron sistemas hidrotermales de tipo pórfido cuprífero (Pórfido Sherezade). Durante el Eoceno medio, la actividad magmática originó diques y *sills* dioríticos a monzodioríticos, cercanos a los 42 Ma, que forman halos metamórficos.

Luego de un periodo de erosión y exhumación pos-Eoceno medio, se inició, al menos durante el Mioceno Superior, un periodo de depositación y acumulación de gravas, que dieron origen a los llanos que cubren gran parte del área.

3- Alteración definida por estudios microscópicos

En Polo Sur existe registro de al menos dos eventos de actividad tardimagmática e hidrotermal vinculada a sistemas de alteración y mineralización de tipo pórfido cuprífero. Uno de estos eventos se relaciona con pórfidos dacíticos-granodioríticos que afloran en superficie, correspondiente al pórfido Sherezade y datados en 44 Ma (Cornejo, 2012). El pórfido granodiorítico asociado al sistema hidrotermal Polo Sur datado por U/Pb en circones en 42 Ma (Cornejo, 2012), no aflora en superficie pero se evidencia en los afloramientos por la sobreimposición de asociaciones de minerales de alteración y mineralización que afectan al sistema Sherezade. La sobreimposición de estos eventos de alteración ha generado una gran zona de alteración blanca formada principalmente por filosilicatos, sílice y turmalina (Figura 1b). a) Alteración potásica feldespática (Kfeld): Corresponde a una asociación de feldespato potásico (Kfeld), cuarzo (Qz), biotita (biot), bien desarrollada en el Pórfido Sherezade (Empda, Figura 1b). Se identifica como reemplazo de feldespato y cuarzo en la masa fundamental de la roca porfídica y en la presencia de vetillas tipo "A" de cuarzo y feldespato potásico con calcopirita que en superficie son reemplazadas por óxidos de cobre. Estas vetillas son muy abundantes en el pórfido Sherezade y se encuentran asociadas con vetillas "EB" (vetillas tempranas de biotita) y "B" (vetillas rectas de cuarzo con sutura de calcopirita-molibdenita). También se observa reemplazo de los anfíboles y *books* de biotita por biotita fina secundaria. Esta alteración se asocia al Pórfido Sherezade. Dataciones de Ar-Ar en biotita precisan una edad eocena media de 43.66±0.1 (Cornejo, 2012). Apoya esta edad el hecho que el pórfido Sherezade se encuentra en contacto con una zona de *lithocap* preservado del sistema porfídico de Polo Sur (42 Ma, Cornejo, 2012). b) Alteración argílica avanzada (ARGA): Asociación de abundante sílice con alunita hipógena, caolinita, turmalina, andalucita, dickita, diásporo y cristobalita, con desarrollo incipiente de oquedades rellenas con hematita roja pulverulenta. La abundancia de sílice otorga a la roca una alta dureza. Esta alteración se ubica sobre los ápices de los sistemas hidrotermales y en superficie se reconoce en la cima del Cerro Pamela y en las cuchillas de las serranías ubicadas al S de Mina Sherezade. Debido a que corresponde a relictos de *lithocap* aflorando en superficie se espera que el pórfido que dio origen a esta alteración se encuentre a unos 800 m de profundidad. En este estudio se realizó una

datación K/Ar en sericita que indica una edad de 39±1.2 Ma (cita), vinculándola al sistema de Polo Sur. c) Alteración Argílica intermedia (ARGIN): esta alteración se identifica como alteración sericítica desarrollada sobre una de clorita-epidota la que ha sido parcialmente obliterada. La alteración ARGIN se desarrolló sobre los pórfidos dacíticos a granodioríticos (Empda) que afloran al E de Cerro Diorita, datados en 43.5 Ma (Cornejo, 2012), por lo que estaría asociada al evento porfídico de 44 Ma (Pórfido Sherezade). d) Alteración fílica fuerte con turmalina (FIL F+TURM): asociación de cuarzo (Qz), sericita (ser), arcillas y turmalina (turm). El cuarzo y la sericita están predominantemente en la masa fundamental de las rocas alteradas, en cambio la sericita y las arcillas se encuentran reemplazando parcial o totalmente a plagioclasas y máficos. La turmalina se encuentra como rosetas moderadamente abundantes "diseminadas" en la roca; también se observa un buen desarrollo de vetillas de cuarzo-turmalina. Se reconocen al sur de Sherezade dos corredores con alteración fílica fuerte+turmalina de dirección NS (Figura 1b). La franja más occidental se sobreimpone al sistema porfídico de 44 Ma (Pórfido Sherezade), mientras que la franja más oriental afecta a las monzodioritas de 42.7 Ma, lo que podría indicar que, al menos, en este sector, esta alteración podría ser contemporánea al sistema porfídico principal de Polo Sur de 42 Ma. Al norte de la Qda. Polo Sur, en cambio, se reconoce un único corredor de alteración fílica fuerte+turm (FIL F+TURM) de dirección NE-SW (Figura 1b). En este estudio se realizó una datación K/Ar en sericita, al N de Cerro Pamela, la cual arrojó una edad de 41.7±1.4 Ma, por lo cual se asocia esta alteración al sistema porfídico de Polo Sur. e) Alteración fílica moderada con y sin turmalina (FIL M+TURM/Fil M): equivalente a la alteración fílica fuerte+turm pero de menor intensidad; se reconoce como un halo externo a la alteración FIL F+TURM. En el Cerro Pamela se interpreta que la edad K/Ar en roca total de 43.7±1 Ma (Cornejo, 2012) podría indicar la edad de uno de los eventos de alteración fílica, en este caso, probablemente relicto de la alteración fílica relacionada con Pórfido Sherezade (44 Ma, Cornejo, 2012). Por otro lado, en el yacimiento Polo Sur la mineralización está datada en 42.37±0.28 Ma (Re/Os en molibdenita, Cornejo, 2012) y por lo tanto relacionado con alteración fílica. Estas dos dataciones permitieron identificar que existen a lo menos dos eventos de alteración fílica, uno relacionada al Pórfido Sherezade y otro al Pórfido Polo Sur. f) Alteración Fílica débil con o sin turmalina (FIL D+TURM/FIL D): Asociación de cuarzo y sericita de baja intensidad con sectores de incipiente desarrollo de rosetas de turmalina; forma un halo en torno a la alteración fílica moderada (FIL M). La sericita afecta débil y exclusivamente a los fragmentos de pómez y plagioclasa. La sílice se desarrolla en la matriz de las tobas. La intensidad de la alteración no afecta mayormente a los máficos. Se reconoce un débil vetilleo de limonitas. Al sur de Cerro Pamela, en el borde del mapa, se reconocieron cristales de pirita reemplazando a máficos. La parte más externa de este halo de alteración se desarrolla en parte sobre la alteración clorita-epidota, transformando la clorita en sericita verde y marcando el borde del sistema fílico.

4- Resultados de espectrometría de reflectancia infrarroja (SWIR)

Se analizaron 86 muestras mediante SWIR, abarcando las distintas zonas de alteración determinadas en superficie. El estudio se enfocó en la zona fílica. Las asociaciones minerales definidas por esta técnica permitieron reconocer diferentes unidades geológicas. Su distribución espacial permite identificar una variación en la asociación mineralógica de alteración. Para generar estas zonas de distribución de filosilicatos se determinaron los tres filosilicatos predominantes. Esta información se cruzó con las zonas de alteración determinadas en superficie (Figura 1c).

El perfil A-A´ cruza una zona de baja temperatura con arcillas como caolinita-montmorillonita e illita (alteración fílica-baja temperatura). Al cruzar la quebrada de Polo Sur pasa por una zona relicta de *lithocap* (argílica avanzada) con aluminosilicatos de alta temperatura y pH ácido (andalucita). Continúa con una zona fílica con predominancia de muscovita sobre illita. Vuelve a pasar por una zona relicta de *lithocap* con andalucita y alunita hipógena. La siguiente zona corresponde a la argilización supérgena del Pórfido Sherezade con una alteración de fondo potásica feldespática, con alteración o paso del feldespato a illita-montmorillonita. La siguiente zona corresponde a una alteración fílica de alta temperatura con presencia de dickita y muscovita. Finalmente el perfil termina en una zona relicta de *lithocap* que es identificada por la asociación de andalucita-illita. El perfil B-B´ empieza en una zona con una asociación mineralógica propilítica epidota-clorita-pirita con alteración fílica de baja temperatura sobreimpuesta, con fracturas rellenas por yeso y glauberita, indicando el límite exterior del sistema porfídico (Lowell and Gilbert, 1970). Al cruzar al E hacia Cerro Pamela se identifica una asociación mineralógica de illita, montmorillonita y glauberita. Sólo en el centro del perfil se identifican asociaciones de minerales hidrotermales de mayor temperatura y pH ácidos andalucita-moscovita-illita (relicto de *lithocap*). Al cruzar la Quebrada Polo Sur, se vuelve a mineralogía de baja temperatura caolinita, esmectita, epidota y chamosita. El perfil A-A´ evidencia presencia de minerales hidrotermales en contraste del perfil B- B´ que muestra un desarrollo de mineralogía supérgena. De este análisis se concluye que la alteración hidrotermal se reconoce en la dirección NS en desmedro de la EW donde se reconocieron mineralogías de arcillas mayormente supérgenas.

RENE-2: Sistemas de Pórfidos de Cu (±Mo±Au) e IOCG: de la petrogénesis a la exploración

5- Discusión y conclusiones

El cruce de la información litológica con la alteración y asociación de filosilicatos (SWIR) permitió determinar en una primera etapa, 11 unidades geológicas, que ayudaran a precisar la evolución química del sistema hidrotermal de Polo Sur, describiendo un centro de mayor potencial (dominio de la alteración fílica fuerte asociado a turmalinas magnésicas) y una zona periférica asociada a arcillas producto de la alteración de las micas hidrotermales asociadas a epidota y clorita. Se espera además que estas unidades geológicas aporten al modelo geometalúrgico, relacionado principalmente al tipo de arcilla dominante (caolinitas y montmorillonitas) e intensidad de la argilización (reemplazo total o parcial de los minerales primarios por arcillas), dominio de minerales de alta dureza (Kfeld, Qz y turm), presencia de minerales que secuestran el cobre durante la lixiviación (arcillas, oxidados de manganeso, limonitas y zeolitas), presencia de agentes neutralizadores (Kfeld y calcita).

Referencias

- Cornejo, P. 2012. Tabla de dataciones Polo Sur-Sherezade, mayo de 2012. Informe interno Antofagasta Minerals, 18 p

Lowell, J.D., and Guilbert, J.M., 1970, Lateral and vertical alteration-mineralization zoning in porphyry ore deposits: ECONOMIC GEOLOGY, v. 65, p. 373–408.

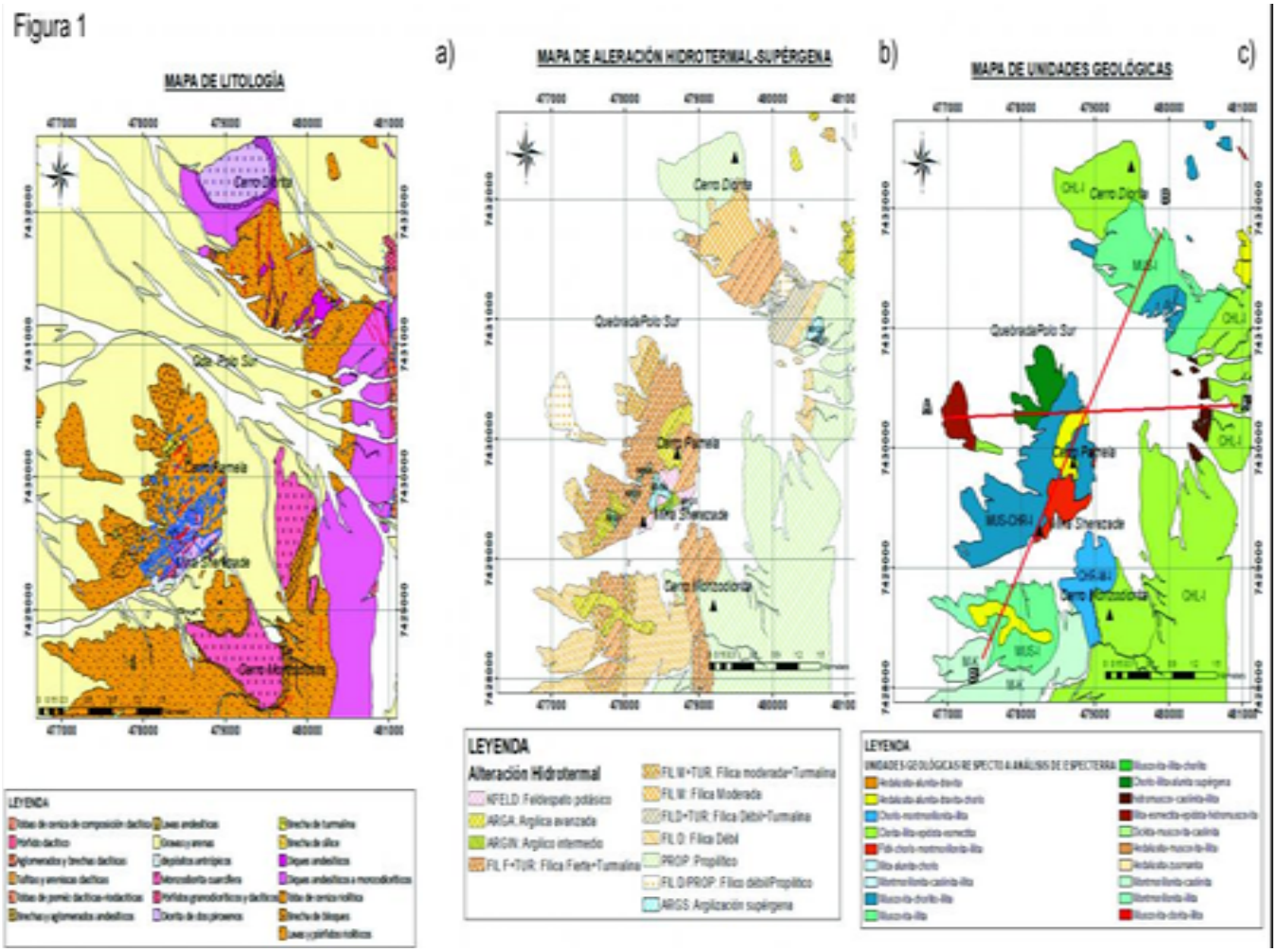


Figura 1. a) Mapa de Litología zona de Polo sur. b) Zonas de alteración determinadas por microscopía. c) Unidades geológicas

RENE-2: Sistemas de Pórfidos de Cu (±Mo? ±Au) e IOCG: de la petrogénesis a la exploración

First in situ U-Pb dating of supergene copper mineralization: case study from Atacama Desert, Chile

Kahou Zia Steven[1], Brichau Stephanie[2], Poujol Marc[3], Duchene Stephanie[1], Campos Eduardo[4], Riquelme Rodrigo[4], Carretier Sebastien[2].
(1) Géosciences Environnement Toulouse (GET), Université Paul Sabatier (UPS), Toulouse, Francia
(2) Géosciences Environnement Toulouse (GET), Université Paul Sabatier (UPS), Institut de Recherche pour le Développement (IRD), Toulouse, Francia
(3) Géosciences Rennes, Université de Rennes, Rennes, Francia
(4) Ciencias Geológicas, Universidad Católica del Norte, Antofagasta, Chile

Direct dating of copper mineralization remains challenging, yet an important objective for both metallogenic studies and prospecting purposes. Here we present a first attempt of U-Pb dating of copper-rich minerals from the Mina Sur exotic deposit from the Chuquicamata copper mine (Chile). The Mina Sur exotic copper deposit is located in northern Chile, within the Chuquicamata mining district about 6 km south of the world class Chuquicamata porphyry copper deposit. It was discovered in 1957, from drilling in sub-alluvial channels and copper extraction began in 1969 (Mortimer et al., 1977). The copper mineralization consists mainly of chrysocolla, Mn-rich chrysocolla (also known as copper-pitch or black chrysocolla), and pseudomalachite bedding and atacamite emplaced mainly as cement in gravels but also filling fractures in the bedrock. Geomorphological, mineralogical and structural studies, have shown that the Mina Sur deposit is derived from the lateral migration of copper-rich solutions from the Chuquicamata porphyry deposit. The latter was formed by the 33-31 Ma old hydrothermal alteration (Ar-Ar dating of K-feldspar and sericite) of the 35-33 Ma old porphyry (U-Pb dating). However, the age of the Mina Sur exotic deposit is unknown. A suite of Mn-rich chrysocolla clasts surrounded by pseudomalachite layers have been characterized and dated by in-situ U-Th-Pb LA-ICP-MS analyses. The data obtained on pseudomalachite define a concordant date of 19.45 ± 0.21 Ma. In the Mn-rich chrysocolla clasts, the data yield concordant to sub-concordant dates between 12 and 7-6 Ma. These dates are therefore not consistent with the date obtained on the pseudomalachite layers that coat them. This could reflect either Pb loss linked to late fluids that affected specifically these clasts or to an analytical bias due to the fact that there is no chrysocolla standard available for in-situ U-Pb dating. Assuming a recent lead loss, the chrysocolla data yield an upper intercept date of 23 ± 15 Ma, which is compatible with the younger U-Pb date obtained on the pseudomalachite. This preliminary study demonstrates, for the first time, that supergene copper mineralization can be dated by the U-Th-Pb method. Furthermore, the age obtained on pseudomalachite indicate that Mina Sur deposition took place at ca. 20 Ma, about 10 Ma after the unroofing and hydrothermal alteration at Chuquicamata, a result that is consistent with the supergene ages already known in the Atacama Desert.

RENE-3: Procesos generadores y concentradores de elementos críticos en el manto y corteza

Rol de los fluidos geotérmicos en la formación de depósitos de litio en el Salar de Laguna Verde, Región de Atacama, Chile

Mohammad Ayaz Alam[1].
(1) Departamento de Geología, Facultad de Ingeniería, Universidad de Atacama, Copiapó, Chile

El Salar de Laguna Verde (SLV) se encuentra en la Cordillera de los Andes de la Región de Atacama (Chile), 193 km al este de la capital regional Copiapó. El área de estudio fue seleccionada para investigar basando en ciertas observaciones relevantes a la formación del depósito de litio durante levantamiento preliminar para evaluar potencial geotérmico de la zona: (i) presencia de un sistema geotermal activo con manifestación superficial (fuente termal), (ii) presencia de una laguna (Laguna Verde) alimentado por ríos y manantiales, (iii) afloramiento de las probables rocas fuentes de litio en los llanos de Laguna Verde, entre otros. Porque salmueras de litio de esta naturaleza ocurren en sistemas similares a escala mundial, modelando el comportamiento del litio en el SLV servirá como una excelente guía de lo que hay que buscar en condiciones similares en otros lugares. En SLV, la ocurrencia principal de litio es en Laguna Verde en sí, que contiene muy elevada concentraciones de litio (~200 mg/l) y potasio (~5000 mg/l). La laguna es alimentada por aguas termales activos que parecen ser la principal fuente de litio, potasio y otras sales metálicas. La presencia de un sistema geotérmico no es un requisito excluyente para la formación de la salmuera de litio; por ejemplo, existen evidencias de desvitrificación no térmica que pueden liberar litio de las rocas volcánicas. Sin embargo, los fluidos geotérmicos pueden liberar litio con mayor eficiencia, mediante disolución acelerada de las rocas volcánicas ricas en litio, disolviendo este elemento selectivamente. Al oeste de Laguna Verde, se encuentra depósito de flujo piroclástico riolítico-dacítico formado por, al menos, cuatro unidades de flujo con intercalaciones de al menos dos niveles de oleada piroclástica. Las unidades de flujo corresponden a tobas con proporciones variables de fragmentos juveniles pumíceos (tamaño lapilli medio a bomba) y fragmentos líticos subredondeados a angulosos de andesitas y dacitas, inmersos en una matriz fina blanca a rosada, ligera a fuertemente compactada. Las unidades de oleadas corresponden a tobas con laminación cruzada, dunas y lentes de distinta granulometría. Estas formaciones son interesantes, considerando que riolítas y dacítas son potenciales fuentes de litio. Los resultados del modelamiento de los procesos físico-geoquímicos que controlan la liberación de litio desde las rocas fuentes por los fluidos geotérmicos serán presentados durante el congreso.

RENE-3: Procesos generadores y concentradores de elementos críticos en el manto y corteza

Caracterización óptica y composicional de los minerales portadores de REE+Y, U, Th, en las pegmatitas Coyanmahuida y Poñen, Región del Biobío, Chile.

Álvaro Alarcón[1], Fernanda Álvarez[1], Santiago Collao[1], Laura Hernández[2].
(1) Geología, Ciencias Quimicas, Universidad de Concepción, Concepción, Chile
(2) Instituto GEA, Universidad de Concepción, Concepción, Chile

Introducción Las tierras raras (REE) son consideradas elementos estratégicos para el avance científico en la revolución tecnológica de las últimas décadas. Es por eso que comprender la química mineral como la génesis de los minerales portadores de REE es cada vez más importante para su posible exploración en Chile. En este trabajo se caracterizó óptica y composicionalmente los minerales portadores de REE provenientes de dos afloramientos pegmatíticos ubicados en el centro-sur de Chile, Región del Biobío. Geología Los minerales estudiados provienen de las pegmatitas Coyanmahuida y Poñen, pertenecientes al Batolito Costero, parte del basamento Paleozoico del Centro-Sur de Chile (Hervé, 1988). Este basamento se compone de rocas metamórficas asignadas a las Series Occidental y Oriental (Aguirre *et al.*, 1972). Las rocas graníticas intruyen a la secuencia metamórfica, y fueron datadas por el método Rb/Sr en roca total en 306±6 Ma (Lucassen *et al.,* 2004). Localmente, en la zona estudiada, se obtuvieron edades Rb/Sr en roca total de 306.8±4.5 Ma, en la roca granítica (Glodny *et al.*, 2008), y U/Pb en circones de 310.8±1.8 Ma, en el cuerpo pegmatítico de Poñén (Velásquez *et al.,* 2012). La pegmatita de Poñen fue la primera en ser estudiada tras el hallazgo de minerales de uranio como metaautunita y uraninita (Collao *et al*., 2009). Luego, Jil (2014) consideró nuevas zonas pegmatíticas en Vertiente y Coyanmahuida, ambas en la región del Biobío, donde se identificó minerales portadores de U, Th, Y y REE, con el patrocinio del proyecto DIUC (2014). La caracterización de estos minerales mediante técnicas microanalíticas permitió identificar la presencia de uranopolicrasa, euxenita, monacita y xenotima (Collao *et al.,* 2015). Las pegmatitas estudiadas pertenecen a la clase muscovita-REE y a la subclase REE+Y, U, Th, Nb> Ta, pobre en Be (Černý y Ercit, 2005). Metodología La investigación se desarrolló en tres etapas: En la primera, se trazaron perfiles en terreno para medir radiactividad utilizando un espectrómetro de integración de rayos gama portátil modelo GIS-5, categorizando la recolección de las rocas pegmatíticas en tres grupos, según sensibilidad en cuentas por segundo (cps): 1) 0-1000 cps, 2) 1000-3000 cps, 3) > 3000 cps. En la segunda etapa, las muestras fueron chancadas y tamizadas, para obtener granos minerales de tamaños uniformes, con subgrupos de 1700 µm, 500 µm y 63 µm. Luego, con el fin de separar los minerales más pesados (contenedores de U y REE) de los más livianos, se utilizó una mesa vibratoria y se seleccionó la granulometría de 500 µm como la más eficiente para la separación gravitacional. De esto, resultan 3 muestras de distinta densidad (alta, mediana y baja), por cada categoría de radiactividad. Así, según la radiactividad, el tamaño de grano (500 µm) y la densidad, se seleccionaron las siguientes muestras para el estudio microscópico: 1) 0-1000 cps, 500 µm, alta densidad; 2) 1000-3000 cps, 500 µm, alta densidad; 3) > 3000 cps, 500 µm, alta densidad. En la tercera etapa, se realizaron 6 cortes pulidos transparente confeccionados a partir de briquetas y 2 cortes pulidos transparente de la roca portadora de los minerales de interés. Estos fueron estudiados con un microscopio de luz transmitida-reflejada. La composición de los minerales fue determinada mediante la microsonda electrónica JEOL JXA8600M del Instituto GEA de la Universidad de Concepción, provista de un detector de rayos-x dispersor de energía (EDS) y cinco detectores de dispersión de longitud de onda (WDS). Mineralogía A continuación se describe la mineralogía de REE+Y, U, Th, identificada en las dos pegmatitas estudiadas. Pegmatita Coyanmahuida Corresponde a una pegmatita morfológicamente clasificada como dispersa no zonada (Collao *et al.*, 2015). La muestra analizada (C-1) se caracteriza por la presencia de grandes cristales milimétricos a centimétricos de minerales no metálicos como plagioclasa, zircón con Hf, muscovita y cuarzo. Los minerales metálicos encontrados fueron: ilmenita y hematita. Las mediciones radiactivas variaron entre 5.800 a 250 cps, lo cual indica una mayor concentración de minerales que contienen U y Th. En las zonas de mayor radiactividad presenta una fuerte alteración argílica. *Óxidos de REE* Los minerales encontrados pertenecen a los siguientes grupos: euxenita, fergusonita y pirocloro. *Grupo Euxenita Euxenita-(Y) – (Y, REE)(Nb,Ti,Ta)$_2O_6$* Mineral idiomórfico tabular de color marrón a marrón amarillento sin pleocroísmo con luz polarizada plana (LPP). Mientras que con nicoles cruzados (NC) presenta tendencia a la isotropía por la metamictización debido al contenido de U y Th, cuyos valores promedio son de 5.68 y 2.73 % en peso respectivamente. En luz reflejada tiene una reflectividad de 15%, y ocasionalmente se observan reflejos internos amarillos anaranjados. Se diferencia de la eschinita-(Y) [(Y, REE)(Nb,Ti,Ta)$_2O_6$] según Ercit (2005), por presentar ∑LREE < 0.326 Ti – 0.06 Nb + 3.1 (óxidos % en peso). La euxenita presenta en algunos granos un enriquecimiento en Ta que alcanza a 13.77-14.59 % en peso, por lo que se consideran como *tanteuxenita-(Y)* (Fig. 1, a-b). *Policrasa-(Y) – (Y, REE)(Ti,Nb,Ta)$_2O_6$* Mineral de coloración marrón amarillento con LPP e isótropo con NC. En cuanto a su composición, el catión dominante en el sitio B es Ti. Se diferencia de la euxenita cuyo catión dominante es Nb. Presenta un contenido significativo de U (8,07 a 8,40 % en peso); junto con la euxenita y fergusonita, son minerales radiactivos. *Grupo Fergusenita Fergusonita-(Y) – (Y, REE)NbO$_4$* Mineral de color marrón oscuro a rojizo. Presenta un hábito euhedral, tabular y la gran mayoría de los cristales termina en punta. Tiene una reflectividad de 14 a 16 %. Algunos cristales se encuentran intercrecidos con euxenita o incluidos en euxenita. Se observan inclusiones de uraninita (UO_2), con U que varía 70.32 y 72.03 % en peso, e inclusiones de thorita ($ThSiO_4$) con 61.72 % en peso de Th. La fergusonita presenta en

RENE-3: Procesos generadores y concentradores de elementos críticos en el manto y corteza

algunos cristales una alteración secundaria en los bordes y fracturas por pirocloro (fig. 1, c-h). Se realizaron 16 análisis con WDS, con valores promedios en % en peso de: O, 22.65 %; Nb, 25.08 %; Ta, 4.54 %; Ti, 1.56 %; W, 4.66 %; Y, 19.82 %; REE, 15.16 %; U, 3.37 % y Th, 2.34%. *Grupo Pirocloro Pirocloro – $(Na, Ca)_2Nb_2O_6(OH,F)$* Mineral de alteración. Se encuentra rodeando los bordes y rellenando fracturas de los minerales euxenita, fergusonita y policrasa (fig. 1, c-g). Según Ercit (2005) para diferenciarlo de microlita y betafita debe tener las siguientes condiciones: Nb > Ta; (Nb+Ta) > 2(Ti), lo cual concuerda con el mineral que se identificó, cuya concentración de Nb (35.40 % en peso) > Ta (9.94 % en peso) y Nb + Ta (45.34 % en peso) > 2 Ti (4.48 % en peso). Tiene las siguientes características en relación con los óxidos de REE: Presenta un enriquecimiento en silicio, llegando en algunos casos al 9.05 % en peso, acompañado por un descenso en el contenido de U (5. 92 a 2.77 % en peso). Además, se detectaron concentraciones considerables de Pb (10.85 % en peso). *Fosfatos de REE Xenotima – $(Y, REE)PO_4$* Este mineral es euhedral, generalmente prismático. En luz transmitida es incoloro a amarillento, con una fuerte birrefringencia y además presenta extinción recta. Se halló intercrecido con zircón, euxenita y fergusonita. Su reflectividad es de 8 % (fig. 1, c-f). Algunos cristales tienen inclusiones de thorita. Se realizaron 38 análisis con WDS, obteniendo la siguiente composición mineral promedio en % en peso: O, 31.66 %; P, 14.43 %; Si, 1.18%; Y, 33.59 %; Tb, 0.38 %; Dy, 3.10%; Ho, 0.79 %; Er, 2.78%; Tm, 0.58 %; Yb, 4.06 %; LREE, 3.80 %; Th, 1.24 %; U, 1.01 %. Es el principal mineral contenedor de REE; en promedio contiene un 45.27 % de HREE (Tb a Lu, Y). *Silicatos de REE Thortveitita – $(Sc, HREE)_2Si_2O_7$* Mineral de alta birrefringencia, que se encuentra intercrecido con xenotima. Composicionalmente, parte del Sc puede ser sustituido por Y y las HREE. Los análisis EDS muestran que los valores de Sc oscilan entre 26.54-28.85 % en peso y las HREE entre 10,28 – 13,72 % en peso. Pegmatita Poñen Está definida como una pegmatita simétrica zonada (Velásquez et al., 2012). La muestra estudiada (P-1) exhibe un tamaño de grano grueso de escala milimétrica a centrimétrica con agregados minerales de feldespato potásico y sódico, granate, cuarzo, zircón con Hf, siderofilita, muscovita y biotita, los cuales se entremezclan con minerales portadores de REE+Y, U y Th. Se hallaron los siguientes minerales metálicos: pirita y arsenopirita. Las mediciones de radiactividad variaron desde 3500 a 80 cps. *Fosfatos de REE Monacita-(Ce) – $(Ce, La, Pr, Nd, Th, Y)PO_4$* Mineral de hábito euhedral con un alto relieve, intercrecido con agregados de muscovita. Presenta un leve pleocroísmo amarillento claro a oscuro y una fuerte birrefringencia. En luz reflejada tiene una reflectividad de 10% y una anisotropía gris a gris marrón (fig. 1, i-k). Se realizaron 21 análisis con EDS, obteniendo la siguiente composición mineral promedio en % en peso: O, 20.70 %; P, 11.72 %; Ce, 23.61 %; Pr, 2.28 %; Nd, 8.14%; Pm, 0.4 %; Sm, 4.13%; Eu, 0.66 %; Gd, 1.68 %; Th, 20.61 %; U, 4.19 %; en promedio contiene un 42.83 % en peso de LREE (La a Gd). Es el mineral portador de REE más abundante en la pegmatita. *Xenotima – $(Y, REE)PO_4$* Este mineral euhedral, en luz transmitida se presenta incoloro a amarillento y una fuerte birrefringencia. En luz reflejada tiene una menor reflectividad que la monacita, con valores de hasta un 8 %. Se hicieron 4 análisis con EDS, cuyo valor promedio de LREE es de 3.39 % en peso y de HREE de 45.92 % en peso. Conclusión La pegmatita Coyanmahuida está enriquecida en HREE, con una abundancia de óxidos de REE, representados por: euxenita, tantaeuxenita, policrasa y fergusonita. Estos minerales de coloración marrón son usualmente metamícticos por contener U y Th, por tanto tienden a la isotropía y son la evidencia de los altos niveles de radiactividad observada. Reemplazando en los bordes a los óxidos primarios se reconoce pirocloro. También se identificó xenotima, fosfato de REE+Y y un silicato de Sc y HREE, thortveitita. La pegmatita Poñen está enriquecida en LREE producto del predominio de monacita, la cual contiene valores significativos de Th (~ 20% en peso), justificando los altos niveles de radiactividad observada. Además se reconoce xenotima, pero en cantidades reducidas. Referencias: Aguirre, L. y Hervé, F. Godoy, E. 1972. Distribution of Metamorphic Facies in Chile an outline. Krystalinikum. Vol. 9, 7 – 19. Černý P. y Ercit, T. 2005. Classification of granitic pegmatites revisited. Can. Mineral., 43, 2005 – 2026. Collao S., González, L., Hernández L., Jil D. 2015. Mineralogía y Anomalías Geoquímicas de U, Th y Tierras Raras, en Pegmatita de Coyanmahuida, VIII Región, Chile. XIV Congreso Geológico Chileno, La Serena, 126 – 129. Collao, S. González, L. y Flores, G. 2009. Mineralización de uranio en afloramiento pegmatítico, VIII Región, Chile. XII Congreso Geológico Chileno, Santiago, 4 p. Ercit T. 2005. Identification and alteration trends of granitic-pegmatite-hosped (Y, REE, U, Th) — (Nb, Ta, Ti) oxide minerals: a statistical approach. Can. Mineral. 43, 1291- 1303. Gorzhevskaya S., Sidorenko G., Ginsburg A. 1974. Titano-tantalo-niobates (properties, compositional, characteristics and conditions of formation). Nedra, Moscow, 343 p. Glodny, J. Echtler, H. Collao, S. Ardiles, M. Burón, P. Figueroa, O. 2008. Differential late Paleozoic active margin in South-Central Chilean (37ºS-40ºS). J. S. Am. Earth Sci. 26, 397 – 411. Hervé, F. 1988. Late Palezoic subduction and acretion in Southern Chile. Episodes 11, Nº3, 183-188. Jil, D. 2014. U, Th, Y y REE en pegmatitas paleozoicas, sector de Florida, octava región, Chile. Memoria para optar al Título de Geólogo. Univ. de Concepción, Depto. Ciencias de la Tierra (Inédito): 93 p. Lucassen, F. Franz, G. Creixell, C. Vásquez, P. Romer, R. Figueroa, O. 2004. Distinguishing crustal recycling and juvenile addictions at active continental margins: the paleozoic to recent compositional evolution of the Chilean Pacific margin (36-41S). J. S. Am. Earth Sci. 17, 103 – 119. Velásquez, R. Collao, S. Figueroa, O. 2012. Zonación Mineralógica de la Pegmatita Poñen en el Batolito Costero del Sur, VIII Región,-Chile. XIII Congreso Geológico Chileno. Antofagasta, 345 – 347.

RENE-3: Procesos generadores y concentradores de elementos críticos en el manto y corteza

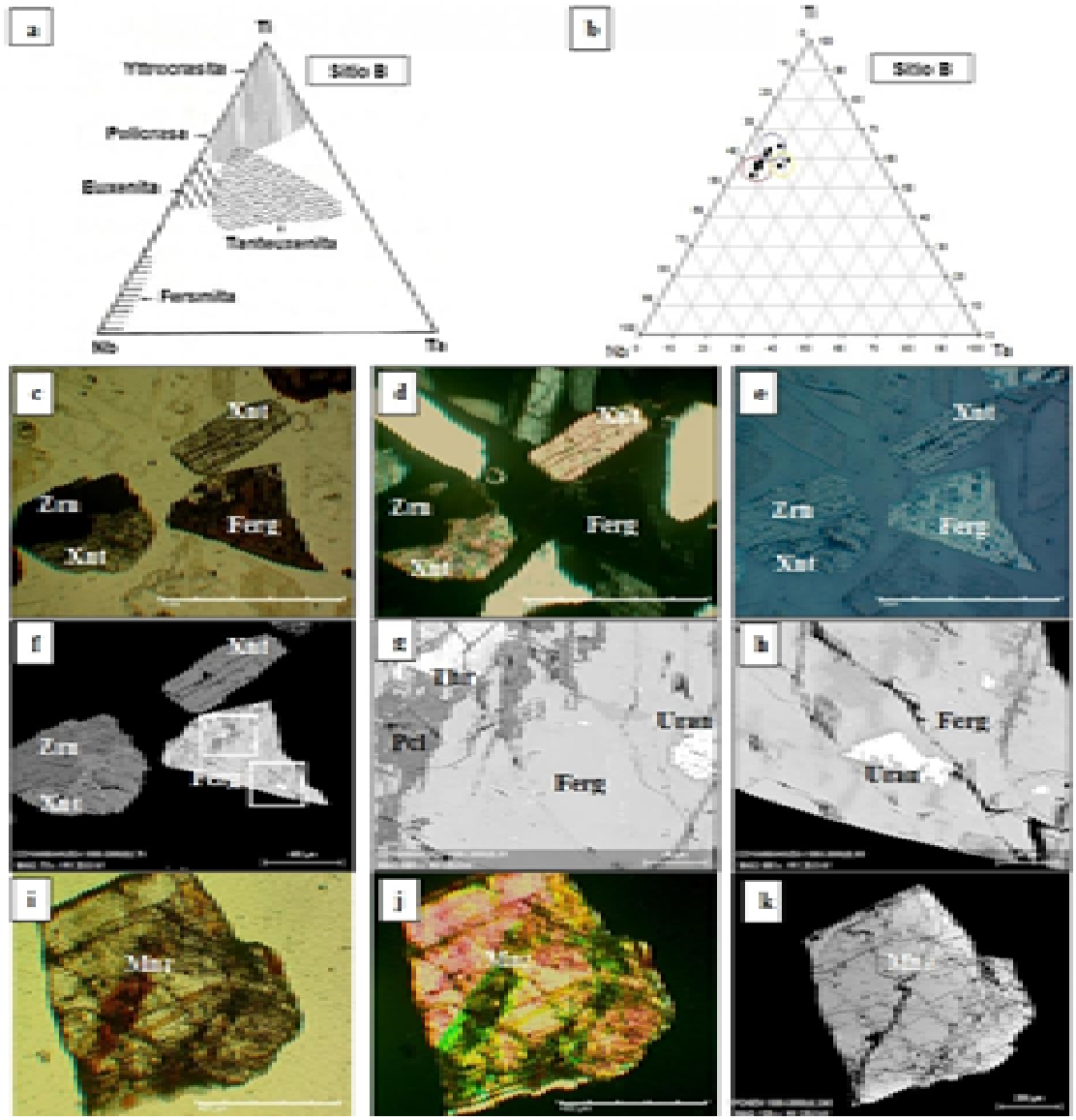


Fig 1. a) Distribución de átomos en las posición B en el grupo euxenita (Modificado de Gorzhevskaya et al, 1974). b) Tres patrones de distribución: el círculo azul corresponde a policrasa, el rojo a euxenita y el amarillo a tanteuxenita. c)-h) Microfotografías de pegmatita Coyanmahuida. En luz transmitida: c) LPP, xenotima intercrecida con zircón, y fergusonita alterada en bordes; d) NC, xenotima con fuerte birrefrectancia y circón con fergusonita isótropas. En luz reflejada e) LPP, fergusonita de mayor reflectividad que xenotima. f), g) y h) imágenes BSE de la misma sección: f) fergusonita cuyos bordes y fracturas están alterados por pirocloro, amplificada en g) donde el gris oscuro corresponde a pirocloro y el gris claro a fergusonita. En g) y h) los minerales de mayor intensidad son thorita y uraninita, respectivamente. i)-k) Microfotografías de monacita, pegmatita Poñen. En Luz transmitida: i) con LPP y j) con NC; k) imagen BSE.

RENE-3: Procesos generadores y concentradores de elementos críticos en el manto y corteza

Deciphering the sources of lithium in surficial reservoirs of the Atacama Desert: a geochemical and isotopic approach

Fernanda Alvarez-Amado[1], Ernesto Cofré[1], Mauricio Rosales[1], Linda Godfrey[2].
(1) Departamento de Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias Químicas, Universidad de Concepción
(2) Department of Earth and Planetary Sciences, Rutgers University, New Jersey, USA

The Atacama region in northern Chile hosts the driest desert on Earth and is the world's second lithium (Li) production province, where the occurrence of elevated lithium concentration is restricted to brines deposits, such as the Salar de Atacama. Despite the potential relevance of this commodity for the Chilean economy, little is known about the origin and distribution of lithium in Atacama. The presence of lithium in brine deposits is enigmatic and has been seriously underlooked over the years. Little information is available about the source(s) of lithium in the Atacama region, and only a few studies have reported data about the geochemistry and isotopic composition of lithium in these deposits. In this study, we analyze new geochemical and isotopic data of natural waters in the Atacama Desert, including geothermal fluids, groundwater, meteoric water, brines and salt lakes. To the north of the study area, reported preliminary lithium isotopic data (δ^7Li) indicate that the isotopic signature of this element is consistent with the presence of at least two sources: volcanic fluids and saline waters. Moreover, through lithium isotopic data from the Western Cordillera a relationship between recent volcanism and geothermal processes has been established. In this study the calculated δ^7Li values in water samples range from +0.49 to +1.40, these values are relatively low compared to reservoirs as seawater (average of +31.0) and river water (average +23.0), but are consistent with those of continental hydrothermal fluids and upper continental crust. On the otther hand, no relation is observed between the Li content and δ^7Li, the latter showing an important variation along the north-south direction. This pattern probably reflects differences in the sources and intensity of lithium fractionation processes. Considering the δ^7Li values of potential sources and the temperature dependence of lithium isotopic fractionation between solid and aqueous fluid, the lithium concentrated in the reservoirs of the Atacama Desert would be related to mid-high temperature processes, such as lithium-enriched hydrothermal fluids and not directly by low-temperature weathering processes. On the other hand, δ^7Li values from geothermal fluids would indicate a higher temperature process involved in the origin of lithium (magmatic source). These preliminary results will contribute to a better understanding of the geology and geochemistry of this underlooked element in Atacama.

RENE-3: Procesos generadores y concentradores de elementos críticos en el manto y corteza

Procesos concentradores de Li, B y Sr en el Salar de Atacama y Cordillera Occidental: Análisis geoquímico e isotópico ($\delta^{18}O$ y δD) de aguas subterráneas y lagunas salinas

Ernesto Cofré[1], Fernanda Álvarez-Amado[1], Mauricio Rosales[1].
(1) Ciencias de la Tierra, de Ciencias Químicas, Universidad de Concepción, Concepción, Chile

La cuenca del Salar de Atacama (CSA) y las cuencas de lagunas salinas de la Cordillera Occidental (CLCO) son reservorios naturales de diferentes elementos químicos con potencial económico, en especial de Li. El objetivo de este estudio es comprender los procesos que controlan la composición de las aguas en la CSA y CLCO y relacionarlos al contexto geológico en que se desarrollan. Se realizó una campaña de terreno donde se recolectaron 25 muestras de aguas (subterráneas y superficiales), a las que se les realizaron análisis de elementos mayores, elementos menores e isótopos de oxígeno y deuterio. Se detectó que todas las muestras poseen composición sódica-clorurada, excepto una que posee composición cálcico-sulfatada. Además, se identificaron tres subgrupos dentro de las aguas sódico-cloruradas dependiendo de su proximidad a otros campos de composición; MPC cálcico-sulfatadas, MPC sódico-bicarbonatadas y el grupo intermedio MPC sódico-cloruradas. Los elementos minoritarios con mayor concentración promedio en el área de estudio corresponden a Li, B y Sr con órdenes de magnitud de 10^4 µg/l, seguidos de Rb, Se, As y Cs con orden de magnitud de 10^3 µg/l. Las mayores concentraciones de Li se observan en la laguna Tebinquinche y dos muestras subterráneas del sureste del Salar de Atacama. Las mayores concentraciones de B se observan en las lagunas Tebinquinche, Tuyajto y una muestra subterránea del sureste Salar de Atacama. Las mayores concentraciones de Sr se observan en las lagunas Baltinache y del Salar de Aguas Calientes 1. Del análisis de isótopos de deuterio y oxígeno se desprende que las CLCO experimentan una evaporación mayor que la CSA y que la redisolución de evaporitas antiguas es una fuente mucho más importante de aporte de isótopos pesados a las aguas que la evaporación. Las muestras en que la acumulación de isótopos pesados es producto de la evaporación, presentan una concentración ligeramente mayor de Li, B y Sr. Se concluye que la concentración de Li en el área de estudio depende de tres factores principales que, en orden de importancia corresponden a: (1) interacción de aguas y rocas volcánicas de la Cordillera Occidental, (2) redisolución de evaporitas antiguas, y (3) el grado de evaporación. Por su parte la concentración de B y Sr en el área de estudio depende solo de los factores (1) y (2). Estos factores serían los principales procesos fisicoquímicos que controlan la composición de las aguas de la CSA y las CLCO.

RENE-3: Procesos generadores y concentradores de elementos críticos en el manto y corteza

Metales críticos en sulfuros de mena del yacimiento de tipo pórfido de Cu-Mo Río Blanco-Los Bronces, Chile Central

Jorge Crespo[2,1], Martin Reich[2,1], Fernando Barra[2,1], Juan José Verdugo[3], Claudio Martínez[3].
(1) Centro de Excelencia en Geotermia de los Andes (CEGA), Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, SANTIAGO, Chile
(2) Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, SANTIAGO, Chile
(3) División Andina, CODELCO, LOS ANDES, Chile

Los depósitos tipo pórfido cuprífero son la fuente de cobre, molibdeno y renio más importante a nivel mundial. Estudios previos han reportado que algunos de estos depósitos pueden contener concentraciones sub-económicas a económicas de metales críticos, es decir, aquellos metales que son esenciales para el desarrollo tecnológico de la sociedad actual y están sujetos al riesgo de restricción de su suministro, por ejemplo el In, Co, Ge, elementos del grupo del platino (PGE), tierras raras, entre otros. Aunque algunos autores han reportado la presencia de Pd y Pt en pórfidos de Cu-Au, la información disponible sobre la ocurrencia y forma mineralógica de dichos elementos en pórfidos de Cu-Mo es extremadamente limitada. En este estudio, reportamos la primera ocurrencia de partículas de metales críticos (Pd, Pt, Au, Ag, Te) en sulfuros de mena (calcopirita y bornita) del yacimiento tipo pórfido de Cu-Mo Río Blanco-Los Bronces en Chile Central. Observaciones realizadas mediante microscopio electrónico de barrido de emisión de campo (FESEM) de calcopirita y bornita de la zona de alteración potásica, revela la presencia de partículas minerales de tamaño micro- a nano-métrico (<1µm) de metales nobles, principalmente Pd, Au y Ag. Los datos de alta resolución muestran que estas inclusiones son principalmente telururos, como merenskyita ($PdTe_2$), hessita rica en Pd (Ag_2Te) y silvanita $(Ag, Au)Te_2$. La existencia de telururos portadores de Pd, como las inclusiones minerales descritas aquí, coincide con ocurrencias de minerales del grupo del platino previamente descritas en pórfidos de Cu-Au. Estos datos apuntan al enriquecimiento de Pd (y probablemente Pt) en sulfuros de mena durante la alteración potásica, abriendo nuevas vías de investigación destinadas a explorar no solo la movilidad de Pd y Pt en fluidos hidrotermales y su partición en sulfuros, sino también en la evaluación del potencial de los pórfidos de Cu-Mo como objetivo para la extracción de PGE y otros metales críticos asociados.

RENE-3: Procesos generadores y concentradores de elementos críticos en el manto y corteza

Exploración de Tierras Raras en la Cordillera de la Costa, Región del Biobío

Felipe Del Valle[1], Alex Belmar[2], Martín Marquardt[3], Carlos Marquardt[4], Nicolas Bustos[4].
(1) Departamento de Ingeniería Estructural y Geotécnica, Pontificia Universidad Católica de Chile, Santiago, Chile
(2) Biolantánidos, Chile
(3) Minería Activa, Chile
(4) Departamento de Ingeniería de Mineria, Pontificia Universidad Católica de Chile, Santiago, Chile

Los trabajos de exploración y descubrimiento de yacimientos de Tierras Raras (REE) en la C. de la Costa de la R. del Biobío, desarrollados el último lustro, en particular en la zona de Penco, han impulsado el estudio de la génesis de este tipo de yacimientos y de los métodos para su exploración y desarrollo minero. Estudios en curso realizados en la parte norte de la C. de Nahuelbuta, evidencian una zona de interés para la exploración de REE basadas en el reconocimiento de suelos formados por la descomposición o meteorización química de rocas intrusivas que presentan niveles anómalos en REE. La geología de esta parte de la C. de Nahuelbuta está formada por un basamento metamórfico que agrupa a metapelitas y metaareniscas, con facies de esquistos y gneis, que son intruidas por stocks y batolitos tonalíticos a granodioríticos de biotita de grano grueso con proporciones variables de anfíboles. En el contacto entre estas dos unidades, se forma una aureola de metamorfismo y fusión parcial de rocas que da origen a una unidad de migmatitas de granate. Es en los regolitos no transportados, formados directamente sobre algunos de los afloramientos de rocas intrusivas y que pueden alcanzar potencias mayores a 30 metros, se reconocen suelos o pedolitos arcillosos, claramente diferenciables por la textura de los saprolitos que los subyacen, y que presentan anomalías geoquímicas de REE, los que han sido interpretados como cuerpos o niveles lentiformes de depósitos minerales tipo "*REE Ion-adsorción*". Estos depósitos se habrían formado en esta región gracias a que algunos de los minerales que se encuentran en las rocas ígneas presentan concentraciones variables y anómalas de REE, esto incluye tanto a silicatos como a otros minerales formados directamente por la cristalización de magmas. Cuando estas rocas se exponen en superficie a finales del Cenozoico, se desarrollan una serie de pedimentos escalonados que permanecen relativamente estables en el tiempo, hasta el día de hoy, y parcialmente alejados de los agentes de erosión. Esto sumado a condiciones climáticas húmedas de la zona, habrían favorecido la meteorización química de las rocas expuestas en estos pedimentos. De esta manera, el desarrollo de regolitos en paleosuperficies habrían liberado REE contenidas en los minerales, las que se habrían lixiviado y acumulado en niveles con arcillas de los pedolitos, las cuales absorben iones de REE^{3+} generando niveles de enriquecimiento con potencial económico.

RENE-3: Procesos generadores y concentradores de elementos críticos en el manto y corteza

Trace elements in Cu - Fe sulfides from the Mantoverde IOCG deposit

Cinthia Johansson[1], Fernando Barra[1], Martin Reich[1], Artur P. Deditius[2], Adam C. Simon[3], Paula Rojas[1], Mauricio Arce Salazar[4].
(1) Department of Geology and Andean Geothermal Center of Excellence (CEGA), Universidad de Chile, Santiago, Chile
(2) School of Engineering and Information Technology, Murdoch University, Murdoch, Australia
(3) Department. of Earth and Environmental Sciences, University of Michigan, Ann Arbor, USA
(4) Manager of Exploration and Resources, Mantos Copper S.A., Chañaral, Chile

IOCG deposits are an important source of Cu and other critical elements such Au, Ag, REE, U, P and Co. However, regardless of their economic significance, their origin remains controversial. In this study, we focus on the chemistry of sulfides from the Mantoverde IOCG deposit located in the northern section of the Chilean Iron Belt (CIB). Our purpose is to characterize pyrite and chalcopyrite samples collected from drill cores, and compare their chemistry with sulfides from iron oxide-apatite (IOA) deposits from the CIB in order to elucidate/evaluate the genetic links between these two styles of mineralization. EMPA and wavelength dispersive spectrometry (WDS) X-ray mapping performed on hypogene sulfides revealed very complex chemical zoning of Ni and Co in pyrite. The sectoral and oscillatory zoning, overprinted by brecciation and recrystallization of Co-rich pyrite confirms the presence of multiple pulses of cryptic mineralization. In general, pyrite has Co and Cu concentrations of up to 2.8 and 1.4 wt.%, respectively, whereas Ni can reach hundreds to thousands ppm. Three types of pyrite are recognized based on their Co/Ni ratios, i.e., Co/Ni<1, Co/Ni=1-20, and Co/Ni>90. Pyrite grains from the upper sections of the deposit have a Co/Ni<1, whereas pyrite grains with a Co/Ni>90 correspond to samples from the deeper sections of the deposit. The high Co/Ni ratio in some pyrites is consistent with a magmatic-hydrothermal origin associated with a mafic source. The concentration of other metals (e.g., Au, Ag, Pb, Cd, Zn, Bi) are usually low, with Ag reaching a maximum of 230 ppm. Concentration of metalloids (e.g., As, Sb) and Hg is generally below detection limit; however, some analyses indicate thousands of ppm As, Sb, Hg, suggesting the presence of micro to nano-sized inclusions. On the other hand, chalcopyrite has very low concentrations of the aforementioned trace elements; although As, Zn and Bi can locally reach up to 170 ppm. The EMPA-WDS results show that the concentrations of trace elements vary significantly in sulfides at Mantoverde (especially in pyrite), and their incorporation depends on the physicochemical conditions of the mineralizing fluid(s) of each stage. Furthermore, the geochemical characteristics of Mantoverde pyrite, including the high Co concentration, are remarkably similar to those reported for pyrite from Los Colorados and El Romeral IOA deposits in northern Chile, supporting a link between Andean IOA and IOCG deposits.

RENE-3: Procesos generadores y concentradores de elementos críticos en el manto y corteza

Geomorphological and climatic constraints on the supergene processes in the Atacama Desert

Rodrigo Riquelme[1], Eduardo Campos[1], Sebastien Carretier[2], Thomas Bissig[3], Stephanie Brichau[2], Vincent Regard[2], And Team COPEDIM[4].
(1) Departamento de ciencias geológicas, Universidad Católica del Norte
(2) Géosciences Environnement Toulouse, Université Paul Sabatier
(3) Goldcorp Inc., Canada
(4) Laboratoire Mixte International Copper and Pediments, COPEDIM, www2.obs-mip.fr/lmicopedim

Geomorphological and climatic conditions enhancing supergene mineralization and enrichment of metalliferous ore deposits are being studied in many arid regions through the world. We present a summary of the work carried out on two contrasting mining district of the Atacama Desert: the Centinela District (CD), in the hyper-arid desert core, and the Salvador-La Coya District (SCD), in the southern desert border. In both, well developed supergene mineralization zones are distributed on peneplain surfaces and are formed during landscape peneplanation. In the CD, landscape paneplanation occurs between the Oligocene and the mid-Miocene whereas the supergene mineral ages indicate that supergene processes occurs between 25–12 Ma. In the SCD, the timing of supergene processes depends on where the supergene mineralization is exposed. In the western Precordillera piedmont, the Salvador porphyry-Cu undergo protracted supergene enrichment and exotic mineralization, which can be tied to multiple stages of pediment incision taking place episodically since the late Eocene through the mid Miocene. In contrast, supergene mineralization in the high Precordillera is hosted below a planar late Oligocene peneplain relict and supergene mineralization is restricted between the late Oligocene and early Miocene. Supergene mineral ages of the CD define two supergene episodes (25–19 and 15–12 Ma), during which most of the supergene ages cluster in the hyper-arid desert core. Relatively wet, weathering-prone climate conditions, alternate with relatively dry conditions during the early Miocene and can explain major peaks in the distribution of supergene ages from many areas of the southern hemisphere. Gaps in supergene ages can be related to drier conditions which limits supergene processes, as occurs with the onset of hyper-aridity after the mid-Miocene. In the SCD, supergene ages other than early Eocene probably results from wetter climate conditions prevailing through most of the late Cenozoic in the southern desert border. We conclude that landscape pediplanation favours supergene mineralization and helps preserve the former supergene mineralized zones from significant erosion. Low erosion rates during pediplanation may constitute a necessary condition for the efficiency of the supergene processes. Such a favourable geomorphologic condition also requires a relatively wetter climate condition to allow the supergene processes to occur.

RENE-3: Procesos generadores y concentradores de elementos críticos en el manto y corteza

Fases vítreas como reservorio de litio en el Salar de Atacama: Petrografía, mineralogía y geoquímica de las unidades volcánicas mio-pliocenas de la Cordillera Occidental

Mauricio Rosales Felmer[1], Fernanda Álvarez-Amado[1], Ernesto Cofré Arzola[1].
(1) Departamento de Ciencias de la Tierra , Facultad de Ciencias Químicas, Universidad de Concepción

A pesar de la importancia de Chile como gran productor de litio a nivel mundial, aún no hay claridad acerca del origen de este elemento en los depósitos salinos que lo concentran. Una de las potenciales fuentes de litio corresponde a las extensas secuencias ignimbríticas mio-pliocenas de composición ácida de la Cordillera Occidental. El objetivo de este estudio es determinar si existe relación entre la mineralogía y geoquímica de estas unidades con la presencia de litio. Se realizó una campaña de terreno, en donde se recolectaron 25 muestras (rocas, arcillas y evaporitas) en distintos afloramientos cercanos a depresiones salinas, esencialmente al Salar de Atacama. Las muestras seleccionadas fueron analizadas mediante microscopía óptica, difracción de rayos X (DRX) y geoquímica de elementos mayores, menores y trazas, además de concentración de litio. No se identificaron al microscopio minerales que presenten litio en su estructura y las fases sugeridas en DRX corresponden, en su mayoría, a minerales cuyas génesis se vinculan más a pegmatitas que a depósitos salinos, esencialmente del grupo de los silicatos. No obstante, los contenidos de litio obtenidos de análisis geoquímicos, indican un enriquecimiento de este elemento, en comparación con la media de la corteza continental superior (24 ppm). Las muestras de unidades que han sido datadas de edad Pliocena (Atana, Patao y Tucúcaro) y que fueron descritas con un importante contenido vítreo (esquirlas, pómez o vidrio masivo), registraron elevadas concentraciones de litio. Esto sugeriría que el litio se encuentra asociado principalmente a los constituyentes vítreos, más que a fases minerales que contengan este elemento. Por lo tanto, se propone que estas rocas piroclásticas constituyen una fuente importante de litio para los depósitos salinos, siendo las secuencias de mayor espesor, extensión y proporción de vidrio las que almacenarían grandes cantidades de este elemento. Considerando que el vidrio es más propenso a alterarse en condiciones ambientales, esto resultaría relevante en cuanto a su acumulación en estas cuencas cerradas, ya que probablemente estaría vinculado con la meteorización y lixiviación del litio contenido en estas litologías.

RENE-4: Inclusiones fluidas y vítreas en arcos magmáticos y depósitos minerales

Caracterización de inclusiones vítreas en condritos carbonáceos del Desierto de Atacama

Samanta Aravena-González[1,2], Daniel Moncada [1], Claudia Cannatelli[1,3], Millarca Valenzuela[4,2], Rodrigo Martínez-de Los Ríos[5].
(1) Departamento de Geologia, Facultad de ciencias fisicas y matematicas, Universidad de Chile
(2) Grupo Meteoritos y Ciencias Planetarias, Sociedad Geológica de Chile, Santiago, Chile
(3) Centro de Excelencia en Geotermia de Los Andes, Plaza Ercilla 803, Chile
(4) Departamento de Geologia Aplicada, Unidad Geopatrimonio, Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago , Chile
(5) Museo del Meteorito, Chile

Los meteoritos condríticos son las rocas más antiguas que se conocen. La formación de sus componentes se asocian a edades relativas a los inicios del sistema solar (c. 4567 Ma). La clasificación de éstos se basa en estudios texturales, mineralógicos y geoquímicos, que permiten obtener parámetros de clasificación asociados a procesos primarios, secundarios y terciarios. Los condritos se caracterizan por poseer cóndrulos, cristales esferoidales usualmente de olivino y piroxeno que pueden contener inclusiones vítreas, que corresponden a líquidos remanentes entrampados desde una delgada capa líquida de interfase, la cual sostiene el crecimiento de cristales de olivino desde el vapor de la nebulosa solar según [1].

Este trabajo aborda la caracterización geoquímica de las familias de inclusiones vítreas (MIAs) presentes en olivinos de cóndrulos y matriz de tres condritos carbonáceos de tipo CO3: El Médano 216, Los Vientos 123 y Catalina 008, encontrados en el desierto de Atacama.

La muestras fueron estudiadas petrográficamente y se establecieron cuatro tipos de MIAs: MIA1: vidrio, MIA2: vidrio con burbuja, MIA3: vidrio con cristales y MIA4: vidrio con burbujas y con cristales. Análisis de elementos mayores y trazas fueron tomadas en sulfuros, olivino huésped y de 48 familias de inclusiones vítreas en los condritos estudiados.

Según las concentraciones de Fe obtenidas de análisis en MIA3s, la muestra de El Médano 216 posee una composición más primitiva que Catalina 008. A su vez, concentraciones de Rb, Nb, Eu, Th y U, permiten determinar que Catalina 008 posee una composición más diferenciada que El Médano 216, es decir, que ha sufrido algún proceso de fusión.

El trabajo futuro consistirá en analizar los otros tipos de MIAs encontradas en Los Vientos 123, analizando las concentraciones de elementos refractarios y compararlos con las abundancias isotópicas obtenidas del sol [2], complementando el estudio previo que incluye análisis de espectroscopía Raman para una mejor caracterización que lleve a entender mejor la formación de los cóndrulos.

Referencias:

[1] Varela, M. E., et al. (2005). A liquid-supported condensation of major minerals in the solar nebula: evidence from glasses in the Kaba (CV3) chondrite. Icarus, 178(2), 553-569.

[2] Grevesse, N.,et al. (2015). The elemental composition of the Sun-III. The heavy elements Cu to Th. Astronomy & Astrophysics, 573, A27.

RENE-4: Inclusiones fluidas y vítreas en arcos magmáticos y depósitos minerales

Influence of volatiles and crustal contamination on the April 2015 eruption dynamics of Calbuco Volcano (Chile)

Daniel Francisco Astudillo[1], Claudia Cannatelli[1,2], Angelo Castruccio[1], Miguel Angel Parada[1,2], Federica Schiavi[3].
(1) Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile
(2) Centro de Excelencia en Geotermia de los Andes (CEGA), Chile
(3) Laboratoire Magmas et Volcans, France

Calbuco Volcano, located in the Southern Volcanic Zone (SVZ, 41°S), Chilean Andes, reawakened on 22 April 2015, generating 2 subplinian eruptions with minor or absent surface deformation and scarce seismic precursors up until a few hours prior to the eruption. Using thermobarometric calculations and chemical analyses on melt inclusions hosted in minerals from pyroclastic products of the eruption, we determine the pre-eruptive composition of the magma, pressure and temperature storage conditions, and processes that occurred before and during its crystallization in the magma chamber. We estimated that prior to the eruption, the magma was stored at about 7 km depth with a temperature of 950°C, in agreement with previous works. In contrast with a basaltic-andesitic whole rock composition, melt inclusions composition ranges from basaltic-andesitic to dacitic, representing a moderately evolved magma, saturated in H_2O, CO_2 and SO_2 and enriched in light trace elements, such as B and Li, and halogens like Cl and F. The chemistry of the magma, in comparison with other volcanoes in this sector of the SVZ, can be associated with the presence of an additional water saturated magma chamber in the deep crust, where amphibole crystallizes. We also suggest that the evolution and composition of this magma may have been affected by interaction with wall rocks, as shown by a possible cortical assimilation process involving metapelites. We suggest that the complex pre-eruptive dynamics in the magma chamber of Calbuco volcano during the eruption of 2015 can be explained by a destabilization of the magma chamber walls due to wall-magma interaction, and the high concentration of exsolved volatiles due to first and second boiling.

RENE-4: Inclusiones fluidas y vítreas en arcos magmáticos y depósitos minerales

Exploración para depósitos pórfido cuprífero basada en petrografía de inclusiones fluidas

Nicolás Ignacio Avalos[1], Daniel Moncada[1], Cristian Sprohnle M[2], Rodrigo Castagno[2].
(1) Geologia, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(2) Cía. Minera Doña Inés de Collahuasi SCM Baquedano 902, Chile

En depósitos pórfidos cupríferos se han desarrollado varias técnicas de exploración debido a la importancia que tienen estos como fuente de metales. Varios estudios se han enfocado en comprender los procesos de los fluidos hidrotermales y el rol sobre la mineralización. Es común explorar caracterizando la geología y las alteraciones para saber dónde y como ocurre la precipitación de los minerales. En este estudio presentamos una nueva técnica en exploración basada en las propiedades de los fluidos PVTX para encontrar pórfidos cupríferos. El distrito Collahuasi ubicado en el Norte de Chile presenta 2 pórfidos actualmente explotados y conocidos: pórfido Rosario y Ujina. La investigación se realizó en torno al pórfido Rosario, el cual posee unas reservas mineral estimada de 2,18 BTon (0.91% Cu). En esta área se han identificado alteración potásica, propilitica, cuarzo-sericita, argilica y argilica avanzada. Esta última asociada a vetas de alta sulfuración, posiblemente relacionada a una segunda intrusión no conocida, nombrando la zona "Rosario Oeste". El estudio petrográfico de Inclusiones Fluidas (IF) fue realizado en más de 300 muestras de sondaje de Rosario y Rosario Oeste. Se establecieron 7 clasificaciones de los tipos de IF que se presentan en IF ricas en líquido, IF ricas en vapor, IF con una coexistencia de líquido y vapor, IF ricas en liquido con halita, IF ricas en liquido con halita coexistiendo con vapor, IF ricas en liquido con sólidos. Las vetillas se clasificaron con apoyo del equipo de geología de Collahuasi, como vetillas tipo A, B, C, D, E, TES y solo cuarzo. Las alteraciones principales definidas para utilizar fueron: propilítica y argílica. Con esta informacion se genera un modelo para exploracion llamado índice de Probabilidad de Pórfido Cuprífero (IPPC). Toda esta información se integró a un modelo 3D para estudiar la distribución espacial de estos parámetros. Se concluye, la ebullición está presente en todo el sistema en zonas superiores e inferiores. Se reconoce mayor salinidad y contenido de metales en el fluido, correlacionándose positivamente con la presencia de vetillas tipo B, D y con valores altos de IPPC, mostrándose estas en dirección a Rosario Oeste. Estas similitudes en partes someras y profundas, que se correlacionan con dos zonas de alta ley de Cu-Mo, sugiriendo la presencia de dos centros mineralizadores simultáneos o que exista una repetición de la mineralización por un proceso estructural de bajo ángulo.

RENE-4: Inclusiones fluidas y vítreas en arcos magmáticos y depósitos minerales

Numerical simulation of a fossil geothermal system in northern Chile

David Andres Calisto[1,2], Daniel Moncada[1,2], Linda Daniele[1,2], Dario Chinchilla[3,4], Eric Sonnenthal[5].
(1) Geologia, Ciencias Fisicas y Matematicas, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(2) Centro de Excelencia en Geotermia de los Andes (CEGA), Ciencias Fisicas y Matematicas, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(3) Cristalografia y Mineralogia, Ciencias Geologicas, Universidad Complutense de Madrid, Madrid, España
(4) Instituto de Geociencias (UCM-CISC), España
(5) Energy Geosciences Division, Lawrence Berkeley National Laboratory , Berkeley, Estados Unidos

As a result of numerous studies over the past five decades of both active terrestrial geothermal systems and their fossil equivalents, the epithermal precious and base metal deposits, there is now a large database of fluid, mineral and hydrological properties of these systems. Coupled with the numerical modeling of thermal-hydrological-chemical processes we have a good tool to understand the formation and evolution of hydrothermal systems. We used fluid inclusion data, chemical compositions of base metal sulfides, flow rates and kinetic mineral data to constrain a numerical model of a fossil geothermal system, the Patricia Zn-Pb-Ag deposit located in northern Chile. It consists of quartz and base metal sulfides veins of hydrothermal origin with structural control, hosted in a volcanic succession. The fluid inclusion data indicates that the hydrothermal fluids had circulation temperatures that range from 215 to 140ºC, and salinities between 22 to 1 wt.% NaCl, with no evidence of boiling in the system. The inferred dominant process causing base sulfide minerals precipitation being cooling. Models of the fluid–rock interaction were made using the reactive-transport code Toughreact to identify the most relevant geochemical and transport parameters controlling the formation of this fossil geothermal system. The paragenesis of the deposit is mimicked by a sequential model consistent with the observed mineral assemblage distribution and fluid inclusion data. The model results are consistent with the mineral phases distribution and fluid inclusions data found in the featured case study. Our results shows that under hydrological conditions similar to those observed in active geothermal systems the Patricia deposit mineralization could be formed in an interval of less than 10,000 years. We conclude that the precipitation of base metal sulfides in this fossil system was primarily controlled by the fluid upflow rate, the permeability of the system and the available fluid metal content.

RENE-4: Inclusiones fluidas y vítreas en arcos magmáticos y depósitos minerales

Deciphering magma geochemistry at the Andean Southern Volcanic Zone (Chile) by means of melt inclusions

Claudia Cannatelli[1,2], Fabian Tapia[1,2], Mariana Wong[1,2], Loreto Hernandez[1,2], Franco Robbiano[1,2], Daniel Astudillo[1,2], Jamie Buscher[1,2], Daniel Moncada[1], Mathieu Leisen[2], Diego Morata[1,2].
(1) Geologia, FCFM, Universidad de Chile
(2) Centro de Excelencia en Geotermia de los Andes, FCFM, Universidad de Chile

The Andean Southern Volcanic Zone (ASVZ) is located at the obliquely convergent Nazca–South America plate margin between 33°S and 46°S. In the ASVZ, enhanced crustal permeability created by the Liquiñe–Ofqui Fault System (LOFS), which extends from 38°S to the southernmost ASVZ, allows the eruption of geochemically diverse magmas on a small scale.
Our work focus on several stratovolcanoes in the ASVZ and small monogenetic volcanic centers that straddle the LOFZ, and is aimed to determine processes affecting magma evolution at subduction zones. Stratovolcanoes are chosen based on similarity of eruptive style (effusive vs explosive), age of magmatic activity (Holocene eruptions) and chemistry of eruptive products. Bulk rock compositions of lavas and pyroclastic material range from basaltic andesitic to dacitic.
Melt Inclusions Assemblages (MIAs) are found in all mineral phases, and can be divided in three groups: 1) Gr I -mostly recrystallized, 2) Gr II –homogeneous with one or more bubbles, and 3) Gr III-completely glassy. Olivine-hosted MIAs vary in composition from trachyandesitic to dacitic (stratovolcanoes and monogenetic cones) and basanite to phonotephrite (monogenetic ones). Pyroxene-and feldspar-hosted MIAs vary in composition between trachy-andesite and dacite.
Our results show a direct correlation between regular shape of MIAs and specific chemical composition, mostly due to recrystallization processes along the wall of the irregular inclusions. Major element systematics reveal that fractional crystallization is the predominant process of magma evolution, followed by magma mixing and crustal assimilation. Volatile and LREE content varies among the volcanic centers, with some exceptional values of F and Li. Trace elements systematics show negative anomalies for Nb and Ti and positive for Pb, characteristic of rocks produced by arc basaltic volcanism. Magma geochemistry reveals a variable influence of fluid release and partial melting of subducted sediments.

RENE-4: Inclusiones fluidas y vítreas en arcos magmáticos y depósitos minerales

Fluid inclusion studies in the Cerro Bayo low sulfidation precious metals epithermal district of the Chilean Patagonia: Exploration Applications

Juan Ignacio Chinchón[1], Daniel Moncada[1], Brian Townley[1].
(1) Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile

Modern society demands ever more resources as the global population grows and expands. Precious metals are showing increasing demand for technological devices, hence a strong push on exploration success. The Chilean Patagonia hosts numerous polymetallic and epithermal environment, among these the Cerro Bayo District in the Aysén Region. At Cerro Bayo, rocks of the Upper Jurasic Ibañez Formation are host to low sulfidation epithermal Ag-Au veins, a major system that is spread in over 100 sq.Km. The quartz veins are mostly subvertical, with a N to N-W strike, conformed mainly by quartz ± adularia ±calcite ± illite-smectite (Townley, 1996; Poblete 2014). Applications of Fluid Inclusion (FI) studies in early determination and recognition of potential Ag-Au bearing veins and discrimination from non-potential ones, a detailed FI petrography, gangue mineral textural characterization and mineralization paragenesis study was conducted on the ore bearing Fabiola vein. More than 30 samples were collected from drill core and underground mine over a strike length of 350 m and to depths of 60 m. Each sample was assayed for Au and Ag. Thin sections of each sample were examined using a petrographic microscope, and Fluid Inclusions Assemblages (FIA) and mineralogical evidence for boiling of the hydrothermal fluids was recorded. The paragenetic sequence in Fabiola vein consists of at least 3 main mineralizing events of jigsaw ± colloform quartz ± rhombohedral calcite ± adularia ± pyrite ± electrum ± sphalerite ± chalcopyrite. FI were characterized by primary liquid-rich FIAs hosted in euhedral quartz; secondary FIAs consisting of coexisting liquid-rich and vapor rich inclusions were found in euhedral quartz. The late barren assemblage shows comb quartz ± fluorite ± calcite ± hematite ± pyrrhotite. The fluorite shows primary FIAs containing liquid-rich inclusions. Areas of most intense boiling are associated with colloform and bladed calcite textures. These observations were incorporated into a geographical information platform to define potential geospatial correlations between the fluid inclusion characteristics, the gangue mineral textures and ore grades. These results may be used to predict ore grades based on fluid inclusion and mineral textures and provide a relatively simple and rapid tool for evaluating veins along unexplored portions of the Cerro Bayo District. References: Townley B. (1996) Ph.D. Thesis. QU, Canada, 246 Poblete J. et al. (2014) EG 109, 487-502

RENE-4: Inclusiones fluidas y vítreas en arcos magmáticos y depósitos minerales

Pre-eruptive conditions of magmas at La Torta lava dome, El Tatio, Chile, through melt inclusions analyses

Loreto Hernández Prat[1], Claudia Cannatelli[1], Benigno Godoy[1], Diego Morata[1].
(1) Department of Geology and Andean Geothermal Centre of Excellence (CEGA), Ciencias Físicas y Matemáticas, FCFM, Universidad de Chile, Santiago, Chile

La Torta is a volcanic rhyolitic lava dome of 34 ky located in El Tatio zone, Chile, with 5090 m.a.s.l, west of Cerros de Tocorpuri, on the border with Bolivia, 1270 km northeast of Santiago and 100 km west of Calama.

Main objective of this work is to determine the processes affecting magma evolution at La Torta by using melt inclusions. For this purpose, we performed electronic microprobe and laser ablation analyses after a detailed petrography work on amphibole and plagioclase hosted melt inclusions.

La Torta products are the result of a rhyolitic K-rich magma with 74.5% wt. of silica that crystalized between 90 and 2390 m below sea level. Crystallization temperature of all phases and their hosted melt inclusions varies between 949 and 723 °C, approximately. Calculated oxygen fugacity ($logfO_2$) of the melt is -12.3, indicating an oxidizing environment, with 4.9% wt. of water content. Our data shows that melt inclusions composition record only the last crystallization event of the magma, leading to the conclusion that the parental magmatic source was deeper and less differentiated.

Based on our data, we can define two models for the magmatic source at La Torta: i) andesitic-dacitic source, deeper than 2.6 km that, 0.8 My ago, fed volcanism at Tocorpuri volcano and Cerros de Tocorpuri; ii) a rhyolitic source fed by another deeper and more primitive source. In both cases, magma contained enstatite and Mg-Hbl, almost completely dissolved by a more primitive (and hotter) magmatic body. This process is displayed by the scarce presence of enstatite micro-phenocrysts and by the enrichment of the system in Ni, Cr and HREE, which is reflected in the later Mg-Hbl crystals and melt inclusions. While ascending to the surface, quartz and biotite start to crystallize, along with the entrapment of melt inclusions which, from core to rim of the mineral phases, record the depletion in compatible elements of the system. After a quite long residence time (enough to allow the crystallization of phenocrysts of 1 cm length), decompression and reheating occurred, probably due to the emplacement of the Altiplano Puna Magma Body, creating reabsorption textures on quartz and amphibole, and the recrystallization of the melt inclusions.

RENE-4: Inclusiones fluidas y vítreas en arcos magmáticos y depósitos minerales

Fluid inclusions from active and fossil hydrothermal systems in Chile

Daniel Moncada[1].
(1) Geologia, FCFM, Universidad de Chile

Our understanding of the physical and chemical processes associated with formation of both active terrestrial hydrothermal systems and their fossil equivalents has advanced significantly through a combination of studies of well-characterized deposits. Chile host numerous geothermal, epithermal precious and base metal, polymetallic, and porphyry cooper deposits. Here we describe the fluids and Fluid Inclusions (FI) from the north to the south of Chile. The geothermal systems the Irruputuncu and Olca located between Calama and Iquique (Northern part of Chile). Thin sections were examined using a petrographic microscope, and FI and mineralogical evidence of boiling was recorded. Located in the same area the Collahuasi mining district host the Rosario porphyry Cu-Mo deposit. Evidence of fluid inclusions assemblages (FIAs) in quartz and were classified at room temperature: Halite-barring inclusions indicating high salinity fluids; Chalcopyrite daughter mineral; Liquid-rich aqueous inclusions with trapped solid; Coexisting halite bearing and vapor-rich inclusions with a broad range in liquid-to-vapor ratios indicating fluid-phase separation; Coexisting liquid-rich and vapor-rich inclusions with a broad range in liquid-to-vapor ratios indicating fluid-phase separation and Vapor-rich inclusions indicating flashing of the fluid. In the Coastal Range of Central Chile is located the epithermal precious metal deposit Chancón that shows evidence of coexisting liquid-rich and vapor-rich inclusions with a broad range in liquid-to-vapor ratios indicating fluid-phase separation and vapor-rich inclusions indicating flashing of the fluid. Near by the polymetallic Alhué mining district shows increments in Ag-Cu related to hypersaline fluids (~ 33 wt.% NaCl) in the Lorena vein. The Maqui vein shows Ag-Ba-Cu-Mn-Fe related to low salinity fluids (~ 5% wt. % NaCl). The Tribuna Este shows Ag-Al-Fe-Cd related to intermediate salinities (~18 wt. % NaCl). Finally, the Cerro Bayo district located in the Aysén Region (Chilean Patagonia). A detailed FI petrography of gangue mineral textural characterization and mineralization paragenesis study was conducted on the ore bearing Fabiola and Dagny vein. Areas of most intense boiling are associated with colloform and bladed calcite textures. These observations were incorporated into a 3D platform to define potential geospatial correlations between the FI characteristics, the gangue mineral textures and ore grades.

RENE-4: Inclusiones fluidas y vítreas en arcos magmáticos y depósitos minerales

Evolución magmática de una erupción formadora de caldera a partir del estudio de inclusiones vítreas

Camila Andrea Pineda[1,2], Claudia Cannatelli[1,2], Diego Morata[1,2].
(1) Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile
(2) Centro de Excelencia en Geotermia de los Andes (CEGA)

La Ignimbrita Pudahuel, es un depósito cuaternario que se encuentra asociado al complejo volcánico Maipo, el cual se ubica en la Zona Volcánica Sur de Los Andes. Se cree que el evento que la originó fue el que formó la Caldera Diamante y que fue de magnitudes catastróficas, ya que su volumen ha sido estimado en 450 km^3 y sus afloramientos pueden encontrarse en las regiones Metropolitana y de O'Higgins, en Chile y en la región de Mendoza en Argentina. Este estudio busca comprender los procesos magmáticos que originaron esta gran erupción mediante el análisis de inclusiones vítreas. Debido a la gran magnitud del depósito, se han extraído muestras de diferentes locaciones para así poder caracterizarlo adecuadamente. Estas, se han descrito petrológicamente, lo que ha mostrado una homogeneidad textural y mineralógica. Además, se ha realizado análisis geoquímicos de roca total, que también han mostrado homogeneidad e indican una composición riolítica. Dentro de los minerales presentes en la muestra, la plagioclasa fue escogida para la realización de análisis de inclusiones vítreas. Para esto, en primera instancia se han realizado estudios mineralógicos y químicos de este mineral, y se ha realizado una descripción petrográfica de las inclusiones presentes, identificando la existencia de por lo menos 3 familias de inclusiones vítreas. Para esta clasificación se ha considerado, principalmente, la forma de la inclusión, las fases presentes en ella, el tamaño de cada una y su ubicación relativa en cada cristal. Se pretende realizar un estudio de la composición química de las inclusiones y de su contenido de volátiles y complementarlo con los datos ya obtenidos. Se espera que los análisis de las inclusiones permitan entender la evolución del magma en la cámara y así explicar cómo se generó esta gran erupción.

RENE-4: Inclusiones fluidas y vítreas en arcos magmáticos y depósitos minerales

Reconstructing melt inclusion (MI) volatile budget at Lastarria Volcano (CVZ).

Marcela Pizarro[1], Claudia Cannatelli[1], Diego Morata[1], Jacob Hanley[2].
(1) Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas , Centro de Excelencia en Geotermia de los Andes (CEGA) - Universidad de Chile , Santiago, Chile
(2) Department of Geology, Faculty of Science , Saint Mary´s University, Halifax, Canada

Dissolved volatiles in a melt are difficult to investigate by direct analysis of the erupted material, because they are lost during magma ascent. The best available tools to provide insights into pre-eruptive volatile content and define the pattern of degassing at depth are Melt Inclusions Assemblages (MIA). Lastarria volcano is located at the Chile-Argentina border, and shows permanent fumarolic activity that is considered one of the most important sources of gases in the Central Volcanic Zone (CVZ). The study of volatile content in MIA from erupted material of Lastarria volcano allowed us to determine the magmatic processes and understand the status of the volcanic system. We determined the pre-eruptive volatile content (H_2O, CO_2, F, S, Cl) of the magma by analyzing feldspars- and pyroxenes-hosted MIs from 7 samples of lava and pyroclastic rocks, belonging to different eruptive periods of the volcano. MIs analysis were performed using SIMS, EMPA, and Raman spectroscopy. All samples are andesitic in composition, with phenocryst of plagioclase (An_{40-51}), clinopyroxene (En_{39-44}; Wo_{42-46}), orthopyroxene (En_{63-76}; Wo_{2-3}), and a vitreous groundmass with a wide range of microlites of plagioclase, pyroxene, opaque minerals, apatite and scarce biotite. Petrographic study of host crystals shows different sizes (up to 200 mm) and types of MIAs: 1) homogenized MIAs; 2) glassy MIAs with one bubble; 3) glassy MIAs with multiples bubbles and 4) recrystallized MIAs. Many of the MIAs contain opaque minerals and apatite. Data collected by EMPA show that plagioclase- and pyroxene-hosted MIAs are rhyolitic in composition (64-74 SiO_2 wt.%). SIMS data show contents of water ranging from 0.1 to 3.3 wt.% H_2O, while CO_2, F, S and Cl are up to 2650, 1980, 550 and 2600 ppm respectively. Raman spectroscopy analyses indicate the presence of CO_2 in some bubbles of the MIAs, with densities up to 0.4 g/cm^3. The obtained pre-eruptive volatile content is consistent with the typical values recorded from arc magmas. The presence of CO_2 in the bubbles indicates that a percentage of CO_2 in the melt can be lost to the shrinkage bubble as a result of post-entrapment modifications. It is critical to obtain the complete volatile budget in MIAs (including CO_2 in bubbles) to be able to determine the real conditions of the magma at depth (e.g. trapping pressures and degassing trends).

RENE-4: Inclusiones fluidas y vítreas en arcos magmáticos y depósitos minerales

The eruption of Navidad cone in 1989: a melt inclusion approach

Franco Matías Robbiano[1], Claudia Cannatelli[1].
(1) Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile

The Navidad Cone, in the Andes of Araucania region in Chile, is referred as a flank cone which last eruption occurred in december 25th of 1988, catalogued strombolian type with VEI 2-3 (Moreno & Gardeweg, 1989). Its ubiquitous at the Southern Volcanic Zone (ZVS) in Lonquimay Volcanic Complex (CVL), which includes Lonquimay stratovolcano and Cordon Fisural Oriental alignment. The area of CVL has been studied by several authors principally because of its structural characteristics and its relation to Liquiñe Ofqui Fault Zone (LOFZ). During the eruption of Navidad Cone in 1988, a considerable concentration of fluorine was emitted, which caused several problems including the death of cattle by osteofluorosis, principally in Lonquimay and Malalcahuello towns. The principal objective of this study is to determine the origin of fluorine present in volcanic products of Navidad Cone, by the study of melt inclusions hosted in phenocryst. There were three different samples of thin section of lava flow front. The methodology can be divided into three stages: Petrography, Electron Microprobe Analysis to mineral and melt inclusions, and Geothermobarometer calculation. According to petrography, there has been recognized aphanitic texture in whole rock, also low presence of phenocryst. Can be identified reabsorption in phenocrysts of plagioclase and olivine, inverse zonation in plagioclase and exsolution lamellae of pigeonite in augite. Also, the presence of euhedral fluorine-apatite inside secondary melt inclusions in olivine and titanomagnetite phenocryst, as poikilitic texture including idiomorphic crystals of fluorine-apatite with titanomagnetite. The bivariant diagram analysis allowed to determinate the evolution of a calc-alkaline magma series and a tholeiitic one. Geotermobarometer of olivine-glass and two pyroxenes results were pressures of 11 to 13 kbar, and temperatures from 920 to 1000 °C. The results allowed to determinate that it has been a process of magma mixing, at of 35 to 40km depth, in the interfase between mantle and crust in the SVZ. Fluorine-apatite can be identified during and after this process, thus fluorine concentration can be linked to this stage. Furthermore, textures of whole rock and phenocrysts can be interpreted as a result of fast transport from mantle-crust interfase associated to the architecture of ZVS in CVL. Thus, there could be a link between volcanism in CVL and the LOFZ activity.

RENE-4: Inclusiones fluidas y vítreas en arcos magmáticos y depósitos minerales

Deciphering magma sources at Lonquimay Volcano from melt inclusions

Fabián Tapia Rodríguez[1,2], Claudia Cannatelli[2,1], Sara Fanara[3], Jamie Buscher[2,1], Javiera Véliz[1], Diego Morata[2,1].
(1) Geology Department, Faculty of Physical and Matehmatical Sciences, University of Chile
(2) Andean Geothermal Center of Excellence, University of Chile
(3) Department of Experimental and Applied Mineralogy , Faculty of Geoscience and Geography, George August University of Göttingen, Göttingen, Germany

Melt inclusions are small droplets of melt trapped during mineral crystallization, and are a useful tool to understand magma evolution in volcanic systems. The Lonquimay Volcanic Complex (LVC) and nearby Tolhuaca Volcano (TV) are located in the Andean Southern Volcanic Zone (ASVZ), Chile, at the northernmost part of the intra-arc dextral Liquiñe-Ofqui Fault System that extends from 38°S to 47°S. Despite the LVC and TV having a similar age and eruptive products composition, TV is the only one with superficial geothermal activity. LVC is composed of a main stratocone (Lonquimay Cone) and a group of monogenetic cones and fissures aligned NE-SW that are known as Cordón Fisural Oriental (CFO). LVC has been active since the Pleistocene; the last eruption occurred in 1988-90 along the CFO and formed the Navidad Cone (NC). Our work focused on plagioclase (85%), olivine (10%) and clinopyroxene (5%) phenocrysts from porphyritic lavas of the NC. Mineral-hosted melt inclusions (MI) were observed in all phases. In plagioclase (An85-95), MIs were located in the whole crystal, and distributed as melt inclusion assemblages (MIAs). We determined two types of MIAs: Type I -Primary MIAs, located in areas of crystal growth and; Type II - Secondary MIAs, mainly found transversely cutting the crystal along exfoliation planes. Type I and Type II MIAs were usually round, although some had irregular shape. Commonly, both Type I and Type II MIAs consisted of 3-phases that were mostly recrystallized; MIAs with a gas-phase were scarce. Olivine (Fo50-67; Mg# 76) and clinopyroxene had only a small number of MIs, which were generally isolated and located randomly in the crystals as 3-phase MIs. Electron microprobe analyses (EMPA) of plagioclase-hosted MIAs were performed at the University of Göttingen. Results show magma compositions ranging from trachyandesite to trachybasalt and K_2O content between 0.3-9% wt., indicating a tholeiitic trapped melt. Major elements compositions of MIs, especially K_20 content, is lower than the bulk-rock composition, while AFM diagram show a calc-alkaline trend consistent with some data available in the literature. A more detailed study of solid phases inside the 3-phase MIs revealed pigeonite (Wo10-19) and magnetite crystals. Our results differ from those previously published for CN. In particular, our result show the existence of two types of pyroxenes, which in turns can indicate at least two levels of crystallization of the magma at different depths.

RENE-4: Inclusiones fluidas y vítreas en arcos magmáticos y depósitos minerales

Geoquímica y petrología del grupo volcánico monogenético Puyuhuapi, Andes del Sur (44°20'S): un estudio de inclusiones vítreas.

Mariana Wong[1,2], Claudia Cannatelli[1,2], Maria Luce Frezzotti[3], Jamie Buscher[1,2], Daniel Moncada[1], Diego Morata[1,2].
(1) Geología, Facultad de Ciencias físicas y matemáticas , Universidad de Chile, Santiago, Chile
(2) Centro de Excelencia en Geotermia de los Andes (CEGA), Chile
(3) Department of Earth and Environmental Sciences, University of Milano-Bicocca, Milano, Italia

Sistemas volcánicos de pequeña escala, en su mayoría basálticos, son una de las formas de magmatismo más extendidas en el planeta, ocurriendo en todos los ambientes tectónicos mayores. Aunque la cantidad de material eruptado es baja, composiciones primitivas de magma son más propensas a encontrarse en estos centros eruptivos menores (CEM), ya que se caracterizan por un estadío magmático muy breve en la corteza. El Grupo volcánico Puyuhuapi (GVP) se localiza en Zona Volcánica Sur (ZVS) de los Andes, franja en la cual se encuentra una extensa distribución de CEM, asociados a estratovolcanes o como centros aislados asociados a la Zona de Falla Liquiñe Ofqui. El GVP consiste en nueve centros eruptivos aislados, alineados en dos trazas de rumbo N40°E, además de un cono aislado.

Se analizaron cuatro de los nueve CEM, la mineralogía de los cuales resulta similar correspondiendo a basaltos vesiculares de olivino, con diferencias en textura, porcentaje y tamaño de los cristales. Se realizaron cortes trasparentes y selección de minerales para realizar un estudio de inclusiones vítreas (melt inclusions=MIs), en particular de las alojadas en olivino (OMIs) con el fin de obtener la composición del magma parental y los procesos pre-eruptivos que permitieron formar los distintos CEM. Trabajos anteriores determinaron que las lavas del GVP presentan un carácter primitivo y afinidad alcalina, distinguiendo dos grupos asociados a cada lineamiento y que se infiere pertenecen a dos fuentes magmáticas. Con el análisis de OMIs se busca explicar que composiciones magmáticas habrían generado las diferencias texturales y composicionales inter e intra lineamientos.

Existen dos tipos de OMIs con y sin burbuja: 1) naturalmente homogéneas y 2) recristalizadas. Contenidos de elementos mayores se determinaron con microsonda electrónica, en minerales y OMIs tipo 1. Los análisis muestran que tres CEM presentan un rango composicional desde basanita a traqui-andesita basáltica siguiendo una trayectoria alcalina, signatura escasa en las rocas holocenas de la ZVS. La composición de los olivinos varía de Fo80 a Fo87 mientras que el Mg# de las OMIs de 20 a 55. El contenido de K_2O, Na_2O y TiO_2 de la OMIs confirma las diferencias geoquímicas entre los lineamientos, aunque el bajo contenido de MgO señala posibles modificaciones post atrapamiento (PEC). El recalculo de las composiciones de las OMIs (sin PEC), nos permite determinar el contenido pre-eruptivo del magma y su grado de fraccionamiento.

RENE-5: Fallas y circulación de geofluídos en la corteza: Sistemas activos y fósiles

"Condiciones estructurales que favorecen el transporte de fluidos geotermales en el basamento del volcán tolhuaca"

Gladys Consuelo Monserrat Arroyo [1], Pablo Sanchez-Alfaro[1].
(1) Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias, Universidad Austral de Chile, Valdivia, Chile

La actividad de las redes de fallas y fracturas es fundamental para el desarrollo de reservorios geotermales, ya que permite crear y mantener la permeabilidad aun cuando la precipitación de minerales hidrotermales selle los conductos. El campo geotermal Tolhuaca, ubicado en la Zona Volcánica Sur, es un sistema geotermal de alta entalpía con alto potencial para su aprovechamiento energético. Estudios regionales indican la presencia del Sistema de Falla Liquiñe-Ofqui (SFLO) y las Fallas Transversales Andinas (ATF). Estudios estructurales y geoquímicos a partir de datos de pozos profundos (>1 km) indican que el sistema geotermal está verticalmente segmentado debido a una zona rica en arcillas de baja permeabilidad, y sometido a un campo de esfuerzos transtensional.

Sin embargo, los pozos de exploración no han alcanzado la base del sistema geotermal, que provee información clave respecto a la geometría y cinemática de los alimentadores del sistema y del reservorio geotermal. El registro existente en las fallas afectando a las rocas del basamento del volcán Tolhuaca son una fuente de información ideal para profundidades que no alcanzan los pozos. Los objetivos de este estudio son 1) establecer los campos de deformación y esfuerzos que afectan al basamento del sistema geotermal Tolhuaca y 2) determinar la geometría y cinemática de las fallas y fracturas que favorecen el ascenso de fluidos y magma en el volcán Tolhuaca. Para esto se definieron sitios estructurales en los cuales medir la geometría y cinemática de fallas, fracturas y diques. Los datos de deslizamientos de fallas serán procesados para realizar análisis dinámico de los ejes de deformación y análisis cinemático del tensor de esfuerzos local. Complementariamente, se calculará la tendencia de deslizamiento y dilatación para identificar los elementos estructurales que favorecen la circulación de fluidos.

Los resultados preliminares indican que el basamento del sistema geotermal Tolhuaca, es afectado por fallas de orientación NNE-NE de componentes de deslizamiento inverso y en menor medida normal que podrían estar relacionadas al SFLO. Por otra parte, se identificaron fallas de orientación NNW-NW de componentes de deslizamiento tanto inverso como normal, posiblemente asociadas al ATF.

Este estudio contribuye con la identificación de las condiciones favorables para el transporte de fluidos, lo que es fundamental para optimizar la localización de eventuales nuevos pozos de producción geotermal.

RENE-5: Fallas y circulación de geofluídos en la corteza: Sistemas activos y fósiles

Revisitando el paradigma de las provincias metalogénicas Andinas: ¿franjas paralelas o segmentos oblicuos a la fosa?

Daniel Carrizo[1], Javier Fuentes[2], Orlando Rivera[3], Gonzalo Yañez[4].
(1) Advanced Mining technology Center, Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile
(2) Consultor Independiente, Chile
(3) Cía. Minera Peñoles Chile Ltda., Chile
(4) Departamento de Ingeniería Estructural y Geotécnica, Pontificia Universidad Católica de Chile, Santiago, Chile

La definición de provincias metalogénicas potencialmente continuas en los Andes Centrales, ha sido asociada a la geometría de los diferentes arcos magmáticos diacrónicos, junto con la orientación de los principales sistemas de fallas, ambos desarrollados paralelos a la fosa, en un ambiente de subducción. Después de medio siglo de exploración *greenfield* y hallazgos, la continuidad de dichas franjas, no ha podido ser demostrada. Durante la última década, la investigación del rol metalogénico de la estructura de la corteza inferior en Chile y Argentina, ha cuestionado dicho concepto, asociado tanto con fisuras de orientación NO-SE, de larga data [1, 2], como con bloques de alto contraste reológico [3]. En consecuencia, esta investigación sostiene que la distribución de los depósitos minerales no constituye franjas mineralizadas N-S, continuas, sino más bien, son regiones discretas, resultantes de la alineación y combinación óptima de: i) la evolución del suministro magmático, ii) el rol canalizador de fluidos de las fisuras profundas en la corteza inferior, iii) la madurez diacrónica de los sistemas de fallas, que prepararían la permeabilidad receptora en la corteza superior, iv) la importancia de las fuentes de metales en la placa continental (Ej. bloques densos), en relación a fuentes profundas asociadas con la subducción, y v) los procesos climático-erosivos, que exhuman las cámaras magmáticas posibilitando el desarrollo de los sistemas hidrotermales mineralizadores. Finalmente, creemos que la persistencia espacio–temporal de las fisuras profundas en el basamento condiciona la génesis de segmentos metalogénicos oblicuos a la fosa, principalmente de orientación noroeste-sureste, innovando de esta manera el actual paradigma de las provincias metalogénicas Andinas. [1] Rivera, O., Yáñez, G. 2009. Naturaleza y Rol de Estructuras Translitosféricas en la Evolución del Arco Volcánico OligoMioceno de Chile Central entre los 32° y 34° S. XII CGCh, , S9_092, 5p, Stgo., Chile. [2] Fuentes, J. (*in prep*). Metalogénesis y Marco Tectónico de los Sistemas Pórfidos Cretácicos de los Andes Centrales entre los 25° - 31°S". Tesis de magister, inédita, UCN. Antofagasta, Chile. [3] Rivera, O. 2017. Marco Geodinámico para los pórfidos cupríferos Mio-Pliocenos de Chile Central: Rol de Estructuras Translitosféricas y Anomalías Gravimétricas en la Metalogénesis Andina. Tesis de magister, inédita, UCN, 214 p., Antofagasta, Chile.

RENE-5: Fallas y circulación de geofluídos en la corteza: Sistemas activos y fósiles

Significado tectónico de las estructuras asociadas al sistema de pórfidos Cretácicos Antucoya-Buey Muerto, Sistema de Fallas de Atacama (SFA), norte de Chile

Daniel Carrizo[1], Mendoza Gonzalo[2], Gallardo Marcelo [3], Eduardo Casas[3], Camila Soto[4], Boris Duarte[5], Aguirre Ivan[2], Pablo Valiente[2], Juan Moya[2].
(1) Advanced Mining technology Center, Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile
(2) Minera Antucoya, Chile
(3) Minera Antucoya, Chile
(4) E-Mining Technology, Chile
(5) Minera Antucoya, AMSA, Chile

El sistema de pórfidos cupríferos Antucoya-Buey Muerto, localizado en el margen este de Cordillera de la Costa a los 22,6ºS, es reconocido como uno de los ejemplos más emblemáticos de la poco conocida metalogenia mesozoica en los Andes Centrales [1]. El sistema porfídico está formado por dos pórfidos mineralizadores, ligados co-genéticamente con estructuras del Sistema de Fallas de Atacama (SFA), desarrollados durante el Cretácico Temprano (~140 Ma [2]). La estructura en el depósito se caracteriza por configurar una conexión asintótica de fallas, formada por una falla maestra de orientación N-S, llamada Falla Antucoya, junto con una estructura auxiliar oblicua, de orientación NO-SE, en posición *riedel*. Dicha geometría, junto con arreglos tipo dúplex y colas de caballo, evidencian una cinemática original de rumbo sinistral, coherente con los antecedentes genéticos del SFA publicados. Los pórfidos exponen una geometría 3-D, coaxial con el arreglo de fallas, con un conducto físico común en profundidad, localizado en la conexión de las fallas. La mineralización expone controles estructurales en su distribución. Diques post-mineralización orientados NO-SE a ONO-ESE, evidencian una cinemática sinistral, asociada a un paleovector de convergencia mesozoica de orientación SE, oblicuo al paleomargen. La exhumación del depósito, fue concomitante con reactivaciones del SFA, según una cinemática vertical-sinistral, evidenciada por escarpes preservados en el relieve y estructuras tipo *graven* ligadas a movimientos laterales, no compatibles con la evolución del vector de convergencia neógeno. Fallas tardías, de orientación ONO-ESE, de tipo sinistral, cortan los arreglos estructurales asociados con la mineralización. Esta última fase de deformación, neógena, puede ser explicada por una tectónica tipo *ramp-stacking*, donde la rotación horaria del margen sur del oroclino Andino, fue acomodada por movimientos sinistrales pasivos en los sistemas de fallas paralelos al margen.

Referencias

[1] Perello, J.; Martini, R.; Arcos, R.; Muhr, R. (2003). Buey Muerto: Porphyry Copper Mineralization in Early Cretaceous Arc of northern Chile. 10º CGCh., Concepción, Chile. [2] Maksaev, V.; Munizaga, F.; Fanning, M.; Palacios, C.; Tapia, J. (2006) SHRIMP U–Pb dating of the Antucoya porphyry copper deposit: new evidence for an Early Cretaceous porphyry-related metallogenic epoch in the Coastal Cordillera of northern Chile. Mineralium Deposita 41: 637-644

RENE-5: Fallas y circulación de geofluídos en la corteza: Sistemas activos y fósiles

Modelos geomecánicos para el estudio de la interacción entre fluidos y deformación en la corteza superior: casos de estudios de migración de fluidos hidrotermales e hidrocarburíferos

Laura Giambiagi[1], Silvana Spagnotto[2], Jose Mescua[1], Matías Barrionuevo[3], Patricia Pamela Ã lvarez[4], Julieta Suriano[1].
(1) Unidad de Tectónica, IANIGLA-CONICET
(2) Departamento de Física, CONICET- Universidad Nacional de San Luis, San Luis, Argentina
(3) Departamento de Física, IANIGLA-CONICET, Mendoza, Argentina
(4) TEHEMA S.A., Chile

Los procesos de fracturamiento y fallamiento juegan un rol fundamental en el trasporte y la migración de fluidos, controlando la distribución de magmas, yacimientos hidrocarburíferos y fluidos hidrotermales. De la misma manera, la presencia de fluidos tiene influencia sobre la deformación y la ruptura de las rocas a partir de su control sobre la presión de fluido y las propiedades geoquímicas dentro de las fracturas. Sin embargo, no todas las fallas y fracturas contribuyen a la migración de fluidos. La orientación y distribución de dichas estructuras con respecto al campo de esfuerzo imperante son factores cruciales sobre la migración de fluidos a través de ellas y gobiernan la conductividad hidráulica de las mismas. En zonas de subducción, el campo de esfuerzos a su vez está condicionado por los cambios de esfuerzos de Coulomb durante el ciclo sísmico de la megafalla de subducción y/o de las fallas importantes de la región, que tendrán que ser tomados en cuenta durante el análisis del mismo. Para obtener un modelo geomecánico que analice la interacción deformación-campo de esfuerzos-migración de fluidos, aplicable a sistemas hidrotermales o hidrocarbufíreros, seguimos la siguiente metodología: (1) confección de un modelo estructural 3D del área mediante integración de mapeo de superficie, datos de subsuelo e información geofísica; (2) determinación del campo de esfuerzos/paleoesfuerzos a partir de mecanismos focales de sismos y de la inversión de datos de deslizamiento de fallas de meso-escala; (3) evaluación de la tendencia al deslizamiento y a la dilatación de las fallas previamente analizadas bajo el campo de esfuerzos calculado; (4) estudio de las variaciones de esfuerzos de Coulomb en las fallas principales del campo geotermal/ hidrocarburífero durante el ciclo sísmico de la megafalla de subducción o de fallas principales activas próximas al área bajo estudio; y (4) confección de un modelo predictivo de comportamiento geomecánico. Esta metodología fue aplicada al estudio de campos geotermales andinos ubicados en la región del arco magmático actual y al estudio de yacimientos fracturados de hidrocarburos ubicados en el frente de deformación andino.

RENE-5: Fallas y circulación de geofluídos en la corteza: Sistemas activos y fósiles

"Falla Él Arrayán: Implicancias en la deformación Cenozoica transversal a los Andes de Chile central (33°-34°S)"

Benjamín Gómez [1], Gerd Sielfeld[2].
(1) Escuela de Geología, Facultad de Ingeniería, Universidad del Desarrollo, Santiago, Chile
(2) Pontificia Universidad Católica de Chile, Chile

En los Andes centrales la evolución tectónica y magmática cenozoica ha sido dominada por fallas de larga vida transversales al orógeno. De acuerdo a trabajos anteriores, en este segmento la actividad de fallas de orientación NW-NNW y NE, han controlado la evolución del paisaje y segmentación sísmica en el antearco (e.g. Falla Pichilemu, anomalía de Melipilla). También, habría actuado como fallas de transferencia entre subcuencas de intra-arco; las últimas habrían hospedado la depositación de sedimentos continentales volcanoclásticos durante el Eoceno tardío-Oligoceno (e.g. Fm. Abaníco, Fm. Coya-Machalí). En el Mioceno tardío, fases de deformación compresivas asociadas a cambios en la velocidad y ángulo de convergencia, habrían invertido tectónicamente estas sub-cuencas favoreciendo el alzamiento andino. Contemporáneamente la reactivación de fallas transversales de intra-arco habría organizado la distribución del volcanismo desde el Plioceno al Reciente. No obstante, poco se ha documentado con respecto a la naturaleza y cinemática de estos sistemas de fallas oblicuos a Los Andes, en particular con respecto al rol que cumplen fallas de segundo orden en acomodar la deformación cenozoica. El presente estudio, sintetiza y expone los primeros antecedentes geométricos y cinemáticos de la Falla Arrayán, ubicada en la precordillera de la región Metropolitana. La Falla Arrayán, subvertical y de orientación WNW a ENE se desarrolla por la coalescencia de un sistema complejo, mas coherente de redes de fallas y fracturas mesoscópicas. Estas fallas, afectan a rocas de la Fm. Abanico, atribuyéndosele una edad máxima Mioceno Inferior. Resultados cinemáticos preliminares indican un comportamiento dominantemente de rumbo dextral a sinestral inversa y dextral normal. Considerando régimen tectónico regional durante el Mioceno se puede estimar que la actividad de la Falla Arrayán respondería a una compartimentalización local del campo de stress lejano. Mediante la caracterización detallada de la Falla Arrayan se buscará precisar el rol de las estructuras oblicuas al arco en la deformación cenozoica entre los 33°-34°S y su significado en la acomodación de deformación frágil. En un futuro, se espera evaluar la factibilidad de reactivación de la Falla Arrayán de acuerdo al campo de stress actual y eventualmente analizar el riesgo sísmico de la misma.

RENE-5: Fallas y circulación de geofluídos en la corteza: Sistemas activos y fósiles

Control estructural de la mineralización epitermal de Au-Ag en el Distrito Cerro Bayo, Región de Aysén, Chile

Camila Gutiérrez[1], José Piquer[1].
(1) Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias, Universidad Austral de Chile, Valdivia, Chile

El Distrito Cerro Bayo corresponde a un yacimiento del tipo epitermal de baja sulfuración situado al occidente del Macizo del Deseado, caracterizado por ser una provincia de oro y plata cuya mineralización se hospeda en rocas riolíticas de la Formación Ibáñez de edad Jurásico Superior y Cretácico Inferior. Considerando la importancia del control estructural en el emplazamiento de sistemas vetiformes en este tipo de yacimientos, el presente trabajo busca identificar las principales fallas pre-, sin- y post-minerales y definir, por medio de un análisis cinemático y dinámico, el régimen de esfuerzos predominante en el distrito. Para esto, se trabaja con información obtenida en superficie e interior mina con el objetivo de comprender la evolución estructural del área, a través de la definición de las direcciones preferenciales y relaciones de corte de las estructuras (vetas, fallas, diaclasas, diques) y el cálculo de ejes y tensores de esfuerzos bajo el que se produjo el fallamiento y la circulación de fluidos hidrotermales. En la zona predominan vetas de orientación NW, N-S y sistemas de fallas NE. Los resultados sugieren un régimen predominantemente extensional, pues el eje P (compresión) y σ1 se ubican sub-vertical, mientras que el eje T (tensión) y σ3 son ortogonales a los anteriores, ajustándose a un régimen tectónico de extensión con dirección de estiramiento N-S. El sistema de vetas NW se emplazó bajo este régimen, mientras que en la veta N-S, asociada a brechas hidrotermales, no es posible definir un régimen tectónico específico. Esto último, probablemente, es resultado de la elevada presión de fluidos, que oblitera localmente el tensor de esfuerzos regional, y de la re-utilización de estructuras pre-existentes. Además del régimen predominante, se registraron grupos de fallas tardías que se asocian a una dirección de extensión distinta a N-S e incluso fallas activas bajo un régimen de rumbo (σ2 vertical). En conjunto con los resultados de trabajos previos, se propone una evolución estructural para la zona que se caracteriza por la activación sucesiva de fallas NE, luego las N-S, NW, y posterior reactivación del primer sistema. Así, la zona mineralizada es resultado de la superposición de diferentes etapas que permitieron el emplazamiento de las familias de vetas que hoy se observan en el distrito. No obstante, en términos generales, la zona sigue siendo un claro ejemplo de mineralización asociada a la tectónica extensional de Gondwana.

RENE-5: Fallas y circulación de geofluídos en la corteza: Sistemas activos y fósiles

Cuantificando los efectos mecánicos de la alteración hidrotermal en las fallas y rocas de un depósito porfírico.

Erik Arturo Jensen[1], Gabriel Gonzalez[1], Daniel Faulkner[2].
(1) Departamento de Geología, Ingeniería y Ciencias Geológicas, Universidad Católica del Norte
(2) Rock Deformation Laboratory., University of Liverpool, Liverpool, United Kingdom

Para cuantificar los efectos que la alteración mineralógica hidrotermal causa en las propiedades mecánicas de rocas graníticas y en sus fallas, se testearon 5 muestras del depósito porfídico Radomiro Tomic (RT). Éste es un depósito cobre y molibdeno asociado al sistema hidrotermal de Chuquicamata en el Sistema de Falla Domeyko. La mineralogía de alteración de RT se caracteriza por arcillas distribuida en halos métricos, alrededor de vetas-fallas de cuarzo + cataclasita. Los procesos más importantes de alteración mineralógica fueron: (1) HIDROLISIS DE FELDEPSPATOS: Destrucción de plagioclasa y ortoclasa para formar arcillas. (2) PRECIPITACIÓN DE CUARZO Y PIRITA: Cementando vetas y núcleos de fallas. 4 muestras roca granítica (Pórfido Este) alterada representan una secuencia de hidrolisis progresiva, usando el contenido de arcilla como indicador del nivel de alteración, desde AL1 (9% arcilla) hasta AL4 (47% arcilla). 1 muestra de cataclasita se usa para evaluar el efecto de la precipitación de minerales en los núcleos de falla. 95 especímenes (cilindros y salbandas) de estas muestras fueron sometidos a test uniaxial, triaxial, tensión indirecta, cizalle directo y picnometría. Los resultados indican que la hidrolisis de fenocristales de plagioclasa debilita las rocas porfídicas graníticas notablemente. Perdiendo hasta un 60% de su resistencia tensional y un 40% de su resistencia compresiva triaxial. Además, produce un aumento de porosidad efectiva de hasta un 100%. En contraste, la hidrolisis de la ortoclasa, restante en la masa fundamental tras la destrucción de la plagioclasa no produce grandes cambios en estas variables. En fallas con salbandas de feldespatos y cuarzo la hidrolisis produce perdida del coeficiente de fricción de hasta un 45%, haciéndolas más débiles, y disminuye su potencial de propagar terremotos (aumenta su "velocity strengthening"). Por otra parte, la precipitación de minerales como cuarzo y pirita en núcleos de falla puede producir completa recuperación de la cohesión y porosidad de las rocas de falla. Llegando, en algunos casos, a formar rocas de falla más fuertes que algunas rocas de caja alteradas por hidrólisis y con porosidades más bajas incluso que la roca original En fallas con salbanda de arcilla y cuarzo la adición de pirita produce aumento de coeficiente de fricción de hasta un 17%, haciéndola más fuertes, pero también disminuyen su potencial de propagar terremotos, aumentando su "velócity strengthening".

RENE-5: Fallas y circulación de geofluídos en la corteza: Sistemas activos y fósiles

Marco y control estructural del depósito epitermal Amancaya, Antofagasta, Chile.

Paola Lopez[1,2], Sebastián Jovic[2], Luciano López[1], Gerardo Páez[1], Diego Guido[1,2].
(1) UNLP, INREMI - FCNyM, CONICET, La Plata, Argentina
(2) Austral Gold Limited, Argentina

En el norte de Chile, durante el Paleoceno-Eoceno inferior, la baja velocidad de subducción generó un arco magmático extensional, con magmatismo calcoalcalino dominantemente volcánico en sistemas de fallas N-S, NO y NE, que favorecieron la formación de pequeños pórfidos de Cu-Mo (e.g. Lomas Bayas), *breccia pipes* (e.g. Sierra Gorda) y sistemas epitermales ricos en Ag (e.g. Cachinal de la Sierra), ricos en Au-Ag (e.g. El Peñón) y de Au-Cu (e.g. El Guanaco). La Mina Amancaya, actualmente en explotación, comprende un sistema de vetas epitermales de Au y Ag ubicadas a lo largo de un corredor N-S que suman un total de 42 km lineales de estructuras, en su mayoría subaflorantes, alojadas en unidades paleocenas y parcialmente cubiertas por unidades post-minerales y aluvio. En el área se reconocen distintos eventos estructurales con relación a la mineralización, una estructuración pre-mineralización caracterizada por fallamiento regional con orientación N-S con extensión E-O que controló el desarrollo de los depocentros rellenos por el vulcanismo paleoceno, posteriormente afectados por el emplazamiento de diques andesíticos en fracturas NNO a NO, lo que evidencia una extensión ENE a NE. El evento hidrotermal (evento sin-mineralización) se encuentra rellenando estructuras N-S, NNO a NO y NNE, indicando que hay zonas extensivas y zonas transtensivas, lo que condicionó la geometría de las estructuras y los clavos mineralizados. Posterior a la mineralización, se reactivaron fallas NNO a NO, generado brechamiento en las vetas a lo largo de ese rumbo. La estructura principal del distrito, la Veta Central, comprende el 70 % de los recursos hasta el momento. Está formada por dos segmentos, el sur de orientación NO (Central NO) y el segmento norte de orientación NNE (Central NNE). Ambos segmentos tienen tramos subverticales y con inclinaciones de alto ángulo hacia el E. La sección longitudinal de la veta Central NNE muestra zonas de alta ley con *plunge* de 25° a 30° NNE, mientras que en Central NO es de ~45° SE. Estas características muestran una zona extensiva asociada a los segmentos NNE, mientras que se reconoce extensión y cizalla en los segmentos NO. La caracterización de distintas orientaciones de vetas, su relación con zonas dilatantes y la morfología de los clavos mineralizados, permite optimizar los trabajos de exploración.

RENE-5: Fallas y circulación de geofluídos en la corteza: Sistemas activos y fósiles

Análisis de paleo-estrés y transporte/precipitación mineral y magmática en el Complejo Volcánico Nevados de Chillán, Región de Ñuble, Chile.

Marc Meulle-Stef[1], Pamela Perez-Flores[2], Andres Tassara[1].
(1) Universidad de Concepción
(2) Pontificia Universidad Católica de Chile

El Complejo Volcánico Nevados de Chillán (CVNCh), ubicado en el borde nororiental de la Región de Ñuble, se compone de 13 cráteres bien definidos, alineados NW y dos conos de escoria ubicados en cada flanco, elongados y orientados entre ellos NE. El basamento sobre el cual se genera el volcanismo cuaternario del CVNCh, se compone de la Fm. Cura-Mallín (Oligo-Mioceno), Batolito Sta. Gertrudis-Bullileo (Mioceno superior) y Fm. Cola de Zorro (Plio-Pleistoceno). Las primeras dos unidades presentan múltiples evidencias de deformación frágil, syncinemática a redes de vetas y emplazameinto de diques. En estas unidades se realizó un levantamiento geológico-estructural detallado, en el que se registró datos de fallas, diques y vetillas. Con los datos se analizó la cinemática (Faulkin) y dinámica (Multiple Inverse Method) de los sistemas de fallas presentes en el área, con el objetivo de comprender mejor el campo de deformación que controla el transporte, precipitación y emplazamiento de geofluidos en el CVNCh. Los análisis cinemático y dinámico registran, a escala regional, un régimen de estrés transcurrente con variaciones entre transpresivo y transtensivo, con deformación heterogénea y dos estados de esfuerzo principales, uno dominado por σ1NE y σ3 NW. Y el otro, con σ1 NW y σ3 NE. A escala local, en los 5 sitios estructurales analizados, se registra preferentemente un σ1NE y σ3 NW, con variaciones locales de σ1ENE y σ3 NNW, con excepción del sector norte del área que registra un σ1NNW y σ3 NE, con la mayoría de las vetas y diques están orientadas NW. La configuración probable que controla el volcanismo en el CVNCh, correspondería a la intersección entre fallas de orientación NE de cinemática dextral (σ1 NE), con un sistema de fallas de orientación NW, interpretado como heredado de procesos preandinos, cuya traza es distinguible desde el antearco hasta el trasarco. En el área de estudio, esta estructura cortical NW es ciega y en el modelo estructural propuesto forma un reservorio magmático somero de tipo *ramp-and-flat*. Dada su orientación subperpendicular a σ1 regional, predominaría la compresión y por lo tanto favorece la diferenciación magmática. Lo anterior, combinado con el ciclo sísmico de subducción, que reactiva las fallas con sentido de movimiento opuesto al experimentado durante el intersísmico (σ1 NE) y la sobrepresión de fluidos, explicaría el estado de esfuerzos de σ1 NW, que da origen a la mayor generación de vetillas y diques en la zona.

RENE-5: Fallas y circulación de geofluídos en la corteza: Sistemas activos y fósiles

El origen de los fluidos termales en la región de aysén: un acercamiento desde la hidrogeoquímica

Angello Negri[1,2], Linda Daniele[1], Diego Aravena[1], Mauricio Muñoz[1], Diego Morata[1], Martin Reich[1], Antonio Delgado[3].
(1) Departamento de Geología y Centro Excelencia en Geotermia de los Andes, Ciencias físicas y matematicas, Universidad de Chile, santiago, chile
(2) Geología, Ciencias físicas y matematicas, Universidad de Chile, santiago, chile
(3) Estación Experimental del Zaidín, CSIC, Laboratorio de Biogeoquímica de Isótopos Estables, Granada, España

La Región de Aysén, ubicada en la Patagonia chilena, presenta las condiciones óptimas para la formación de sistemas geotermales: i) variadas fuentes de calor, ii) abundantes precipitaciones (~1200 mm/a), y iii) sistemas de fallas activas. Estas características propician la surgencia de numerosas fuentes termales a lo largo del sistema de falla Liquiñe-Ofqui, en rocas plutónicas del Batolito Nor-Patagónico (BPN). Si bien, estudios previos han catastrado y caracterizado estas fuentes termales, no se ha profundizado sobre el origen de los fluidos y los procesos fisicoquímicos involucrados. Con el propósito de responder a estas incertezas y, entender la relación que existe entre los diferentes tipos de agua, se han analizado los resultados químicos e isotópicos de las muestras de aguas termales, meteórica y de fiordo tomadas en la región. Las características fisicoquímicas de las aguas termales junto con los resultados de un análisis estadísticos multivariante sugieren la presencia de 3 grupos hidrogeoquímicos: i) G1 y G3, de tipo Na-Cl, comprende las fuentes termales ubicadas en los bordes de los fiordos con conductividades eléctricas (CE) mayor a 1000 µS/cm y pH cercanos al neutro; y ii) G2, de tipo Na-Cl-HCO3, está formado por manantiales termales que afloran en zonas interiores con CE menores a 1000 µS/cm y pH ligeramente alcalinos. El análisis factorial permitió identificar dos factores, el F1 interpretado como un posible proceso de mezcla con agua de fiordo (1.5% - 45.0%) y, el F2 que podría estar representando el proceso de interacción con rocas silicatadas y/o un aporte de fluidos magmáticos. Finalmente, los datos isotópicos de δ2H and δ18O indican que el origen de los fluidos termales está relacionado con agua meteórica actual. Los valores de 87Sr/86Sr sugieren que las rocas del BNP, el agua meteórica y de fiordo, y probablemente vapores magmáticos podrían contribuir a las razones isotópicas medidas. Los datos de δ13CTDIC sugieren contribución de CO2 profundo en G3. Las condiciones tectónicas e hidrogeoquímicas en la Región de Aysén sugieren una circulación de agua meteórica actual a través fracturas, con patrones de circulación y tiempos de residencias relativamente cortos, y con contribuciones de agua de fiordo y fluidos magmáticos.

RENE-5: Fallas y circulación de geofluídos en la corteza: Sistemas activos y fósiles

Structural and numerical modeling of fluid flow and evolving stress fields at a transtensional stepover: A Miocene Andean porphyry copper system as a case study.

Rocío Consuelo Núñez[1], William Ashley Griffith[2], Carlos Marquardt[1], Tom Mitchell[3], Pablo Iturrieta[4], Jose Cembrano[4,5].
(1) Minería, Ingeniería, Pontificia Universidad Católica de Chile, Santiago, Chile
(2) School of Earth Sciences, Earth sciences, Ohio State University, Columbus, USA
(3) Department of Earth Sciences, Earth sciences, UCL, London, England
(4) Estructural y Geotécnica, Ingeniería, Pontificia Universidad Católica de Chile, Santiago, Chile
(5) CEGA - Geología, Ingeniería, Universidad de Chile, Santiago, Chile

Obliquely convergent subduction orogens show both margin-parallel and margin-oblique fault systems that are spatially and temporally associated with ore deposits and geothermal systems within the volcanic arc. Fault orientation and mechanical interaction among different fault systems influence the stress field in these arrangements, thus playing a first-order control on the regional to local-scale fluid migration pathways as documented by the spatial distribution of fault-vein arrays. Our selected case study is a Miocene-Pliocene hydrothermal system, that has a porphyry-copper type signal, that crops out in the precordillera of the Maule region along the Teno river Valley (ca. 35°S). Several regional to local faults were recognized in the field: (1) Two first-order, N-striking subvertical dextral faults overlapping at a right stepover; (2) Second-order, N60°E-striking steeply-dipping, dextral-normal faults located at the stepover, and (3) N40°-60°W striking subvertical, sinistral faults crossing the stepover zone. The regional and local scale geology is characterized by volcano-sedimentary rocks (Upper Eocene- Lower Miocene) associated with the Abanico Formation, intruded by coeval dikes and Miocene granodioritic plutons (U-Pb zircon age of 18.2 ± 0.11 Ma). We implement a 2D *Boundary Element Displacement Discontinuity Method* (BEM) model to test the mechanical feasibility of a potential porphyry copper- system structural development, and its kinematic model consisting in two NS-striking faults developing a stepover. The model yields the stress field within the stepover region and shows slip and potential opening distribution along the N-striking master faults under a regionally imposed stress field. We compare several scenarios based on the measure conditions and see how this affects the stress state. The model shows how rotates counter-clockwise as it approaches to the main faults, and how the stresses evolve in the overlapping zone where the main faults interact with each other. This, in turn, could lead to the generation of both NE- and NW-striking faults within the stepover area. Model results are consistent with the structural and kinematic data collected in the field attesting for enhanced permeability and fluid flow transport and arrest spatially associated with the stepover. We thank the Project FONDECYT no. 1141139, and the *Centro de Excelencia en Geotermia de los Andes* (CEGA, FONDAP-CONICYT) for the economic contribution made.

RENE-5: Fallas y circulación de geofluídos en la corteza: Sistemas activos y fósiles

Control Estructural de la Mineralización del Depósito La Huifa, División el Teniente, Región de O´Higgins, Chile.

Nicolás Daniel Oyarzún[1], José Piquer [1], Juan Hermosilla [2].
(1) Instituto de Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias, Universidad Austral de Chile
(2) Exploraciones Mineras Andinas S.A., Chile

El depósito de Cu-Mo La Huifa, ubicado 2 km al NE del yacimiento El Teniente, se asocia a brechas hidrotermales (6.6 Ma) con alteración tipo argílica intermedia. Este trabajo busca comprender el control estructural de la mineralización de Cu-Mo en el depósito. Los resultados del análisis de datos de fallas y vetillas indican que el área está dominada por fallas de alto ángulo de orientación NE, predominantemente dextrales, que controlan el emplazamiento de brechas estériles, y WNW, predominantemente sinistrales. La Brecha La Huifa, asociada al mayor volumen de Cu-Mo en el depósito, se emplaza en la intersección de la Falla La Huifa (WNW) con la Falla S (NE), sin embargo, los cuerpos individuales intersectados en sondajes poseen una actitud NNW. Se propone un modelo de evolución tectónica-magmático-hidrotermal en La Huifa: (1) vetillas de turmalina-albita pre-minerales desarrolladas bajo un régimen transpresional con σ1 E-W (σ3 N-S); (2) vetillas poli-direccionales tempranas sin sulfuros de Cu y Mo. Esta etapa se ubicaría cerca de la transición entre un régimen de rumbo y uno compresivo, este último con σ1 NW. Mediciones de inclusiones fluidas arrojan temperaturas mayores a 500±50°C; (3) vetillas "C" y "D" de orientación NE, e *infills* de anhidrita poli-direccionales. Las dos primeras, con pequeños volúmenes de Cu, se desarrollan a 285±10°C (geotermómetro de cloritas, basado en análisis de DRX), y se infiere para ellas un régimen compresivo con σ1 NE. Los *infills y brechas hidrotermales de anhidrita* de la etapa de alteración argílica intermedia ricos en sulfuros de Cu y Mo, emplazados a 276±10°C, se desarrollan bajo un régimen tectónico poco definido donde el campo de esfuerzos es obliterado por la presión de fluidos; (4) vetillas tardías de carbonato, polimetálicas de orientación NE, desarrolladas a 260±10°C, asociadas a una alteración argílica en un régimen compresivo con σ1 NE. La formación de este yacimiento a bajas temperaturas (~270°C), el alto contenidos de metales, y el mecanismo vertical de circulación de fluidos en brechas, permiten inferir la presencia de un potencial núcleo mineralizado de alta temperatura bajo la porción reconocida en La Huifa. Por otro lado, la intersección de fallas de alto ángulo y la presencia de fallas ortogonales a la dirección de máxima compresión, que permitan entrampar y diferenciar magmas y acumular metales, constituyen una buena herramienta para la prospección de pórfidos de Cu en contextos geológicos similares.

RENE-5: Fallas y circulación de geofluídos en la corteza: Sistemas activos y fósiles

Resultados preliminares sismicidad cortical en una zona volcánica y geotermal activa, fiordo de Puyuhuapi, Aysén.

Nicolás Andrés Pérez-Estay[1], Gonzalo Yáñez[2], Jorge Crempien[2], Diego Morata[1], Tomas Roquer[1], José Cembrano[2].
(1) CEGA, Centro de Excelencia en Geotermia de los Andes
(2) Departamento de ingeniería estructural y geotecnia, Pontificia Universidad Católica de Chile, Santiago, Chile

Palabras clave: Sismicidad cortical, Sistema de fallas Liquiñe-Ofqui, Fluidos en medios fracturados. En este trabajo se muestra la sismicidad cortical entre los 44°S y 45°S, en las cercanías del fiordo de Puyuhuapi, Región de Aysén. Se analiza la localización de sismos y su asociación espacial con fallas mapeadas en terreno y/o centros volcánicos y termales. De esta manera se busca discriminar la sismicidad potencialmente asociada a circulación de fluidos (termas y volcanes, V y T) con aquella de origen tectónico puro. Para este análisis se instaló una red de sismómetros temporal entre Agosto 2016 y Mayo 2017 (tres componentes, periodo corto, frecuencia natural 2Hz) de 6 sismómetros de pozo. Estos datos se complementaron con 5 estaciones sísmicas permanentes de OVDAS (Guralp 6TD, tres componentes, periodo largo). En total se detectaron 90 sismos corticales para una ventana temporal de 10 meses. Las fallas corticales previamente identificadas en el área de estudio se agrupan dentro del sistema de fallas Liquiñe-Ofqui (SFLO). Este se compone de fallas maestras subverticales de rumbo NS y de fallas subsidiarias de rumbo NE, cuya cinemática es dextral-inversa, y dextral-normal respectivamente. Dentro del área de estudio, se encuentran los volcanes Melimoyu, Mentolat y los conos piroclásticos de Puyuhapi, constituido por 7 centro eruptivos menores. Además, existen 7 manifestaciones termales. Los resultados preliminares indican que existe sismicidad cortical asociada espacialmente a las fallas maestras occidental y oriental del SFLO. Esto indica que ambas fallas N-S del SFLO se encuentran activas a estas latitudes, algo inédito sísmicamente para la traza occidental. Además, se observa que la sismicidad cortical se concentra dentro del dúplex formado por las fallas maestras N-S y subsidiarias NE. Esto sugiere que la mayor parte de deformación cortical se concentra en esta zona, lo cual es coherente con la presencia del arco magmático. Por último, los sismos espacialmente asociados a manifestaciones de fluidos (V y T) tienden a tener profundidades menores a 7 km, con un promedio de 5.5 km. Mientras que los sismos en fallas sin manifestaciones de fluidos llegan a tener profundidades de 15 km con un promedio de 8.2 km. Esta diferenciación se interpreta en términos de una transición frágil-dúctil más superficial en las zonas con manifestaciones de fluidos de alta temperatura en superficie (V y T) como producto del mayor gradiente térmico en estas zonas.

RENE-5: Fallas y circulación de geofluídos en la corteza: Sistemas activos y fósiles

Crustal paleo-stress and permeability in a strike-slip setting: insights from the Southern Volcanic Zone (38-39°S), Chile.

Pamela Perez-Flores[1], José Cembrano[1], Pablo Sánchez-Alfaro[2].
(1) Pontificia Universidad Católica de Chile
(2) Universidad Austral de Chile, Chile

This study addresses the interplay between strain/stress fields and geofluid migration in the Southern Volcanic Zone (SVZ). The SVZ coexists with the margin-parallel Liquiñe-Ofqui Fault System (LOFS) and with NW-striking Andean Transverse Faults (ATF). To tackle the role of different fault-fracture systems on deformation distribution and magma/fluid transport was mapped the geometry and kinematics of faults, veins, and dikes at various scales. Fault-slip data analysis allows calculating stress and strain fields from the full study area (regional scale) and fault zones representative of each fault system and a drill core from Tolhuaca volcano (local scale). Regional scale strain analysis shows kinematically heterogeneous faulting. Stress field analysis at regional scale indicates a strike-slip dominated transpressional regime with N64E-trending σ_1 and N30W-trending σ_3. Deformation is further partitioned within the arc through NNE-striking dextral-reverse faults, NE-striking dextral-normal faults, and NW-striking sinistral-reverse faults with normal slip activation. The regional tectonic regime controls the geometry of NE-striking dikes and volcanic centers. NE-striking faults record local stress axes that are clockwise rotated with respect to the regional stress field and locally with tensional stress field. NNE- and NE-striking faults are favorably oriented for reactivation under the regional stress field and show poorly-developed damage zones. Conversely, sinistral-reverse NW-striking fault systems, misoriented under the regional stress field, show multiple fault cores, wider damage zones, dense veins networks. This fault zone records a NS-trending tension axis that would be activated under fluid overpressure. The experimental permeability measurement in representative rock units from the SVZ shows that the intact granodiorite sample has two orders of magnitude highest permeability (10^{-18} m2) than intact volcanic rocks (10^{-20} m^2). This could favor the existence of a fractured fluid reservoir in intrusive rocks, which is the main lithology that composes the basement south of 38°S. Permeability increase with the fault activation from $4x10^{-20}$ m^2 to $8x10^{-14}$ m^2 in crystalline tuff and from $1x10^{-18}$ to $3x10^{-14}$ in granodiorite. Conversely, permeability decreases with the effective pressure increment and macro-fractures maintenance the permeability under high effective pressure (60 MPa).

RENE-5: Fallas y circulación de geofluídos en la corteza: Sistemas activos y fósiles

Constraining groundwater source and fluid flow pathways at the Lonquimay-Tolhuaca Volcanic Complex, Southern Chile

Rodrigo Pérez-Moreno[1], Martin Reich[1], Linda Daniele[1], Daniele Tardani[1], Jackie Wrage[1], Pablo Sánchez-Alfaro[1], Sebastian Held[2], Antonio Delgado[3], Diego Morata[1].
(1) Department of Geology and Andean Geothermal Center of Excellence (CEGA), FCFM, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(2) Institute of Applied Geosciences (KIT), Karlsruhe Institute of Technology, Karlsruhe, Germany
(3) Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra IACT (CSIC-UGR), Universidad de Granada, Granada, Spain

The Lonquimay-Tolhuaca area in southern Chile (~38ºS) hosts several geothermal surface manifestations, including fumaroles, thermal springs, and bubbling pools. Within this area, thermal waters generally occur in close spatial relationship with two major tectonic features: the NNE to NE-trending Liquiñe-Ofqui Fault System, and the WNW-striking Andean Transverse Faults (ATF). Previous studies have shown that these fault systems exert an important control on the chemical composition of thermal springs in the area [1, 2, 3]. However, fundamental questions such as the source of water recharge, fluid flow pathways, subsurface mixing processes, and their rates are still poorly understood. In the present study, we combine geochemical, stable isotope, and environmental tracer data of thermal and groundwater outflowing at different localities to better understand the hydrogeochemical dynamics of this geothermal area. Conservative element ratios (e.g., B/Cl) show a marked difference between NW-oriented thermal springs, aligned with the trace of the ATF, and other samples in the study area. This difference is attributed to a deep magmatic vapor contribution related to the Tolhuaca volcano geothermal system. Stable isotope data (δ^2H, $\delta^{18}O$, and $\delta^{13}C_{DIC}$) show a predominantly meteoric water recharge component, with a more prominent magmatic influence at a central Tolhuaca system upflow. Anthropogenic tracers including chlorofluorocarbons (CFC-11, CFC-12, CFC-113) and sulfur hexafluoride (SF_6), allow us to infer different mixing patterns between CFC-free fluids and modern (post-1940) groundwater. Modern water fraction in thermal springs ranges from 1% to ~15%, pointing to rapid ascent along high vertical permeability networks, with little to no mixing with present-day groundwater. Results from this study confirm that the interplay between different fault systems in the area exerts a first-order control on the ascent rate and residence time of thermal waters, significantly impacting their hydrogeochemical and isotopic composition. Additionally, our results show that the combined use of conventional hydrogeochemical data with novel environmental tracers, including anthropogenic CFC and SF_6, is a powerful tool to better understand the dynamics of geothermal systems in southern Chile. **References** [1] Sánchez *et al.* (2013) *Int. Geol. Rev.* **55**, 1384–1400. [2] Tardani *et al*. (2016) Geochim. Cosmochim. Acta **184**, 193–211. [3] Wrage *et al*. (2017) *Chem Geol* **466,** 545–561.

RENE-5: Fallas y circulación de geofluídos en la corteza: Sistemas activos y fósiles

The Piuquencillo Fault System: a long-lived, lithospheric-scale, arc-oblique fault system and its relationship with magmatism and hydrothermal activity

José Meulén Piquer[1], Nicolas Oyarzun[1].
(1) Ciencias de la Tierra, Ciencias, Universidad Austral de Chile

Lithospheric-scale fault systems control the large-scale permeability of the crust and lithospheric mantle, and their proper recognition is fundamental to understand the distribution and geometry of mineral deposits, volcanic complexes, and geothermal systems. However, their manifestations in the present-day surface can be very subtle, as in many cases they are oriented oblique to the axis of younger magmatic arcs and can be obliterated by younger, arc-parallel faults and by volcanic and sedimentary deposits through which the fault has to propagate vertically. The Piuquencillo Fault System (PFS) was defined during regional studies around the El Teniente porphyry Cu-Mo deposit. Later studies suggest that the PFS is part of a major NW-striking continental-scale discontinuity, which includes faults identified in the coastal cordillera, and that it acted as a major boundary between two segments of the intra-arc Abanico Basin. Here we present the first detailed field study of the PFS, based on data from 82 structural stations distributed across all the Western Main Cordillera of central Chile. The first published U-Pb zircon ages for the La Obra batholith, which is bounded to the south by the PFS but it is also affected by younger reactivations of it, were obtained. They yielded 20.79 ± 0.13 Ma (granodiorite) and 20.69 ± 0.07 (monzogranite). Statistical analysis of fault plane data shows that the presence of the PFS is reflected on a strong preferred NW to WNW strike, with variable dip directions, evident from the analysis of the total fault plane population and also from individual segments of the PFS. In some segments, the presence of major NE to ENE-striking faults which intersect the PFS is also reflected in the preferred orientation of fault planes. Kinematic and dynamic analysis of fault-plane data reveals that most of the fault system was reactivated with sinistral ± reverse kinematics during the Neogene, under a transpressive regime with ENE-directed compression. Detailed kinematic and dynamic analyses were completed for various segments of the PFS and also for the different rock units affected by it. Syn-tectonic actinolite is currently being dated (40Ar/39Ar method) to establish the absolute age of sinistral-reverse reactivation. Our study supports the concept that the PFS correspond to a lithospheric-scale fault system which strongly controlled deformation and the flow of magmas and hydrothermal fluids during the Neogene.

RENE-5: Fallas y circulación de geofluídos en la corteza: Sistemas activos y fósiles

Deformación polifásica y condiciones estructurales favorables para la circulación de fluidos geotermales: Zona Volcánica de los Andes del Sur (Liquiñe, 39°S)

Tomás Roquer[1,2], Gloria Arancibia[1,2], Josefa Sepúlveda[1,2], Eduardo Molina[1,2], Diego Morata[2].
(1) Departamento de Ingeniería Estructural y Geotécnica, Pontificia Universidad Católica de Chile, Santiago, Chile
(2) Centro de Excelencia en Geotermia de los Andes (FONDAP-CONICYT), Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, Chile

Las zonas de falla y redes de fracturas controlan la localización, naturaleza y evolución de los sistemas geotermales actuando como conducto/barrera para la circulación de fluidos corticales, lo que depende críticamente de las condiciones tectónicas durante la falla y su comportamiento cinemático. En la Zona Volcánica de los Andes del Sur (SVZ), trabajos recientes sugieren un rol tectónico de primer orden de dos grupos de fallas en el desarrollo de sistemas geotermales: el Sistema de Falla Liquiñe-Ofqui (SFLO) y las Fallas Transversales a los Andes (FTA). Dicho rol depende de la respuesta elástica del intra-arco a las diferentes fases del Ciclo Sísmico Andino. El SFLO es un sistema activo NNE dextral, orientado favorablemente para la circulación de fluidos geotermales en el régimen de estrés de largo plazo (intersísmico andino). Las FTA incluyen un grupo de fallas activas NW-WNW sinestrales, asociadas a discontinuidades de larga vida del basamento andino. Este grupo de fallas muestran un comportamiento cinemático que: (1) estarían desorientadas con respecto al régimen de deformación de largo plazo (intersísmico andino) lo que permitiría el almacenamiento de fluidos geotermales; y (2) estarían orientadas favorablemente a la circulación de fluidos geotermales hacia la superficie en el régimen de deformación de corto plazo (co- y postsísmico andino). El área de Liquiñe (39°S) es una de las zonas con mayor abundancia de fuentes termales de la SVZ y está situada en un sector de interacción espacial entre el SFLO y las FTA. Para determinar el patrón cinemático de ambos sistemas, se colectaron datos de fallas mesoscópicas en 3 sitios que cortan rocas graníticas Pérmicas a Miocenas (n=102), los que fueron analizados con *Faultkin 7.4.1*. En cada uno de los sitios se encontraron 2 soluciones de ejes de *strain* que esencialmente intercambian la orientación del eje de acortamiento (P) y de extensión (T), manteniendo el eje intermedio vertical: (a) P=N48-81E/01-10SW, T=N10-44W/07-20SE; y (b) P=N10-45W/10-15N, T=N05-63W/05-30NW. Estos resultados sugieren que la deformación frágil es consistente con reactivación anisotrópica y deformación polifásica de rumbo, correlacionable al Ciclo Sísmico Andino, permitiendo tanto la circulación profunda de los fluidos geotermales, como su ascenso a la superficie.

Agradecimientos: Este trabajo es financiado por los proyectos FONDECYT 1180167, FONDAP/CONICYT 15090013 (CEGA), y la beca de doctorado nacional CONICYT 21171178.

RENE-5: Fallas y circulación de geofluídos en la corteza: Sistemas activos y fósiles

Understanding the tectono-magmatic system of the Transitional Southern Volcanic Zone (TSVZ), Chilean Andes, from seismicity analysis

Almudena Sánchez De La Muela[1], James Hammond[1], Tom Mitchell[1], José Cembrano[3,2], Gerd Sielfeld[3], Rebecca Pearce[1], Neill Marshall[1].
(1) UCL-Birkbeck Institute for Earth and Planetary Sciences (IEPS), UK
(2) Centro de Excelencia en Geotermia de los Andes (CEGA, FONDAP-CONICYT), Universidad de Chile, Santiago, Chile
(3) Departamento de Ingeniería Estructural y Geotécnica, Pontificia Universidad Católica de Chile, Santiago, Chile

Introduction

Historically the Argentinian side of the Andes has been deeply explored for its petroleum potential and favoured by the fact that the outcropping geology is dominated by sedimentary units, facilitating the structural reconstruction of geological events (Farias et al., 2010). However, this is not true for the Chilean Andes. This lack of geophysical and core data means only a very vague picture of the 3D geological structure in the Chilean Andes exists compared to the eastern side of the mountain chain. As Chile is one of the most active countries in terms of volcanism and seismicity, there is an urgent need to characterise the relationship between active magmatic systems, the distribution of seismicity and the current interaction between tectonics and fluid transport, so that accurate geological hazard maps can be designed and appropriate emergency strategies can be implemented. This also has important implications for the generation and location of ore bodies, as well as for the geothermal exploration in the Andes. The main uncertainties concerning active geological processes lie in the regional to local scale. Detailed geological maps are limited and very often when compared they are incongruous between one and other. Regarding seismicity, there is a sparse permanent network of monitoring seismometers all along the country and many of the seismology studies have focussed on the slab seismicity, where the largest earthquakes occur. Very few studies have looked or are looking at the crustal seismicity of the Main Cordillera, where the vast majority of the volcanoes are located and where significant seismicity can still occur. This project aims to shed some light on the crustal tectono-magmatic configuration of the volcanic arc at the Central Andes by means of a high-resolution seismicity study. The seismicity analysis will be focussed on the Tinguiririca-Teno rivers area, where there are evidences of active volcanism, seismicity, porphyry emplacement and hydrothermal fluids release. In March 2017 twelve seismometers, belonging to GEF (UK NERC funded Geophysical Equipment Facility) pool managed by SEIS-UK at Leicester University, were deployed in the area at a mean spacing of ~15km. The instruments will record until November 2018, providing us with more than 1.5 years of continuous seismic data. It is well-known that hypocentres location contributes to the identification of active faults geometry (Du et al., 2004 and Schaff et al., 2002) and focal mechanisms can be calculated from well constrained earthquakes, offering very valuable information on the kinematics of active structures. For these reasons, the resulting data represent a key input, particularly when combined with information on the past crustal processes (i.e. surface geology) to help us understand present-day tectonic processes, their relationship with observable magmatic and hydrothermal features and help reconstruct the tectonic and structural evolution of the area. The study will be developed in three principal stages: 1) Accurately locate earthquakes through traditional and relocation techniques (e.g., HYPOINVERSE-2000, HYPODD) to identify seismogenic zones, their depths, shapes and distribution. 2) Calculate the focal mechanisms of well-constraint earthquakes to determine the kinematics of active faults and contextualize according to the local and regional structural setting. 3) Compare and combine seismicity results with other geophysical and geological data. This project is associated to a broader Chile-UK collaborative research scheme, for which there are collaborators focussed on gravity and magnetotelluric methods, structural geologists improving the geological maps and geochronologists studying the age of outcropping rocks and/or geological events (e.g., faulting). Combining the gravity, magnetotelluric and seismicity data will enable us to build an accurate 3D underground model of the crustal structure in the area. Also, in order to get a complete and representative model, the surface geology will be used to constrain the geophysical interpretations.

Preliminary results

Within the first month of data 105 hypocentres were identified close to our stations, from which 34 lie inside the network coverage. The seismicity distribution shows a significant portion of hypocentres located at shallow depths (5-11 km) while two dense events concentrations have been observed (a: beneath Planchón-Peteroa volcanic complex; b: along the Teno river valley, between stations S5, S6 and S3 in Figure 1). The cluster beneath Planchón-Peteroa complex is likely associated to the current magmatic activity of the volcano. According to the Chilean National Geology and Mining Service and the Southern Andean Volcano Observatory (SERNAGEOMIN and OVDAS, respectively), Planchón-Peteroa is a very active volcano, recently on yellow alert and for which several reactivations have been registered in the last few years. The volcano is now showing intermittent steam and

ash fumarolic activity but little is known about the active magmatic system configuration at depth. The resulting hypocentres concentrate at 6-9 km depth and at the northwestern edge of the 1991 eruption crater, towards the Teno lagoons (see Figure 1). The cluster seems to elongate in a NNW to NNE orientation, which would be consistent with the expected orientation of thrust faults and folds in the area, but this will need to be further constraint by more hypocentre data. For monitoring purposes, OVDAS counts on permanent seismometers at Planchón-Peteroa complex and Descabezado Grande volcano. The addition of these data, if available, would enable us to improve the locations related to Planchón volcano activity, contributing to a better understanding of the magmatic processes taking place. There is another sources cluster along the Teno river valley consisting of locations 6-9 km deep, with events shallowing to the east (Figure 1). This cluster is very close and on the western block of one of the inferred branches of El Fierro thrust-fault system (R. Nuñez Tapia, personal communication) and the trend with depth is consistent with the presence of active crustal faults dipping westwards (Farias et al., 2010). If these are related to the thrust-fault system, it would mean that the system is active and accommodating deformation. We plan to estimate the focal mechanisms of these events to shed light on the actual kinematics of the seismogenic structures that have already been speculated to behave as either thrusts and/or strike-slip faults. A recent study from the same domain of the volcanic arc but south from our area (Sielfeld et al., 2018, in review) presents a nice comparison. They show a convex envelope shaping the base of the crustal seismogenic layer that is also observable for the seismicity distribution at other sites within the Andes (Farias et al., 2010). This geometry was interpreted by Farias and colleagues as the fault plane of a regional east-verging thrust while Sielfeld suggests it could be representing a critical isothermal envelope limiting the frictional deformation field in depth, therefore not showing fault geometry. This is an important consideration when trying to use seismicity to map faults, particularly in volcanic areas like the Tinguiririca-Teno valleys. We now count on a year-long seismicity dataset for the Chilean volcanic arc coming from our seismic network. The analysis of the first month of data has revealed seismic activity at the eastern edge of our array together with two hypocentre clusters. This earthquake catalogue will be enlarged as processing advances, allowing more detailed interpretations and mapping in the area. In the near future, we plan to use relocation techniques (HYPODD) and calculate moment tensors for the detected events, so that we can define the geometry and kinematics of seismogenic structures. Other areas of future work include the inclusion of more data from Argentina to improve locations, particularly around Planchón-Peteroa and to update the velocity model used. We are using the 1D velocity model calculated by Gerd Sielfeld (Sielfeld et al. 2018, in-review) using an initial model, the travel times of 95 well-constrained earthquakes detected by his network and VELEST inversion software (Kissling et al., 1994). We now plan to follow the same strategy using his model as our initial one and improve it as we compile reliable events information.

Acknowledgments

This project is funded by the London NERC DTP. The UK seismic instruments and data management facilities were provided under loan number 1073 by SEIS-UK at the University of Leicester. The facilities of SEIS-UK are supported by the NERC under Agreement R8/H10/64. Preceding work done in the area and part of the fieldwork done for this project was funded by FONDECYT project no. 1141139.The authors wish to thank Gonzalo Yañez Carrizo and Mariel Castillo Antezana for their help in terms of logistics and planning of the seismometers deployment. We are very grateful to Matías Cavieres Contreras and Victorino Arauco for their collaboration in the array design and sites maintenance. We also want to thank Steve Boon, Philip Meredith, Daniela Balladares Freire, Ronny Figueroa González, Javiera Ruz Ginouves, Carlos Marquardt and Rebecca Strachan for their enormous help servicing the seismometers. We acknowledge all the land owners and administrators that have allowed the deployment of seismometers in private properties: Eugenio Mancilla, Díaz Guerrero family, Víctor Vidal and Maitenes gatehouse personnel (El Fierro limestone mine), Raúl Flores, Gonzalo Doerr, Manuel Dorr, Tomás Valdés, the policemen at Avanzada Pichuante and Andre Fluitjn.

RENE-5: Fallas y circulación de geofluídos en la corteza: Sistemas activos y fósiles

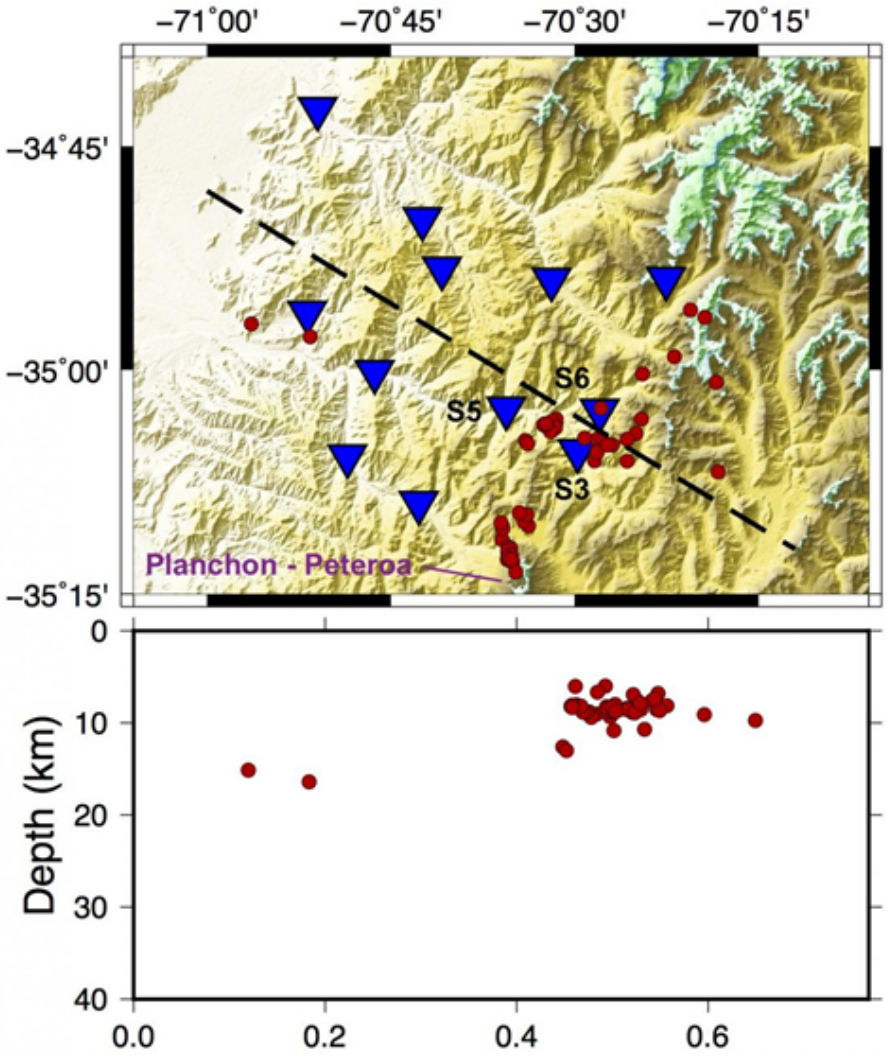


Figure 1: Hypocentre locations (red dots) corresponding to the 1st month of data and obtained using Hypoinverse-2000. The locations were plotted together with the seismometers (blue triangles) overlapping a DEM, on the top map. The depths distribution was plotted on a single cross-section below. The profile is approximately perpendicular to the main geological structures (see broken line on the map).

RENE-5: Fallas y circulación de geofluídos en la corteza: Sistemas activos y fósiles

Caracterización litoestratigrafía de la Cordillera Principal del alto Teno: aportes al entendimiento del estilo de deformación del Sistema de Falla el Fierro durante el Cenozoico Superior

Almudena Sánchez De La Muela[1], Javiera Ruz[2,3], José Cembrano[2,3], Carlos Marquardt[2], Tom Mitchell[1], Rocío Nuñez Tapia[2], Ronny Figueroa[2,3].
(1) UCL-Birkbeck Institute for Earth and Planetary Sciences (IEPS), UK
(2) Departamento de Ingeniería Estructural y Geotécnica, Pontificia Universidad Católica de Chile, Santiago, Chile
(3) Centro de Excelencia en Geotermia de los Andes (CEGA, FONDAP-CONICYT), Universidad de Chile, Santiago, Chile

La Cordillera Principal del alto río Teno constituye un dominio transicional de la zona volcánica sur de los Andes Centrales de Chile, y corresponde a un área en la que se ha documentado una estrecha interacción entre volcanes, zonas de alteración hidrotermal y sistemas de falla durante el Cenozoico. En los valles del río Tinguiririca y río Teno, surgencias termales y los volcanes Tinguiririca y Planchón Peteroa, están asociados espacialmente con la traza del Sistema de Falla el Fierro (SFF), controlando la actividad magmática e hidrotermal durante el Cuaternario. El SFF ha sido descrito como un grupo de estructuras de carácter regional, de rumbo NNE y manteo hacia el oeste. Estas fallas habrían correspondido a fallas extensionales de límite de cuenca (Cuenca de Abanico) durante el Eoceno Superior y Mioceno Medio. Posteriormente, estas fallas se habrían reactivado como fallas inversas generando la inversión de la cuenca en el Mioceno Superior. Esto habría dado origen a la actual disposición de las unidades volcano – sedimentarias Cenozoicas (Fm. Abanico y Fm. Farellones) sobre la sucesión sedimentaria mesozoica (Fm. Río Damas, Fm. Baños del Flaco y *Brownish Reddish Clastic Unit* (BRCU)), cuya sección tipo se puede observar en Termas del Flaco. En este trabajo presentamos una revisión de la geología estructural de la Cordillera Principal del alto río Teno, con énfasis en el estudio de las unidades litoestratigráficas. A partir de análisis de imágenes satelitales y observaciones en terreno reevaluamos la naturaleza y geometría del Sistema de Falla el Fierro como un conjunto de cabalgamientos imbricados con vergencia tanto al este como al oeste, produciendo la repetición sistemática de la unidad BRCU y unidades volcánicas del Cretácico-Cenozoico. Además, estos cabalgamientos estarían limitados por fallas de transferencia de rumbo NW a EW sub verticales. Localmente se observan volúmenes de rocas con alteración hidrotermal a lo largo de la traza de alguno de estos sistemas de falla, lo que indica que ellas han jugado un rol como canales y/o barreras para el flujo de fluidos. Nuestras observaciones están siendo complementadas con estudios petrográficos, geoquímicos y de dataciones isotópicas (U–Pb, Ar–Ar) para conocer la naturaleza y edades absolutas de las unidades afectadas por el SFF. Agradecemos al Centro de Excelencia en Geotermia de los Andes (CEGA, FONDAP-CONICYT) y al Proyecto FONDECYT no. 1141139, por su contribución a este proyecto.

RENE-5: Fallas y circulación de geofluídos en la corteza: Sistemas activos y fósiles

Interplay between brittle deformation, fluid-rock interaction and mineralization in hydrothermal systems of the southern Andes

Pablo Sanchez-Alfaro[1], Martin Reich[2], Jose Cembrano[3], Pamela Perez-Flores[3].
(1) Instituto Ciencias de la Tierra, Ciencias, Universidad Austral de Chile
(2) Departamento de Geología y Centro de Excelencia en Geotermia de los Andes, Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago
(3) Departamento de Ingeniería Estructural y Geotécnica, Pontificia Universidad Católica de Chile, Santiago, Chile

The interactions between seismic activity, fluid flow, and mineral precipitation play a critical role in promoting the development of geothermal systems and the formation of ore deposits. Here we study the high enthalpy, metal-rich and active Tolhuaca geothermal system to (1) address how the interplay between structural and geochemical processes controls the physicochemical evolution of the hydrothermal reservoir and (2) analyze the transient effects of earthquake-triggered pressure perturbations on metal solubility and mineralization. To achieve this, a comprehensive structural and mineralogical analysis at both field and drill core scales were combined with geochemical data of borehole fluids and fluid inclusions. Results obtained from this study reveal that hydrothermal alteration modifies the response of rock to deformation at Tolhuaca, produces a vertical compartmentalization of the system and promotes the development of a clay-rich low permeability zone. Moreover, our data indicate that the lifespan and thermal structure of this system were highly affected by the low-permeability zone developed on top. Thermodynamic modeling of gold and silica solubility at Tolhuaca reveals that the optimum conditions for metal precipitation are reached at liquid-saturated conditions (Ts < 310°C). Below this temperature, small pressure changes triggered by transient fault-rupture results in a solubility drop of gold and silica that can reach several orders of magnitude. These pressure changes are likely to occur in specific structural elements such as dilational jogs, where pore volume is rapidly created by dilation during fault activity resulting in a transient fluid pressure drop. Numerical simulations of displacement in dilational jogs indicate that a moderate magnitude earthquake (e.g., *Mw*=4) can create a volume of approximately 600 m3 within the jog, affecting at least an equivalent amount of fluid. Simulations of coupled heat and fluid flow indicate that post-seismic fluctuations in the fluid conditions occur at two time scales. First, an extremely fast pressure increase occurs at the jog center in less than one second until boiling pressure is reached. Then, the pressure drops and the flashing front moves towards the host rock and declines in magnitude at the minute scale. Thus, our results give new insights on the magnitudes and timescales of the transient processes occurring during the evolution of hydrothermal system and the formation of ore deposits.

RENE-5: Fallas y circulación de geofluídos en la corteza: Sistemas activos y fósiles

The Caburgua microseismic sequence: crustal intra-arc faulting in Southern Andes

Gerd Gustav Sielfeld[1], Cembrano José[1], Dietrich Lange[2].
(1) Departamento Ingeniería Estructural y Geotécnica, Ingeniería, Pontificia Universidad Católica de Chile
(2) GEOMAR Helmholtz Zentrum für Ozeanforschung

Current strain compartmentalization in Southern Andes intra-arc region results in the activation of NW faulting. Left-lateral compressive seismic faulting taking place at the Caburgua Lake originates at depth of 9 km, extending horizontally for 20 km long up to the surface with very small magnitudes < 0.6 Mw. Several morphological and bathymetric features are consistent with the fault direction, as well as Holocene monogenic volcanism. Controversially, geologically mapped faults in this segment of the Andes, only report NS oriented faults associated with the right-lateral strike-slip faults, such the Liquiñe-Ofqui Fault System and Reigolil-Pirihueico Fault. The N55°W oriented Caburgua oblique-slip fault can be traced by linear clustering of micro- crustal earthquakes in South-Central Chile Cordillera. In transpressional arc settings, crustal seismicity preferentially occurs within major arc-parallel fault zones, accommodating a major portion of the strike-slip component of strain partitioning (McCaffrey 1996, Weller et al., 2010). Recently published works have recognized the influence of the activation of long-term oblique-to-the-arc faults, decoupling and compartmentalizing the bulk strain into conjugate transpressional to transtensional domains (e.g. Lange et al., 2008; Pérez-Flores et al, 2016). Here we present results of an unexpected micro-seismic swarm occurring in the hitherto undescribed NW striking Caburgua Fault, cross-cutting the Caburgua Lake in the Araucania Region, Southcentral Chile. The Caburgua seismic swarm was recorded by a temporal seismic network, covering the overall intra-arc upper crustal seismicity in this region. This seismic sequence occurs few km norths of the well-recognized regional volcano-tectonic Villarrica-Quetrupillan-Lanin alignment (Lara et al., 2006, Cembrano and Lara, 2009, Sielfeld et al., 2018 under review). Complementary morphostructural analysis such topographic scarps and lineaments inline with Pleistocene to Holocene eruptive products, and bathymetric features, such, subaqueous domes and steep slopes, suggest that neotectonic activity has undergone along the Caburgua Fault for at least 300 ka., based ok the minimum age of the reported volcanic products (Moreno and Lara, 2008). The Caburgua micro-seismic swarm depicts a unique opportunity to understand the tectonic role of Andean transverse faulting (ATF) in the Andean orogeny history and fluid migration within an active volcanic chain.

RENE-5: Fallas y circulación de geofluídos en la corteza: Sistemas activos y fósiles

Intra-arc Crustal Seismicity: Seismo-tectonic Implications for the Southern Andes Volcanic Zone, Chile

Gerd Gustav Sielfeld[1], Dietrich Lange[2], Cembrano José[1,3].
(1) Departamento Ingeniería Estructural y Geotécnica, Ingeniería, Pontificia Universidad Católica de Chile
(2) GEOMAR Helmholtz Zentrum für Ozeanforschung
(3)

We examine the intra-arc crustal seismicity of the Southern Andes Volcanic Zone (SVZ). Our aim is to resolve the nature of deformation in an active magmatic arc dominated by both margin-parallel (Liquiñe-Ofqui fault system, (LOFS)) and margin transverse faults (ATF). Crustal seismicity provides information about the schizosphere tectonic state, delineating the geometry and kinematics of high strain domains driven by oblique-subduction. Here, we present local seismicity based on 16-months data collected from 34 seismometers monitoring a ~200 km long section of the Southern Volcanic Zone including the Lonquimay and Villarrica volcanoes. We located 356 crustal events with magnitudes between 0.6 and 3.6 *Mw*. Local seismicity occurs at all depths down to 40 km, demarking a convex shape of the crustal seismogenic layer. Focal mechanisms indicate strike-slip faulting consistent with ENE-WSW shortening in line with the long-term deformation history revealed by structural geology studies. However, we find regional to local-scale variations in the shortening axes orientation as revealed by the nature and spatial distribution of microseismicity, within three distinctive latitudinal domains. In the northernmost domain, seismicity is localized within a transtensional tulip structure demarking the northern termination of the LOFS; in the central domain, seismicity distributes along ENE- and WNW-striking discrete faults, spatially associated with, hitherto seismic ATF. The southernmost domain, in turn, is characterized by activity focused along a N15°E striking master branch of the LOFS. These observations indicate a complex bulk strain compartmentalization pattern, where the stick-slip behavior of faulting may induce opening and fluid flow, on critically loaded faults.

RENE-5: Fallas y circulación de geofluídos en la corteza: Sistemas activos y fósiles

Control estructural en la evolución de un sistema hidrotermal andino: el caso de la falla pocuro, Chile central (32°35'S – 33°00'S)

Matias Taucare[1,3], Linda Daniele[1,3], Gloria Arancibia[2,3], Gert Heuser[2], Tomas Roquer[2,3], Diego Morata[1,3].
(1) Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile
(2) Departamento de Ingeniería Estructural y Geotécnica, Facultad de Ingenieria, Pontificia Universidad Católica de Chile, Santiago, Chile
(3) Centro de Excelencia en Geotermia de Los Andes (Fondap-Conicyt 15090013), Chile

La geología a lo largo de la Cordillera de Los Andes muestra evidencia de un control espacio – temporal de fallas geológicas cuyas redes de fracturas permiten la circulación de fluidos en la corteza superior. Con el objetivo de analizar el rol de una zona de falla en el control espacio – temporal del flujo de fluidos, se estudió la Zona de Falla Pocuro (ZFP), localizada en Chile central, donde un sistema hidrotermal actual se sobreimpone a un sistema hidrotermal fósil.

La ZFP, de rumbo NS, ca. 150 km de largo y 2 km de ancho, pone en contacto la Cordillera Principal con la Depresión Central en el sector de Los Andes (32,5°-33,0°S), 70 km al norte de Santiago. Fallas secundarias tienen rumbo N20W, manteo subvertical, con una cinemática variable. Para este estudio, se realizó un levantamiento de datos estructurales multi – escala, se identificaron los minerales de vetas mediante DRX y se recolectaron muestras de las aguas termales para el análisis químico de elementos mayores y trazas.

En la zona de daño de la ZFP la mineralogía de vetas (laumontita + cuarzo + calcita + clorita + epidota ± prehnita ± estilbita ± wairakita ± yugawaralita) sugiere que circularon fluidos entre 120 – 250°C (sistema hidrotermal fósil). En esta misma zona, se han reconocido 11 manantiales termales (13°C – 27°C) alineados espacialmente en dirección NNW que descargan agua desde las mismas fracturas (sistema hidrotermal actual), evidenciando que la ZFP está asociada espacialmente a la circulación hídrica actual de la zona.

Se identificaron 3 sistemas estructurales principales no coetáneos: sistema (I) de cinemática dextral de rumbo N30-50W, compuesto de vetas y brechas hidrotermales de laumontita; sistema (II) de cinemática sinistral de orientación N30-60E, compuesta de vetas bandeadas con laumontita al borde y calcita al centro; sistema (III) de cinemática inversa de orientación WNW, compuesto de salbandas y precipitado de calcita, que permiten la descarga actual de agua, principalmente del tipo HCO3 – Ca.

Estos resultados sugieren que el sistema evolucionó temporalmente, y que la ZFP controló activamente la circulación de fluidos profundos clorurados y de alta temperatura en el pasado, y que en el presente tiene un rol pasivo que permite la percolación de aguas meteóricas y su circulación a través de la misma red de fracturas.

AGRADECIMIENTOS
Este trabajo es un aporte al proyecto FONDECYT n°1170569 y FONDAP/CONICYT n°15090013 "Centro de Excelencia en Geotermia de los Andes".

RENE-5: Fallas y circulación de geofluídos en la corteza: Sistemas activos y fósiles

Relación entre las estructuras y migración de fluidos mineralizadores en el proyecto "Yerbas Buenas Norte", Región de Coquimbo, Chile

Felipe Véliz[1], Gonzalo Galaz[1].
(1) Geologìa, Ingenieria, Universidad de Atacama, Copiapó, Chile

El proyecto Yerbas Buenas Norte está ubicado en la comuna de La Higuera, Región de Coquimbo, específicamente a 36 km al norte de la ciudad de La Serena, en caleta Los Hornos. Este prospecto pertenece a la Franja Ferrífera Cretácica (FFC), extendida entre los 21° y 31° S (Ruiz et al., 1965; Park, 1972; Espinoza, 1984, 1990; Oyarzún y Frutos, 1984; Ruiz y Peebles, 1988), donde se albergan depósitos ricos en Fe, Cu y Au, controlados por la Zona de Falla Atacama (ZFA) en la Región de Atacama, y su extensión hacia la Región de Coquimbo, la Zona de Falla Romeral (ZFR). En el área de estudio se presentan dos zonas de fallas mayores orientadas ~N-S, las fallas de Atacama y El Tofo, sin embargo, existen escasos trabajos geológicos que entreguen mayor información estructural. El presente estudio contempla diversas metodologías, entre otras: (i) levantamiento geológico-estructural escala 1:3000; (ii) petrografía de mena y alteración a 30 muestras, escala meso- y microscópica; (iii) análisis cinemático de las principales estructuras mineralizadoras; y (iv) análisis de datos geofísicos magnetométricos. En un avance preliminar, fue posible determinar los diversos dominios estructurales frágiles y dúctiles, que sugieren el desarrollo de una estructura tipo dúplex transtensional que controla el emplazamiento de mineralización y alteración, cuyas características son compatibles con un yacimiento de naturaleza IOCG (*Iron Oxide, Cupper and Gold*). Mediante un análisis detallado de las relaciones de corte y cinemática de las estructuras mineralizadas, se pretende indagar sobre la generación de distintos fluidos que ascienden por estructuras en zonas transtensionales. Cada estructura tiene una o más minerales de mena asociados, lo cual nos indicarían la tendencia de mineralización para cada uno de los elementos de Fe, Cu y Au. Una vez analizada la génesis estructural-mineral del yacimiento, se realizará una integración de toda la información en un modelo geológico, que incluya cinemática y actitud de las estructuras mineralizadas. Este trabajo pretende contribuir con antecedentes preliminares de exploración para este tipo de depósito, en el distrito minero "Yerbas Buenas", Región de Coquimbo.

RENE-5: Fallas y circulación de geofluídos en la corteza: Sistemas activos y fósiles

Favourable Reservoir Conditions for Boiling: Exploring the Analogue between Low Sulfidation Epithermal Mineralisation and Modern Geothermal Systems

Irene Wallis[1], Pablo Sanchez-Alfaro[2], David Dempsey[3], Julie Rowland[4].
(1) School of Environment, Science, University of Auckland
(2) Instituto Ciencias de la Tierra, Universidad Austral de Chile
(3) Engineering Science, University of Auckland
(4) School of Environment, University of Auckland

Active geothermal systems are often used as analogs for the low sulfidation epithermal environment but the relationship is not simple. A geothermal system can exist over thousands of thousands of millions of years ago and a bonanza gold deposit could form in as little tens of thousands of years (Simmons and Browne, 2006). Studies of gold concentration in geothermal brines from the Taupō Volcanic Zone, New Zealand found enough raw materials to generate an economic deposit (Simmons et al., 2016). However, despite ample raw ingredients, drilling in those same reservoirs has been only sub-economic gold enrichment We, therefore, question when within the lifetime of a geothermal system will a bonanza gold deposit form and what conditions or events are required? The gas loss during boiling is the process that drives gold deposition (Simmons et al., 2016), so defining the conditions or events that favor deposition is, in part, a matter of understanding the process of boiling in time and space. In the natural state, before mass is withdrawn for electricity generation, the majority of active geothermal reservoirs are almost completely liquid. A geologic event triggering pressure reduction or heat increase may flash reservoir liquid to steam and, in the case of fault rupture, this process is closely analogous to a geothermal production well. In this contribution, we describe natural boiling events and then focus on faulting as a mechanism of pressure drop. By using geothermal production wells as an analog, we show that the likelihood of mineralization is improved by the presence of low-permeability host rock or a surface discharge zone. We present numerical modeling which suggests that good initial connectivity in the reservoir will stifle flashing if there is no surface discharge to maintain the pressure drop-perhaps explaining why it has not encountered significant subsurface gold enrichment within the permeable reservoirs of the Taupō Volcanic Zone. Simmons, S., and Brown, K., (2006) Science, v. 314, no. 5797, p. 288-291. Simmons, S., Brown, K., Browne, P., and Rowland, J., (2016) Geothermics, v. 59, p. 205-214.

RENE-6: Modelamiento e inversión de datos geofísicos aplicados a la exploración de recursos naturales y energéticos

Uso de atributos sísmicos 3D en la exploración y desarrollo del yacimiento Cabaña ZG, Isla Tierra del Fuego, Cuenca de Magallanes - Chile

Mauricio Fernando Ahumada Villar[1], Angel González[1].
(1) Exploraciones, ENAP, Punta Arenas, Chile

El Bloque Arenal está ubicado en la Isla de Tierra del Fuego, en el sector menos deformado de la Cuenca de Magallanes donde se reconoce un registro geológico desde el Jurásico hasta el presente. En el área, la producción de hidrocarburos proviene desde la Fm. Springhill, que contiene reservorios convencionales arenosos del Cretácico inferior; y desde la zona glauconitica (ZG) unidad situada en la base del Terciario que contiene wackas de baja permeabilidad y constituye hoy el reservorio que aporta la mayor producción de gas, gracias a la implementación de fracturamiento hidráulico como tecnología necesaria para su explotación comercial.

La zona glauconitica comprende la segunda transgresión más destacada de la cuenca, donde se solapan discordantemente sobre rocas cretácicas un espeso conjunto de limos y areniscas arcillosas, sobre el margen oriental de la cuenca de antepaís terciaria.

En el Bloque Arenal este potente complejo transgresivo aloja al yacimiento ZG Cabaña, el que es caracterizado a través de la interpretación de sísmica 3D y mediante los datos de más de 150 pozos perforados. A partir de esta información es posible identificar la base y techo del reservorio productor, su estructura y compartimientos internos. La precisa correlación entre símica y pozo, permite inferir las variaciones en la calidad petrofísica, para lo cual se emplean como guía, el estudio y mapeo de atributos sísmicos que se extraen desde el cubo sísmico.

Los atributos más utilizados son los de amplitud RMS y los del tipo estructural, como: Ant tracking, Dip ilumination y Sweetness.

El análisis antes descrito junto con los antecedentes productivos del área, permite proponer pozos de exploración y de desarrollo, los cuales se diseñan de acuerdo a la predicción estructural que entrega la sísmica sobre los distintos topes formacionales que atravesará cada pozo.

En los últimos 10 años han sido definidos mediante estos criterios, más de 150 pozos en el área, con una tasa de éxito cercana a 95%, resultados que se espera repetir en otras áreas similares de amplio desarrollo en la cuenca.

Mediante esta publicación se pretende ilustrar sobre las técnicas geofísicas que se aplican en la exploración y desarrollo de los yacimientos de hidrocarburos no convencionales en Magallanes, actividad en la cual se aplican tecnologías de punta, poco conocidas fuera del ámbito petrolero, y que requieren de geocientistas e ingenieros de alta especialización.

RENE-6: Modelamiento e inversión de datos geofísicos aplicados a la exploración de recursos naturales y energéticos

Estudio en búsqueda de un afluente en el sector noreste del Salar de Atacama (22°55´-23°11´ y 67°54´-68°18´) mediante el método magnetotelúrico.

Eric Cárdenas[1], Arturo Belmonte[2].
(1) Departamento de Geofísica, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(2) Departamento de Geofísica, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Concepción, Concepción , Chile

En el presente estudio se quiere lograr obtener un modelo bidimensional en el sector noreste del Salar de Atacama (22°55´-23°11´ y 67°54´-68°18´) para poder encontrar un posible afluente de agua dulce en esta zona. El salar se encuentra ubicado a una altura de 2300 m.s.n.m., en sus alrededores se sitúan varios aparatos volcánicos, entre ellos el volcán Láscar y el volcán Licancabur, y desembocan diversos ríos desde el sector norte como el río San Pedro y el río Vilama. La campaña de obtención de datos se realizó entre los días 23 de julio y 5 de agosto de 2015, haciendo mediciones en 51 sitios divididos en ocho perfiles, de los cuales nosotros estudiamos dos de estos, ubicados en el sector norte del Salar. Dado el carácter del salar, el mejor método para poder alcanzar una profundidad adecuada para observar un posible afluente en la zona es la magnetotelúrica

Al hacer la inversión 2D de los perfiles estudiados, se logra apreciar tres distintas zonas resistivas, una zona de baja resistividad en la parte más superficial del salar; una zona de resistividad media que subyace la zona de baja resistividad, esta se asocia a sedimentos depositados desde los aparatos volcánicos entre otras cosas; y una zona de alta resistividad, la cual se puede considerar como el basamento impermeable y la unidad geológica conocida como Formación Purilactis. Tras la caracterización de estas tres zonas resistivas, y la interpretación observada en las inversiones realizadas, se puede concluir que no se logra observar un afluente hacia el salar en los perfiles estudiados.

RENE-6: Modelamiento e inversión de datos geofísicos aplicados a la exploración de recursos naturales y energéticos

Estrategias, logros y retos en la identificación de localizaciones utilizando interpretación sísmica cuantitativa. Caso práctico sureste de México.

Ada Bolivia Compan Cadena[1], Carlos Rogelio Orozco Castillo[2], Peregrino Chavez Nancy[2].
(1) Petroleos Mexicanos, Pep, Caracterizacion Estatica De Yacimientos, Vilahermosa,Tabasco, Mexico
(2) Petroleos Mexicanos, Pep, Yacimientos, Villahermosa, Tabasco, Mexico

El objetivo de este trabajo es fortalecer la cartera de localizaciones Terciarias y Mesozoicas en el Sureste de México, a través de información y conocimiento del subsuelo, con la optimización de herramientas y metodologías como la interpretación sísmica cuantitativa, que permitió darle mayor certidumbre a los prospectos. El objetivo es reducir la incertidumbre en la definición de la trampa así como en la distribución de la roca almacén, por lo que la integración de las nuevas metodologías es vital para darle consistencia a las estimaciones de riesgo geológico y evaluaciones volumétricas. Así mismo, es importante, dar un seguimiento detallado al proceso de incorporación de reservas con el desarrollo de campos, empleando la técnica VCD (Visualización, Conceptualización y Definición), para disminuir el impacto del costo del descubrimiento y el costo asociado. Entre los retos técnicos del proyecto están, el acceso y la asimilación de tecnologías que permitan caracterizar los yacimientos, con el fin de tener mayor eficiencia en la predicción del tipo de hidrocarburos esperados, distribución y calidad de la roca almacén. La aplicación de técnicas de interpretación cuantitativa y el cierre de habilidades técnicas es fundamental ya que para la incorporación de reservas, se vuelven cada vez más complejo. Para esta propuesta de nuevas Localizaciones, fue necesario crear un modelo con una visión integral para mejorar el desempeño de la aplicación de geociencias con una estrategia. Ésta consistió en el procesamiento sísmico de 200 km2 en una zona afectada por una tectónica compleja. Así que, con este tratamiento se mejoró la imagen y se obtuvo información a nivel de Terciario y Mesozoico de mejor calidad que permitió modelar los diferentes geocuerpos y buscar la continuidad entre ellos. El principal desafío de la industria petrolera nacional es mantener al menos los niveles de producción actuales con las metas de incorporación de reservas a un costo de descubrimiento competitivo a nivel internacional. La práctica abrió las posibilidades de incrementar las reservas de hidrocarburos a corto plazo y menor riesgo geológico con la interpretación sísmica cuantitativa en la Región Sur de México.

RENE-6: Modelamiento e inversión de datos geofísicos aplicados a la exploración de recursos naturales y energéticos

Inversión de datos aeromagnéticos para la generación de modelos 3D de magnetización

David Leonardo Maldonado Oyarzo[1], Francisco Ortega-Culaciati[1], Andrei Maksymowicz[1].
(1) Departamento de Geofísica, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile , Santiago , Chile

Los datos aeromagnéticos son frecuentemente utilizados en las primeras etapas de la prospección minera para identificar zonas con potencial de albergar yacimientos minerales, debido a la posibilidad que ofrecen para abarcar extensas zonas de forma rápida y económica. Para la interpretación de estos datos es posible realizar modelaciones con modelos directos e inversiones para identificar el origen de las anomalías observadas. En este contexto se presenta un algoritmo de inversión de la Anomalía de Campo Magnético Total (ACT) en 3D con el fin de obtener modelos de la distribución del vector de magnetización en el subsuelo. Para validar el método, se analizan datos de ACT obtenidos a través de vuelos aeromagnéticos en la zona oriental de la región de Antofagasta. Una vez seleccionada el área de estudio, se define una discretización tridimensional del espacio en celdas rectangulares donde se busca la dirección y magnitud del vector de magnetización en cada una de ellas. Las celdas consideradas pueden ser rectangulares o esféricas volumen equivalente al de la celda rectangular.

Para el desarrollo del algoritmo de inversión, se utiliza las soluciones analíticas para el campo magnético generado por una esfera y por un paralelepípedo (Engel-Herbert & T. Hesdejal, 2005), ambos con una magnetización arbitraria para el planteamiento del problema directo en cada celda, dicha soluciones contienen una relación directa entre la profundidad y la magnitud de la magnetización, lo que produce que al realizar una inversión exista una multiplicidad de soluciones. Para realizar la inversión se utilizan diversos métodos, tanto optimales como mínimos cuadrados, los que requieren utilizar diferentes regularizaciones que inducen sesgos en la solución, pero permiten escoger un modelo dentro de las múltiples soluciones posibles; se implementan también métodos Bayesianos que solo necesitan incluir información *a priori* basada en principios físicos, pero resulta costosa computacionalmente. Los resultados obtenidos se comparan entre sí y con la geología conocida de la zona para documentar las ventajas y desventajas de cada uno, lo que permite identificar de manera robusta los principales cuerpos magnetizados que dan lugar a las anomalías magnéticas observadas.

RENE-6: Modelamiento e inversión de datos geofísicos aplicados a la exploración de recursos naturales y energéticos

Caracterización de sistemas de fallas poligonales en unidades cretácicas y paleógenas de la cuenca de Magallanes y sus implicancias en el sistema petrolero, región de Magallanes, Chile

Manuel Edgardo Montecinos[1].
(1) Ciencias de la Tierra, Facultad de Química, Universidad de Concepción

Estudio de sistemas de fallas poligonales, en la región de Magallanes, al Noreste de la ciudad de Punta Arenas y Norte de la isla Tierra del Fuego.

La adquisición 3D y registro de pozos realizados en la Cuenca de Magallanes, permitió identificar y caracterizar dos sistemas de fallas poligonales. El primero está ubicado en depósitos marinos del Cretácico Superior, entre las megasecuencias de subsidencia térmica y antepaís 1 y se le denominó sistema de fallas poligonales Cretácico. El segundo se encuentra en depósitos marinos del Eoceno, entre las megasecuencias de antepaís 2 y 3, y se le denominó sistema de fallas poligonales Paleógeno.

Los sistemas de fallas poligonales están asociados a un solo nivel estratigráfico y se les atribuye un origen no tectónico de compactación episódica de baja permeabilidad, principalmente arcillosos. Estas estructuras presentan una organización poligonal en planta, caracterizada por una distribución aleatoria de rumbos de falla.

Se realizó un análisis estadístico del rumbo de falla de los sistemas de fallas poligonales de la Cuenca de Magallanes, con el fin de corroborar si la distribución es aleatoria y de origen no-tectónico. Además, se confeccionaron columnas y perfiles estratigráficos desde el registro eléctrico de pozos, complementado con sísmica 3D, para identificar y ubicar los niveles poco permeables en los que se emplazaron estas estructuras.

El carácter regional de los sistemas de fallas poligonales indica que estos sistemas pudieran controlar la dinámica de fluidos a escala de cuenca. Al constituir vías permeables, pueden servir como elementos modificadores o creadores de yacimientos en una cuenca sedimentaria.

La Cuenca de Magallanes contiene varios sistemas petroleros que pueden estar afectados por los sistemas de fallas poligonales Cretácico y Paleógeno. La presencia de estas estructuras en la cuenca, podría facilitar la migración del hidrocarburo desde niveles estratigráficos inferiores hacia estratos superiores, o incluso el entrampamiento y sello estratigráfico de algunos yacimientos. El análisis de los sistemas de fallas poligonales de la Cuenca de Magallanes sirvió para la formulación de modelos conceptuales adecuados para la simulación de flujo de fluidos dentro de las zonas de fallas poligonales.

RENE-6: Modelamiento e inversión de datos geofísicos aplicados a la exploración de recursos naturales y energéticos

Magnetotelluric visualization of preferential fluid pathways in the geothermal system at Villarrica volcano, S-Chile

Maximiliano Pavez[1], Daniel Díaz[3,2], Sebastian Held[4], Eva Schill[1,5], Thomas Kohl[4].
(1) Institute for Nuclear Waste Disposal, Karlsruhe Institute of Technology, Eggenstein-Leopoldshafen, Germany
(2) Centro de Excelencia en Geotermia de los Andes, Chile
(3) Departamento de Geofisica, Facultad de Ciencias Fisicas y Matematicas, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(4) Institute of Applied Geosciences, Karlsruhe Institute of Technology, Karlsruhe, Germany
(5) Institute of Applied Geosciences, Technische Universität Darmstadt, Darmstadt, Germany

In the Southern Volcanic Zone of the Andes, the geothermal system surrounding the Villarrica volcano offers a natural laboratory to study the effects of intense volcanic activity and the high concentration of regional fault systems. This concerns also magnetotelluric methods that are standard in exploration of volcanic geothermal fields, but more difficult to apply in fracture dominated low temperature geothermal fields. In order to provide a visualization of the preferential fluid paths in this geothermal system, we have carried out a magnetotelluric survey to reveal the sub-surface conductivity response. A number of 31 MT stations were measured along two profiles, one with E-W orientation and perpendicular to the branches of the Liquiñe-Ofqui Fault Systems (LOFS) and another with N-S orientation, sub-perpendicular to an Andean Transverse Fault (ATF) and the Villarrica-Quetrupillán-Lanín volcanic chain lineament that runs parallel to the ATF. 3D inversion of this data show two anomalies of maxima of electrical conductivity at shallow depth. One is located on the eastern LOFS branch characterized by an increased number of thermal spring. The second maximum is located below the volcanic chain. Thus, these anomalies are attributed to both tectonic and volcanic characteristics. In conclusion, the 3D inversion reveals resistivity variation along the fault zone that can be attributed to preferential fluid pathways. Resistivity minima along the LOFS coincide with thermal springs and monogenetic volcanic activity in the northern part of the profile. In the southern part, active ascent of magma near the volcano coincides with these anomalies.

RENE-6: Modelamiento e inversión de datos geofísicos aplicados a la exploración de recursos naturales y energéticos

Residual gravity anomaly of Barreirinhas basin through Gemma crustal modeling

Nelson Ribeiro Filho[1], Boris Freimann[2], Cristiano Martins[2].
(1) Geophysics, Observatorio Nacional (ON/MCTI), Rio de Janeiro, Brazil
(2) Geophysics, Universidade Federal do Para (UFPA), Belem, Brazil

1) Introduction

The gravity method is a widely used technique in geophysical prospecting that is capable of assisting the interpreter on the identification of important geological structures in sedimentary basins. Although the observed gravity signal is a result of all effects produced by nearby sources, the gravity anomaly due to a sedimentary basin for example is usually displayed as a negative signal, since the density contrast between the sediment layers that fill the basin and the crustal basement is negative. Another possible source of influence on the observed gravity signal is the surface that separates crust and mantle (Mohorovicic discontinuity or Moho), which causes a signal amplitude changes that can turn it positive. That fact makes the interpretation of the observed gravity signal dependent on the separation of the different signals that are present. There is a group of authors that performs regional-residual separation by analyzing the spectrum of anomaly through Fourier domain, dividing both anomalies that have short and large wavelength (Spector and Grant, 1970). Another group does that separation by searching for polynomials that adjust the anomaly´s behavior, once it is assumed that the regional gravity field can be approximate by a low-order polynomial (Beltrao et al., 1991). A third possibility is incorporating the crustal modeling in order to obtain informations about the regional gravity contribution, for the purpose of removing its effects from the observed data and select the true residual signal, which is relative to the sedimentary basin. In that way, we have applied the modelling by using the crustal model of density distribution, geological provinces and the relief of the GEMMA project (GOCE Exploitation for Moho Modeling and Application), which was proposed by Reguzzoni and Sampietro (2015).

2) Methodology

Let C the heterogeneous crust imposed over a homogeneous mantle. We delimited a finite region in the horizontal plane x-y that contains the region corresponding to the crust and the total volume of the crust was delimited by defining the crustal thickness between its top and bottom. We discretized this volume containing M elementary prisms distributed in the horizontal and vertical directions until all crustal thickness is fully filled. The dimensions dx, dy and dz are all known. On that way, we assume that the density contrast between an elementary prism of the crust and the mantle is known and homogeneous within each of the prisms, but it can vary from each prism. We evaluated the gravity signal using the geometric and density parameters provided by the model. The difference between the observed gravity signal and the one computed by the set of prisms provides the residual gravity signal, which is related to the sedimentary basin. We also apply the Spectral Analysis technique (Spector and Grant, 1970). Two filters were used for spectrum analysis: first the bandpass filter, for noise reduction; then the Gaussian separation filter. For the robust polynomial fitting method (Beltrao et al., 1991), we performed the regional residual separation for polynomials of order 1 to 6.

3) Geological settings

We selected as study area a continental portion of the Barreirinhas basin, which is included in the group of basins denominated as "new oil frontier", located in the Brazilian equatorial margin. Figure 1 shows the location of the study area. That basin extends over an area of approximately 85.000 km², but the majority area is submerged at an estimated depth of 6 km (Júnior et al., 2008). Soares Júnior et al. (2011) have shown that the formation of the basin is related to several geological events that have occurred, resulting in the separation between African and South American lithospheric plates. Trosdtorf Jr et al. (2007) and Veiga Junior (2000) describe the development of the basin over the Parnaiba basin, with basement consisting of crystalline rocks, metamorphic and basic volcanic rocks, forming a deep grabens system which is limited by normal faults oriented in the NW-SE direction. The observed gravity signal is represented in this case by the simple Bouguer anomaly caused by all contribution in the area, which can be visualized in Figure 2. The most negative areas represent the São Luis basin and the continental portion of the Barreirinhas basin.

4) Results

Here we present the solutions for 3 and 6 order polynomials. Figure 3 indicates the solution for the gravity residual anomaly for third-degree polynomial; Figure 4 shows, on the other hand, the adjust for a sixth-degree polynomial. Both solutions (Figure

3 and Figure 4) came closer to the established criteria for the separation, although they show different amplitudes. Both chosen polynomials were not able to adjust the contour of the basin. The result obtained from the spectral analysis is presented in Figure 5, and it also has shown similar amplitude for the residual anomaly and similar shape as the polynomial solutions techniques as well. The polynomials of order higher than 6 were shown to be equivalent, presenting a similar form for both signals. For that reason, we rather not showing those solutions. On the other hand, it can be seen on the residual map presented in Figure 6 that the developed modeling procedure delimited more effectively the contour of the basin. As valuable information, it is possible to affirm that the residual gravity anomaly is confined by the mapped structural faults, the shape of the anomaly is associated with the fault positions and the deepest region of the continental zone of the basin is located a bit more to the West, which is different from previous studies already presented. There may also be other faults and unmapped features in the region since all contours of the residual anomaly follows a specific direction.

5) Discussion

Selecting the best residual gravity anomaly is a tough task for the geology interpreter and also for the geophysical since there are many techniques to apply and several possible results to construe it. We have selected as study area the continental part of the Barreirinhas basin, once this basin is assumed as one of the "new oil frontiers", and applied all known regional-residual separation techniques and also the developed crustal modeling method. Both spectral analysis and robust polynomial fitting techniques were not effective to delineate the basin from residual gravity signal, for the reason that the Mohorovicic discontinuity surface relief is an intense gravity source, usually assumed as a gravity regional signal, once the overlapping of the crust geometry produces an effect with two lobes shape, one negative and other positive, which can be hidden from the interpreter worthful information (Allen and Allen, 2013). The crustal modeling procedure has proved to be effective in selecting the residual gravity anomaly, once all crust geometric attributes are present in the GEMMA model. The main difficulty for the other tested methods is the crust´s geometric shape in that area. The best procedure to be adopted on those kinds of environments should be the one that includes all geometric attributes. For purpose of oil and gas prospecting, our procedure is also effective, because the basin depocenter was detected, although displaced 3 degrees to the west, and indicating the possible occurrence of existing structural faults. Having said that, this procedure can be applied in any sedimentary basin.

6) References

Allen, P. A., and J. R. Allen, 2013, Basin analysis: Principles and application to petroleum play assessment: John Wiley & Sons.
Beltrao, J., J. Silva, and J. Costa, 1991, Robust polynomial fitting method for regional gravity estimation: Geophysics, 56, 80–89.
Junior, A. V. S., J. B. S. Costa, and Y. Hasui, 2008, Evolucao da margem atlantica equatorial do brasil: Tres fases distensivas: Geociencias (Sao Paulo), 27, 427–437.

Reguzzoni, M., and D. Sampietro, 2015, Gemma: An earth crustal model based on GOCE satellite data: International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation, 35, 31–43.

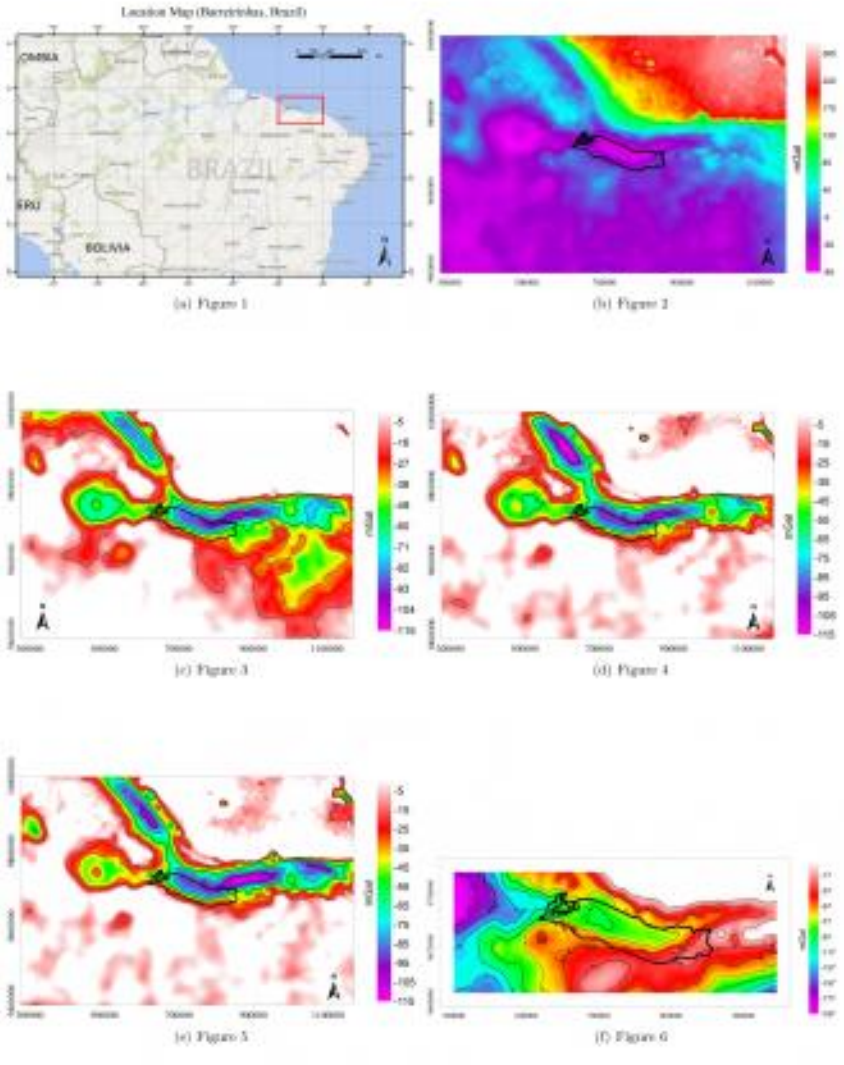
Soares Junior, A. V., Y. Hasui, J. B. S. Costa, and F. B. Machado, 2011, Evolucao do rifteamento e paleogeografia da margem atlantica equatorial do brasil: Triassico ao Holoceno: Geociencias, 669–692.

Spector, A., and F. Grant, 1970, Statistical models for interpreting aeromagnetic data: Geophysics, 35, 293–302.

Trosdtorf Jr, I., P. Zalan, J. Figueiredo, and E. Soares, 2007, Bacia de barreirinhas: Boletim Geociencias Petrobras, 15, 331–333.

Veiga Junior, J. P., 2000, Sao Luis ne/se. folhas sa. 23-x e sa. 23-z.

RENE-6: Modelamiento e inversión de datos geofísicos aplicados a la exploración de recursos naturales y energéticos



(Figure 1) Location map of the Barreirinhas basin, located at the Brazilian continental margin. The red box indicates the area where all gravity data is available.
(Figure 2) Complete gravity Bouguer anomaly at the study area. The black line-dots represents the basin edges.
(Figure 3) Residual gravity anomaly of the study area obtained by spectral analysis. All positive values were blanked as zero value.
(Figure 4) Residual gravity anomaly of the study area obtained by robust polynomial fitting by using the third degree. All positive values were blanked as zero value.
(Figure 5) Residual gravity anomaly of the study area obtained by robust polynomial fitting by using the sixth degree. All positive values were blanked as zero value.
(Figure 6) Residual gravity anomaly of the study area obtained through the crustal modelling procedure. All positive values were blanked as zero value. The central zone at the basin in solid line indicates the main onshore depocenter.

RENE-6: Modelamiento e inversión de datos geofísicos aplicados a la exploración de recursos naturales y energéticos

Determination of the magnetization direction of isolated sources by cross-correlation: an example in the Serra do Cabral magnetic anomaly

Nelson Ribeiro Filho[1], Rodrigo Bijani[1], Cosme Ponte-Neto[1].
(1) Geophysics, Observatório Nacional (ON/MCTI), Rio de Janeiro, Brazil

1) Introduction

Magnetic method is one of the oldest and useful techniques in mineral and oil exploration. Amongst all applications, one consists in estimating the magnetization vector direction of magnetic sources through measurements of magnetic anomalies, and it has been investigated by several groups of authors. Once the magnetic interpretation is more complicated to perform, the precise knowledge of the magnetization vector direction allows the use of filtering techniques that support geophysical and geological interpretation, such as Reduction to Pole (RTP) and pseudo-gravity, for example.

For the purpose of finding the magnetization vector direction, a first group of authors uses geophysical inversion techniques and calculates the distribution of magnetic susceptibility by assuming that the magnetization is induced by the local magnetic field (Barbosa and Silva, 2006; Li and Oldenburg, 1996; Pilkington, 1997). The second group performs this estimation also through inversion techniques, however they make considerations about the geometry of each magnetic source (Lelièvre and Oldenburg, 2006; Oliveira et al., 2015). Finally, a third group applies the cross-correlation technique by using transformations of magnetic data (Roest and Pilkington, 1993; Fedi et al., 1994; Dannemiller and Li, 2006).

In this paper, we apply the cross-correlation technique between the total gradient amplitude (TGA) and the vertical derivative (VG) of the total-field anomaly reduced to the magnetic pole in order to discover the true magnetization direction by computing the maximum correlation coefficient. As a synthetic example, we use a vertical dike model in order to validate the technique in a controlled scenarium. Finally, we end this work by applying the same method to the Serra do Cabral magnetic anomaly, one of the largest known anomalies in the world, located in Southeast Brazil.

2) Methodology

Let F be the total-field anomaly produced by an isolated source beneath the Earth´s surface at an observation point (x, y, z). Additionally, assume that the values of magnetic inclination and declination for the source are unknown. To obtain such values accurately, which is the main concern of this work, initially we define a mesh of magnetic inclinations (I) and declinations (D). For a specific pair of I and D in the mesh, we apply the RTP transformation, in Fourier domain, to the total-field anomaly F, resulting in a transformed data-set referred to as F(RTP). Then we compute the total gradient amplitude (TGA) and the vertical gradient (VG) of the obtained F(RTP) for the same pair of I and D. Finally we compute the cross-correlation coefficient involving TGA and VG of the F(RTP) for the same pair of I and D. To search the best pair I and D in the mesh, we repeat the procedure for all pairs of inclinations and declinations, with positive and also negative values. The maximum correlation coefficient value provides the true I and D, named here as I(true) and D(true). The purpose of this method lies in analyzing the symmetries associated with the edges of the source and its transformed total-field anomaly. This particularity provides valuable information about the magnetization direction of the true source.

3) Synthetic test

In order to comprehend the pros and cons of the method, we have tested the cross-correlation function in both synthetic and real magnetic data-sets. For the synthetic data, we choose a dike model represented by a rectangular prism with: (i) limits in horizontal coordinates x and y equals to -200 and 200 meters; limits in z equals to 100 and 1200 meters; magnetization intensity of 0.5 A/m², with I(true)=28° and D(true)=65° of magnetic inclination and declination respectively. Figure 1 shows the dike model in 3D view. The total-field anomaly due to the vertical dike is calculated on a regular grid that varies from -2500 to 2500 meters with grid spacing of 50.50 meters. The negative values of I range from -90° to -10° and the positive ones from 10° to 90° with one degree of interval for both directions. This splitting strategy is related to instabilities of the RTP transformation in Fourier domain for low latitudes. The values of D range from -150 to 150 degrees with also 1° of interval. The local magnetic field is simulated with 55 and 42 degrees for inclination and declination, respectively. The noisy total-field anomaly produced by the dike model is represented in Figure 2. The maximum correlation coefficient is 0.8165 for a pair of I = 27° and D = 67°, which is very close to the true magnetization direction (I(true)=28°, D(true=65°)), showing that the method succeeds in finding a promising magnetization direction for the isolated dike. Figure 3 shows a map with all correlation coefficients obtained for the mesh of I and D.

4) Serra do Cabral: Geological settings

The study area covers geological and tectonic units such as the south part of the Sao Francisco Craton and also flexure regions. The location map of the study area is shown in Figure 4. Regarding the geology information, it was presented in previous studies that the basement is crystalline, with the presence of gneisses, granite and intrusive rocks that were formed through magmatic and tectonic cycles. The first layers above basement are composed of dolomites, limestone, quartz and feldspar. The shallow zone comprises formations of sandstones, quartzites and conglomerates. Finally, layers of sand and clay are observed at the top of whole study area (Ussami, 1981; Heilbron et al., 2017).

Regarding information about the magnetic anomaly, Ussami (1981) describes the magnetization direction as a remanent and also opposed to the local magnetic field. The author also shows that the shape of anomaly is opposite to the established pattern of a magnetized source body in the magnetic southern hemisphere, slightly disturbed by other short wavelength anomalies. Figure 5 presents the Serra do Cabral total-field anomaly, which exhibits a difference between maximum and minimum amplitudes approximately of 185 km. The large wavelength comprising the whole Serra do Cabral magnetic anomaly results from the presence of non magnetized rocks that fulfill the crust, with magnetic susceptibility less than crustal lithotypes.

5) Serra do Cabral: Results

To verify the applicability of the method for a real scenario, we used the Serra do Cabral magnetic anomaly. An aerial survey was carried out over an altitude of 1200 m. At survey time (1971), the magnetic field intensity was 24300 nT, its direction was -17° for inclination and -17.5° for declination (Ussami, 1981). We set up a splitting mesh with I varying from -90° to -10° in the negative interval and also from 10° to 90° in the positive one. D values range from -180° to 180°, both with 1° interval. The choice for this range of inclinations avoids numerical instabilities of the RTP transformation. Correlation coefficients were calculated for both positive and negative inclination intervals, with a maximum value reached at 0.7980, which indicates a good correlation between the considered pair of data-sets (i.e., total gradient amplitude (TGA) and vertical derivative (VG) of FRTP). In Figure 6 it is presented the computed correlation coefficients for the Serra do Cabral magnetic anomaly. The maximum coefficient value is obtained for the pair (I(true)=19°, D(true)=159°). Those values are very similar to the inclination direction encountered by Ponte-Neto et al. (2008) (20.5°), but with a different value for the declination (45.2°).

6) Conclusions

In this paper, the cross-correlation method involving the Total Gradient Amplitude and Vertical Gradient of the RTP magnetic data is applied for determining the inclination and declination of isolated magnetic causative sources in subsurface. Firstly we applied the referred method to a synthetic total-field anomaly produced by a dike model. For this test, the method presents very good agreement between the true and estimated magnetization vector direction. To extend the application a bit further, we also applied the cross-correlation in a real dataset, which is known as the Serra do Cabral magnetic anomaly, in Southeast Brazil. The obtained results are in good agreement with previous investigations, specially for the magnetic inclination.

The knowledge of true magnetization directions is an important discovery for inversion methods that determine the distribution of susceptibilities in subsurface and also for filtering techniques. In spite of the utility and ease of the method when faced with other methods, care must be taken when applying the cross-correlation technique in Fourier domain at low latitude areas, where the RTP operator produces numerical instabilities. As an alternative for this problem, it is possible to apply the equivalent layer technique for RTP transformations at low latitudes, once all procedures are computed in the space domain, avoiding numerical instabilities.

7) References

Barbosa, V. C., and J. B. Silva, 2006, Interactive 2d magnetic inversion: A tool for aiding forward modeling and testing geologic hypotheses: Geophysics, 71, L43–L50.

Dannemiller, N., and Y. Li, 2006, A new method for determination of magnetization direction: Geophysics, 71, L69–L73.

Fedi, M., G. Florio, and A. Rapolla, 1994, A method to estimate the total magnetization direction from a distortion analysis of magnetic anomalies: Geophysical Prospecting, 42, 261–274.

Heilbron, M., U. G. Cordani, F. F. Alkmim, and H. L. Reis, 2017, Tectonic genealogy of a miniature continent, in Sao Francisco Craton,

RENE-6: Modelamiento e inversión de datos geofísicos aplicados a la exploración de recursos naturales y energéticos

Eastern Brazil: Springer, 321–331.

Lelièvre, P. G., and D. W. Oldenburg, 2006, Magnetic forward modelling and inversion for high susceptibility: Geophysical Journal International, 166, 76–90.

Li, Y., and D. W. Oldenburg, 1996, 3-D inversion of magnetic data: Geophysics, 61, 394–408.

Oliveira, V. C., D. P. Sales, V. C. F. Barbosa, and L. Uieda, 2015, Estimation of the total magnetization direction of approximately spherical bodies: Nonlinear Processes in Geophysics, 22, 215–232.

Pilkington, M., 1997, 3-D magnetic imaging using conjugate gradients: Geophysics, 62, 1132–1142

Roest, W. R., and M. Pilkington, 1993, Identifying remanent magnetization effects in magnetic data: Geophysics, 58, 653–659.

Ponte-Neto, C. F., V. C. Barbosa, and I. N. Almeida Junior, 2008, Determinacao do arcabouco de fontes magneticas simples atraves do algoritmo genetico: Presented at the III Simposio Brasileiro de Geofisica, Belem, Brasil, 2008, Sociedade Brasileira de Geofisica (SBGf)

Ussami, N., 1981, Interpretacao quantitativa dos dados aeromagneticos na area compreendida entre 42º-47ºW e 15º-19ºS (Minas Gerais, Brasil): Master Thesis, Instituto de Astronomia, Geofisica e Ciencias Atmosfericas, Sao Paulo.

RENE-6: Modelamiento e inversión de datos geofísicos aplicados a la exploración de recursos naturales y energéticos

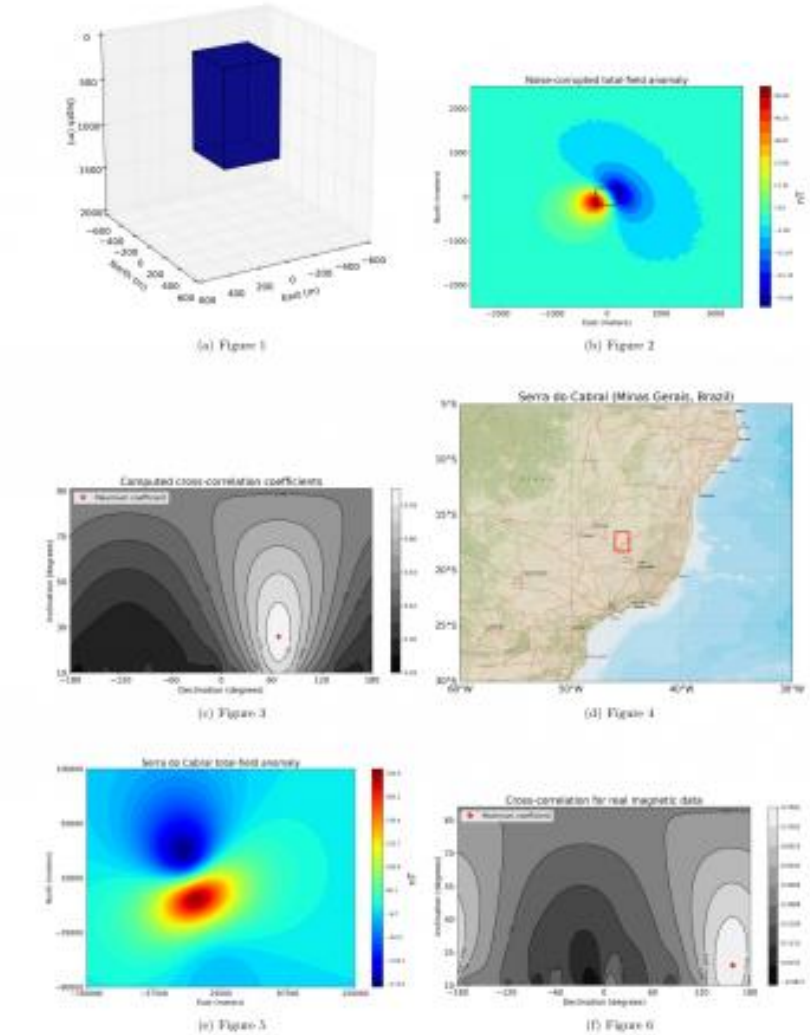


Figure 1: 3D view of dike model used as synthetic data. North and East are represented by X and Y axis, respectively. Figure 2: Total-field anomaly produced by the dike model corrupted by 3 nT of noise and 10% of standard deviation. The dashed line represents the model edges. Figure 3: Distribution of all cross-correlation coefficients that were computed by using the dike model as synthetic data. The red star represent the true pair for inclination and declination reached at the maximum coefficient. Figure 4: Location map of the study area. The red box indicates the Serra do Cabral precise location, in Southwest of Brazil. Figure 5: Magnetic total field-anomaly at Serra do Cabral, Minas Gerais, Brazil. Figure 6: Map of all computed cross-correlation coefficients for the total-field anomaly by real data. The red star indicates the true magnetization direction vector reached at the maximum calculated coefficient.

RENE-6: Modelamiento e inversión de datos geofísicos aplicados a la exploración de recursos naturales y energéticos

Magnetometría aérea del macizo peridotítico de La Cabaña: Desentrañando el emplazamiento de cuerpos ultramáficos en la Cordillera de la Costa, centro-sur de Chile.

Jorge Sanhueza[1], Gonzalo Yáñez[1,2], José Maringue[3], Fernando Barra[4,2].
(1) Departamento de Ingeniería Estructural y Geotécnica, Escuela de Ingeniería, Pontificia Universidad Católica de Chile, Santiago, Chile
(2) Núcleo Milenio Trazadores de Metales (NMTM), Chile
(3) GFDas SpA
(4) Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, Chile

El emplazamiento de rocas ultramáficas en ambientes de prismas de acreción en márgenes convergentes plantea complejidades geodinámicas dada la proveniencia de estos cuerpos desde niveles sub-corticales profundos y su flotabilidad negativa. La presente investigación se enfoca en determinar el o los mecanismos de emplazamiento de los cuerpos ultramáficos mediante estudios geofísicos.

El caso de estudio se ubica en el complejo metamórfico de la Cordillera de la Costa del centro-sur de Chile, siendo uno de los pocos lugares del mundo con rocas ultramáficas emplazadas en un prisma de acreción, que es afectado por una alta tasa de exhumación. En específico, se está trabajando en los cuerpos ultramáficos de La Cabaña (38°32'S), compuestos principalmente por peridotitas parcial a totalmente serpentinizadas localmente con cromita diseminada y ocasionalmente masiva emplazadas en micaesquistos.

Para desarrollar la investigación, se está utilizando la técnica geofísica de magnetometría aérea mediante drones, con el fin de mapear los cuerpos ultramáficos en La Cabaña. Dada la complejidad de acceso de esta zona, esta técnica geofísica aérea no tripulada es particularmente apropiada, adicionalmente los contrastes magnéticos entre las rocas de caja (micaesquistos) y los cuerpos ultramáficos son lo suficientemente significativos para identificar sin ambigüedad la geometría y el tamaño del cuerpo de interés. En el primer estudio realizado en la zona, único en su naturaleza en Chile, se volaron 91 km de líneas magnéticas de orientación EW. Resultados preliminares muestran dos anomalías dipolares de magnitudes entre 100 a 300 nT, asociadas a la presencia de rocas magnetizadas (cuerpos ultramáficos serpentinizados con Cr-magnetita), emplazadas en un basamento metamórfico no magnetizado.

La modelación 3D preliminar del cuerpo ultramáfico principal permite definir una profundidad al techo del cuerpo de 500m, una potencia del mismo orden y sistemas de diques sub-verticales que afloran en superficie en la periferia del cuerpo principal. En torno a la orientación de estos sistemas de diques, parece indicar un posible control estructural NNE en su emplazamiento y/o formación. Su extensión en planta muestra una elongación dirección NS de 3km en su eje largo, mientras que su eje corto de 1km.

RENE-6: Modelamiento e inversión de datos geofísicos aplicados a la exploración de recursos naturales y energéticos

Geological mapping using Poisson´s relationship between gravimetric and magnetometric fields

Renata Sena Santos[1], Cristiano Mendel Martins[2], Nelson Ribeiro Filho[3].
(1) Geophysics, Universidade Federal do Pará (UFPA)/ Universidade Federal do Oeste do Pará (UFOPA), Belém/ Santarém, Brazil
(2) Geophysics, Universidade Federal do Pará (UFPA), Belém, Brazil
(3) Geophysics, Observatorio Nacional (ON/MCTI), Rio de Janeiro, Brazil

We developed a new method of automatic interpretation for the geological mapping through the use of the Poisson Ratio between the gravimetric and magnetometric fields. We first estimate the distribution of the physical properties from the fields. We assume that the different geological units of a region have different physical properties among them, and that the estimation of these parameters allows mapping those units. After these estimation we proceed with the filtering in the space domain to obtain the fields transformed by the application in these estimated physical priorities of a specific transformation matrix to each filter, thus obtaining the filters: Vertical Gravimetric Gradient, Total Field Anomaly Reduced to the Pole and the Integral Vertical of the Total Field Reduced to the Pole. Finally we produce the map of the Poisson Ratio through the ratio between the transformed fields. In the inversions, we used two different regularizing functions, Global Smoothness and Total Variation. This second is the most original contribution of us work, and capable of producing an estimate with the most accurate location of the lithological contacts. We apply these procedures to a synthetic data set of a model that simulates five different geological units, however, one of the units being devoid of the contrast of one of the physical properties with the neighboring unit. Thus, only the mapping of this physical property is incapable of delineating such a unit. If on the other hand, fortuitously this invisible geological unit for one field is source for the other, the estimate from the sensitive field and the Poisson Reason, are supposed to be effective in delineating such a unit. The proposed methodology can be applied to real data, and since the mappings obtained do not demand a priori information, and given the current global coverage of gravimetric and magnetometric satellite data, this methodology can be applied in regions inaccessible directly by geologists, submerged units or units covered by: dense vegetation, weathered layer and layers of ice.

RENE-6: Modelamiento e inversión de datos geofísicos aplicados a la exploración de recursos naturales y energéticos

Comparación de técnicas de conversión sísmica tiempo a profundidad por los métodos vertical stretch y rayo-imagen frente a la migración PSDM en zonas geológicas estructuralmente complejas

Rubén Mauricio Vargas Pabón[1].
(1) Santander, Ciencias, Universidad Industrial de Santander, Bucaramanga, Colombia

Al realizar una campaña de adquisición sísmica, los datos son entregados para su procesamiento con la finalidad de obtener una imagen del subsuelo, centrándose en una visualización en profundidad, pues a partir de esta se tomarán las decisiones para evaluar si continúa o no la campaña exploratoria. Las diversas técnicas de conversión a profundidad son herramientas utilizadas para generar efectividad, calidad y rapidez en el procesado de datos. En el trabajo desarrollado se comparan 3 técnicas de conversión sísmica tiempo a profundidad (vertical stretch, rayo imagen y PSDM (migración en profundidad pre-apilado de Kirchhoff), las cuales son utilizadas actualmente en software libres y licenciados. Se realizó con fin de dar a conocer cuáles de ellas dan mayor confiabilidad, se desarrollan en el menor tiempo, tienen menor costo computacional y necesitan de poco personal calificado, lo que ocasiona un ahorro en proyectos de exploración de hidrocarburos. Se toman dos de ellas (vertical stretch, rayo-imagen) frente a la herramienta PSDM pues esta última es una de la técnica más desarrollada en la industria petrolera. Se eligió un set de datos reales (sísmica 2D de una cuenca sedimentaria en Colombia) con contrastes de velocidades fuertes, influenciada por familias de fallas inversas y normales, en donde se inició con el procesado en tiempo PSTM (migración pre-apilado en tiempo) de la línea 2D generando un modelo de velocidad el cual se utilizó para realizar la conversión a profundidad de las 3 técnicas. La confiabilidad de la imagen se midió por medio de 2 pozos exploratorios con topes estratigráficos los cuales están ubicados en las imágenes generadas. Entre los resultados obtenidos se concluye que la técnica vertical Stretch es útil y rápida en zona con estructuras geológicas simples y con velocidad simple es decir que las velocidades aumenten con la profundidad por lo cual se puede utilizar en zonas con estratigrafía normal no fallada dando una confiabilidad buena. La migración en profundidad PSDM muestra una imagen confiable en sitios deformados por estructuras complejas, su desarrollo se da en tiempos largos, su costo es elevado ya que el tiempo de procesado es extenso en comparación con las otras dos herramientas. Rayo imagen desarrollada en software libre muestra una imagen confiable, su desarrollo es rápido en sitios geológicos complejos, el resultado es bueno por lo cual se puede utilizar al momento de ahorro de costos y de rapidez en resultados.

Obras hidráulicas en el río Burritos posteriores al aluvión de Villa Santa Lucía del 16.12.17

Robinson Díaz[1], Bárbara Astudillo[1], Rodrigo Valenzuela[1], Paul Duhart[2].
(1) Región de Los Lagos, Dirección de Obras Hidraulicas
(2) Oficina Técnica Puerto Varas, Sernageomin

El 16.12.17 se produjo una remoción en masa en la cabecera del valle del río Burritos, del tipo deslizamiento con flujo de detritos y lodo asociados. Estos últimos afectaron tramos de las rutas 7 y 235 y la Villa Santa Lucía en su parte norte lo que afectó directamente a personas que fueron arrastradas por el flujo (Duhart y otros, 2018). El deslizamiento fue desencadenado por precipitaciones intensas (122,8 mm/24 h) con isoterma 0°C elevada (2.700 m s.n.m) posteriores a un periodo de calor (Sepúlveda y otros, 2018). El flujo de detritos y lodo avanzó a través de la caja angosta del río y al alcanzar el sector de Villa Santa Lucía expandió su área y destruyó un porcentaje importante de viviendas. El cauce del río Burritos experimentó variaciones significativas pudiendo generar desbordes. Así, se determinó reconformar la sección del rio Burritos, debido al peligro de inundación por desborde de cauce en Villa Santa Lucía, a través de la modalidad de trato directo con un contrato para obras de emergencia en el Río Burritos, cuya ejecución se encargó a la Empresa Constructora San Felipe S.A. La obra consiste en el encauzamiento de 2.367 m del cauce del río Burritos, que inicialmente correspondería a un volumen a remover de 75.240 m^3 en el plazo de 100 días corridos, con una inversión sectorial de $402.910.200. Los trabajos de encausamiento consisten en la ejecución de una sección tipo trapecial (de carácter referencial según lo permitan las condiciones de terreno), los cuales se desarrollarán entre el kilometraje 2.300 y 4.667. Análisis técnicos determinaron que es de vital importancia generar un estudio que permita caracterizar y predecir el comportamiento del depósito del curso medio-bajo del río Burritos respecto de su interacción con las precipitaciones y caudal. Por otra parte, su caracterización reológica, junto con topografía de detalle, análisis del suelo, entre otros, permitirán efectuar un modelamiento aluvional, a través de softwares especializados, que permitirá definir áreas de riesgo aportando antecedentes técnicos para la toma de decisiones por parte de las autoridades. **Referencias** Duhart y otros, 2018. Remoción en masa de Villa Santa Lucía (16.12.17), Chaitén-Chile: características e impactos. Este congreso (enviado). Sepúlveda y otros, 2018. Características geológicas y geomorfológicas del área de generación de la remoción en masa que afectó Villa Santa Lucía el 16.12.17, región de Los lagos. Este congreso (enviado).

GIAM-SG: Sesión General Geología Ingenieril y Ambiental

Going Deeper: The Importance of Understanding Brittle Fracture Mechanisms in Deep Mining and Tunnelling

Erik Eberhardt[1].
(1) Geological Engineering, University of British Columbia, Vancouver, Canada

The past 50 years have seen considerable advances in both our fundamental understanding of brittle rock fracture and its application in assessing and safely managing highly stressed rock. This has been essential for meeting the global demand for natural resources, energy, and improved civil infrastructure, which have pushed related projects to unprecedented depths. Deep mines in South Africa and eastern Canada are approaching 3000 m depth, with the latter facing high horizontal stresses that are more than twice the vertical overburden stress. Similarly, transportation tunnels in Europe and hydroelectric tunnels in South America and Asia are reaching unprecedented depths as infrastructure development increasingly expands into mountainous regions. The Olmos Trans-Andean Tunnel in Peru experienced overburdens of up to 1930 m. The Gotthard Base Tunnel in Switzerland was constructed with overburdens of up to 2300 m. The tunnels of the Jinping II in China reached maximum overburdens of 2525 m.

These projects have pushed geoscientists and engineers to the limits of current knowledge and design practice. It has become clear that with increasing depth, the influence of geology and in-situ stresses on rock mass response becomes more pronounced. This requires that both geological uncertainty and model uncertainty (related to the applicability of current empirical and numerical design tools developed for lower stress conditions) be fully accounted for and managed. Critical is a need for deeper understanding of pre- and post-peak rock behaviour, including brittle fracture, dilation, and strength mobilization, in order to properly evaluate the potential for stress-induced failure (e.g., spalling, rockbursting, etc.). A review of our understanding of brittle failure will be presented, examining crack initiation and damage processes and the important role confinement plays in suppressing these. Lessons learned from several recent case histories will be presented together with new research developments. These involve the development of improved predictive tools for assessing brittle failure around deep underground excavations together with improved rock support strategies to safely manage these processes for the construction of the next generation of deep underground mines and tunnels.

Control estratigráfico de la circulación de aguas subterráneas en la cuenca Quebrada el Profeta (Precordillera, ca.25°S), determinado mediante Transiente Electromagnética y Gravimetría

Álvaro Sarmiento[1], Pablo Salazar[1], Rodrigo González[1], Teresa Jordan[2], Gonzalo Yáñez[3], Herrera Christian[1].
(1) Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ingeniería y Ciencias Geológicas, Universidad Católica del Norte, Antofagasta, Chile
(2) Department of Earth and Atmospheric Sciences and Atkinson Center for a Sustainable Future, Snee Hall, Cornell University, Ithaca, NY, USA
(3) Departamento de Estructuras y Geotecnia, Facultad de Ingeniería, Pontificia Universidad Católica de Chile, Santiago, Chile

La extrema aridez del norte de Chile provoca que la exploración de recursos hídricos sea una tarea compleja. Una forma de abordar este problema implica utilizar información geológica y geofísica que nos ayude a entender la geometría de las unidades geológicas donde circula el agua subterránea, y que nos permite, además, la estimación de parámetros petrofísicos relevantes para la comprensión de los procesos hidrogeológicos. Debido a que la recarga ocurre en zonas topográficas elevadas, es necesario focalizar los estudios en estas zonas. Con éste propósito tomamos como caso de estudio la cuenca Quebrada el Profeta, una cuenca sedimentaria continental cenozoica, localizada en el flanco occidental de la precordillera (ca. 25°S). El objetivo de este estudio es entender la influencia de la estratigrafía y las estructuras de la cuenca en el control de la circulación de agua subterránea. Para cumplir los objetivos propuestos, se han utilizado las siguientes metodologías: Gravimetría, para estimar la geometría del límite basamento-relleno; y Transiente electromagnética, para conocer la distribución de resistividades en la sub-superficie. Estos datos, en conjunto con información geológica y aeromagnética disponible, permite realizar una interpretación estratigráfica e hidrogeológica del área de estudio. Este análisis permite concluir que el límite basamento-relleno puede ser estimado a una profundidad máxima de 600 m (en ciertos sectores); y el límite de la zona vadosa con la zona saturada varía entre 30 m y 120 m. En particular, correlacionamos el acuífero a la Fm. Aguada de Zorro, y la zona vadosa a la Fm. Pampa de Mulas. El control espacial de los acuíferos es causado por la estratigrafía; mientras que el factor estructural se manifiesta principalmente controlando la estratigrafía. Sin embargo el control estructural directo, mediante fallas que actúan como conductos o barreras para el flujo de aguas subterráneas, no puede ser descartado. La falta de pozos en la zona estudiada nos previene de afirmar de forma absoluta las profundidades indicadas. Sin embargo, estos nuevos resultados aportan información hidrogeológica de mucho valor para explorar, analizar y gestionar la explotación futura de recursos hídricos en el Desierto de Atacama.

GIAM-SG: Sesión General Geología Ingenieril y Ambiental

Influencia del espesor de la zona no saturada y las condiciones atmosféricas hiperáridas en la evaporación

Harry Urqueta[1], Hans Wilke[1], Christian Herrera[1,2].
(1) Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ingeniería y Ciencias Geológicas, Universidad Católica del Norte, Antofagasta, Chile
(2) Centro de Investigación Tecnologica del Agua en el Desierto CEITSAZA, Chile

La interacción hidrológica entre la superficie terrestre y la atmósfera es un sistema complejo y dinámico, más aún cuando existen acuíferos cercanos a la superficie. En climas hiperáridos, la evaporación desde la superficie freática se transforma en el principal proceso físico de esta interacción debido a la escasa ocurrencia de precipitaciones. Algunos trabajos realizados en laboratorio ya han dado luces sobre la importancia de los flujos de calor que ocurren en la superficie terrestre y la zona no saturada en el proceso de evaporación desde suelos desnudos. Entre estos trabajos, las simulaciones que toman en cuenta el espesor de la zona no saturada y las fluctuaciones diarias de temperatura y humedad en el medio poroso y la atmósfera son escasos, debido principalmente a la dificultad de modelar los flujos de agua líquida, de vapor de agua y de calor. Este trabajo analiza la influencia del espesor de la zona no saturada y los flujos de calor inducidos por una atmósfera hiperárida en el proceso de evaporación, utilizando el algoritmo CODEBRIGHT. Para ello, se ha modelado un perfil vertical cuasi unidimensional con datos obtenidos en la Pampa del Tamarugal: series temporales de temperatura y propiedades térmicas del medio poroso, mediciones puntuales de evaporación realizadas por el método del domo y las condiciones atmosféricas medidas por la Estación Meteorológica Canchones. Resultados preliminares muestran que la penetración en el subsuelo de la oscilación atmosférica se pierde en los primeros tres metros de profundidad. Esto tiene gran impacto en la evaporación cuando se sitúa el nivel freático a una profundidad mayor. En el caso de ocurrir evaporación, el frente de evaporación se encuentra cercano a la superficie y su profundidad no depende del espesor de la zona no saturada.

GIAM-SG: Sesión General Geología Ingenieril y Ambiental

Structure and role of peatlands in holding and mixing headwaters from the upper semi-arid Elqui Valley, Chile.

Rémi Valois[1], Jaime Araya Vargas[2], Shelley Mc Donell[1].
(1) CEAZA
(2) Pontificia Universidad Católica de Chile

In a main tributary of the semi-arid Elqui valley called the Estero Derecho, peatlands role is essential because vegetation that grow on is a key resource for biodiversity and livestock, especially at the end of the summer where the only water source is rock glaciers and aquifers connecting glaciers to streams. Thus, characterizing the structure and functioning of the peatlands is important for vegetation development as well as improving the understanding of its hydrogeological role. Longitudinal and transverse Electrical Resistivity Tomographies were carried out with 32 electrodes, which provide vertical cross-sections of resistivity in a peatland localized at an altitude of 2800 m. The quasi-3D approach points out areas where clay and peat development seem to be higher, especially near the main stream and until a depth of about 10 meters. Discharges were measured at the inlet, outlet of the peatland, as well as at the spring and the small stream running from the west side. Conductivity, pH, Oxygen and deuterium were also sampled at those locations. They show that the waters have a different origin and that the peatland is mixing these waters. Geological cores are still being analysed and further investigations are necessary to understand well the role of peatland in mixing different waters and the link between vegetation development and the peatland structure. The combination of geophysical, hydrogeological and soil science tools could clearly improve the knowledge of the peatland functioning and development.

GIAM-1: Geociencias y Vitivinicultura

Flujo de elementos químicos desde la roca a la uva

Pamela Castillo[1], Brian Townley[1], Ignacio Serra[2].
(1) Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile
(2) Departamento de Producción Vegetal, Facultad de Agronomía, Universidad de Concepción, Chillán, Chile

Los nutrientes esenciales para el desarrollo de las plantas son al menos 17 elementos químicos. De acuerdo a la proporción en que éstos son requeridos, se dividen en macronutrientes (C, H, O, N, P, K, Ca, Mg, S) y micronutrientes (Fe, Mn, Zn, Cu, B, Mo, Na, Cl). En ambientes naturales, las plantas obtienen C, H, O y N desde el agua y la atmósfera, el resto de nutrientes provienen principalmente desde la litósfera. La liberación de estos elementos, comienza por la meteorización física, química y bioquímica de las rocas; de manera concomitante se inicia la formación del suelo, que conlleva a una transformación del material parental en minerales secundarios (arcillas y óxidos de Fe), acumulación de materia orgánica y generación de compuestos órgano-minerales, que controlan en gran medida, la movilidad de los elementos en el suelo. Si bien la mayoría de estos "nutrientes" son abundantes en las rocas, varios factores pueden afectar su disponibilidad, por esto las plantas han generado estrategias para su captura a nivel de la rizósfera (Morgan & Connolly 2013) y por ejemplo la vid, es capaz de reaccionar a nivel fisiológico, bioquímico y genético, para responder a la sequía (Serra et al. 2013) y a la falta de nutrientes. En términos generales, el desarrollo de las bayas ocurre mediante un influjo de agua e iones, que son captados por las raíces desde la solución del suelo. Al interior de la planta los elementos son transportados por dos sistemas vasculares, floema y xilema, hacia los diferentes tejidos, para llevar a cabo sus respectivas funciones. Según su patrón de acumulación en uvas de cv. Shiraz, Rogiers et al. (2006) diferenciaron a los nutrientes como móviles a través del floema (K, P, S, Mg, B, Fe, Cu), cuya acumulación es continua hasta la maduración de la uva, y elementos móviles a través del xilema (Ca, Mn, Zn), que se acumulan solamente hasta la pinta. Estudios realizados en cv. Chardonnay (Bertoldi et al. 2011), muestran similares resultados, excepto para Mg que presenta un comportamiento opuesto. Por este motivo, factores como la cepa, edad, fecha de cosecha y manejo agrícola influirán en el contenido de nutrientes en la uva. Resultados del Proyecto CORFO-Consorcio I+D Vinos de Chile en uvas de cv. Carmenere y Pinot Noir en cuatro viñas de la Zona Central, evidencian que características geoquímicas de las rocas parentales, así como diferencias en el grado de alteración del suelo, pudieron ser detectadas en la química de las bayas.

GIAM-1: Geociencias y Vitivinicultura

Influencia de la sedimentología, hidrología y edafología en el desarrollo de raíces en dos viñas de la Comuna de San Rosendo, Región del Biobío, Chile.

Hugo Álvaro Contreras[1], Veronica Pineda[1], Ignacio Serra[2].
(1) Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias Químicas, Universidad de Concepción
(2) Departamento de Producción Vegetal, Facultad de Agronomía, Universidad de Concepción, Chillán, Chile

La relación entre la geología y la viticultura es un campo de investigación poco explorado por la comunidad geológica nacional, y son aún más escasos los estudios que analicen la influencia de la sedimentología y la hidrología sobre el crecimiento de las vides. Con el fin de aumentar el conocimiento sobre esta interrelación en viñedos del Sur de Chile, es que se seleccionaron dos localidades en la comuna de San Rosendo, Región del Biobío (viñas Turquía Norte y Peñaflor), con características contrastantes de sedimentología y condiciones hídricas, que contaban con ejemplares adultos del cultivar Malbec, de edad similar. En cada viña se excavaron 9 calicatas, en las cuales se cuantificó la abundancia del sistema radicular mediante el método del perfil vertical, y se tomaron muestras de suelo a profundidades de 15, 50 y 90 cm para análisis de densidad aparente y textura. Se realizaron análisis sedimentológicos en los suelos de las viñas mediante el método del tamizado y de la pipeta para definir su ambiente de sedimentación. Además, se realizó un muestreo sedimentológico al sector de Turquía y sus alrededores para identificar unidades sedimentarias cercanas. La conductividad hidráulica no saturada (tasa de infiltración) de los suelos de ambas viñas fue evaluada mediante ensayos Porchet. Un balance hídrico anual para ambas viñas fue realizado con el método de Thorntwaite, basado en datos climáticos del año 2017 y parámetros físicos de suelo calculados previamente. Los resultados muestran la presencia de depósitos tipo duna en la Viña Turquía Norte y el sector de Turquía, mientras que los suelos de la Viña Peñaflor fueron clasificados como sedimentos aluviales. Los ensayos hidráulicos indicaron una mayor conductividad hidráulica no saturada en la Viña Turquía Norte en comparación con la Viña Peñaflor. El suelo de la Viña Peñaflor presentó una mayor densidad aparente y mayores cantidades de limos y arcillas en comparación a la Viña Turquía Norte. Los resultados del balance hídrico mostraron déficits hídricos en ambas viñas desde enero a abril y excedentes hídricos desde junio a octubre. Finalmente al evaluar la cantidad de raíces, la cual fue mayor en las vides de la Viña Turquía Norte, se encontró que el suelo de este predio y los sectores enmarcados por las dunas de Turquía, poseen más aptitud para el desarrollo de las plantas que la Viña Peñaflor y los predios ubicados sobre depósitos aluviales provenientes del Batolito Costero.

GIAM-1: Geociencias y Vitivinicultura

Terroir desde la enología: ¿Como la visión de terroir de Francia se puede importar a Chile?

Sebastian Alberto Fuentes[1], FranÃ§ois Massoc[2].
(1) Independiente
(2) Massoc Frères, Chile

El terroir es un concepto abstracto, con variadas interpretaciones, probablemente la más conocida y aceptada es la francesa, que considera cuatro conceptos fundamentales e interdependientes: Agrocultura, Identidad, Territorio y Publicidad. El presente trabajo expone los conceptos y los trabajos realizados en proyectos de zonación organoléptica en viñedos chilenos en busca de la identidad única de terroir. Para lograr el resultado deseado se utilizó el método de zonación organoléptica que tiene por objeto seleccionar cuarteles de uvas, antes de ser vinificados, según sus características aromáticas, sabores y otros aspectos. Esta selección se realiza por medio de la degustación de bayas, antes de ingresar a bodegas. Los cuarteles seleccionados son vinificados por separado, año a año, para realizar un seguimiento de sus cualidades organolépticas. Este concepto de zonificación y micro vinificación ha sido aplicado, sistemáticamente, en viñas pequeñas, como Calyptra y Pandolfi Price en la zona del alto Cachapoal y en Itata respectivamente. En esas áreas se ha usado preferentemente especies de climas fríos, como Chardonnay, Sauvignon Blanc, Riseling y Pinot Noir. Respecto a la cepa Chardonnay, ésta ha sido trabajada con la misma técnica de microvificación, en diversos terroir en los valles de Cachapoal, Itata y Malleco, donde los suelos, climas y viticultura son diferentes. Esta metodología de trabajo ha permitido otorgar una expresión del terroir en los vinos, logrando notoriedad a nivel mundial y generando así resultados visibles del método de zonificación. El trabajo presenta la filosofía francesa del terroir, con el objetivo de buscar similitudes y diferencias con la realidad chilena. En particular, se destaca la necesidad en Chile de replantear la Denominación de Origen, para generar mayor valor agregado a los vinos, buscando un mejor entendimiento de las opciones y aptitudes de cada terroir. Por otra parte, se enfatiza la conveniencia de adoptar en Chile experiencias exitosas de Francia como legislaciones y métodos de trabajo. Como conclusión, se plantean los desafíos que tenemos como sociedad vitivinícola chilena para poder dar un salto en los grandes escenarios del vino, desde la experiencia del viejo mundo

GIAM-1: Geociencias y Vitivinicultura

Microzonicación de cuarteles de Pinot Noir en Fundo Santa Inés.

Sebastian Alberto Fuentes[1], Christopher Celis[1].
(1) Independiente

El fundo Santa Inés, ubicado al suroeste de la cuidad de Chillán, en el sector de Rucapequén (Región de Ñuble), posee viñedos utilizados en la elaboración de los vinos Pandolfi Price y Clos des Fous, entre otros. Dentro del predio existen distintos cepajes y las edades de las plantas son también diferentes. El estudio nace de la inquietud de conocer la litología de las rocas que hoy forman los suelos y del origen de los relieves existentes en el Fundo Santa Inés. Geomorfológicamente, el predio presenta lomajes suaves y hacia el rio planicies, originadas por terrazas fluviales recientes. El fundo Santa Inés cuenta con estudios previos, entre los cuales destacan la existencia de topografía digital y conductividad eléctrica de los suelos. La información bibliográfica, los datos de terreno obtenidos del mapeo de la viña en general (litología, estructuras sedimentarias, fósiles, plegamiento),sugieren que el Fundo Santa Inés está emplazado en depósitos pertenecientes a la Formación Mininco (Plioceno) de génesis fluvial, con niveles de ceniza volcánica. Las areniscas fluviales tanto los clastos de los niveles fluviales, como la ceniza y presencia de líticos volcánicos en las rocas, estos componentes proveniente de la Cordillera de los Andes. El objetivo del mapeo es generar información que permita sustentar la zonificación en los cuarteles y entender por qué algunos de ellos, plantados con Pinot Noir, muestran subdesarrollo en ciertos sectores del mismo cuartel (hileras con desarrollos diferenciados). Con los resultados obtenidos se proponen planes de manejo específicos y diferenciados (riego, planes nutricionales, estilos de poda, entre otros) sobre los micro-cuárteles propuestos.

GIAM-1: Geociencias y Vitivinicultura

Potencial de las calizas en la vitinicultura chilena en los Valles de Limarí, Alto Maipo y Cachapoal.

Sebastian Alberto Fuentes[1], María Eugenia Cisternas[2], Hector Rojas[3].
(1) Independiente
(2) Instituto de Geología Económica Aplicada, GEA, Universidad de Concepción, Concepción, Chile
(3) Viticultura, Tabali, Ovalle, Chile

El sustrato de la viña, además de ser el sustentáculo de las plantas, el almacén de agua y nutrientes que éstas utilizan, es el regulador de los elementos del clima percibido por la planta. El pH del sustrato se relaciona con importantes elementos como la estructura y la nitrificación, con determinados equilibrios nutricionales y con distintas deficiencias y toxicidades, lo cual tiene una gran influencia en la calidad del vino. De este modo, es posible considerar, que a grandes rasgos, la litología del sustrato influirá en las propiedades de degustación de los vinos. En Europa en general y, particularmente en Francia, se considera que la complejidad de un sustrato calcáreo, se traspasa a las vides y finalmente al vino, siendo determinante en la calidad de éste, como ocurre en los mejores vinos provenientes de la "Romanée-Conti y Vosne-Romanée" ambas denominaciones de origen con suelos calcáreos. Esta noción se ha ido lentamente instalando en Argentina en años recientes, sin embargo, en Chile aún no ha sido explotada intensivamente, lo que se evidencia en la baja plantación de viñas en valles labrados en secuencias calcáreas. Sobre la base de la intersección de características geológicas (litofacies) y geomorfológicas (relieve) del sustrato calcáreo marino (franjas de calizas del ciclo del Jurásico y ciclo Cretácico Temprano) y características climáticas locales en los valles vitícolas del Limarí, Alto Maipo y Cachapoal, se proponen áreas potenciales para plantaciones de cepajes con mayor probabilidad de adaptación a las condiciones que ofrece ese terroir. Este trabajo intenta dar una respuesta a las frecuentes preguntas sobre la ubicación de las calizas en Chile y su potencial para ser utilizadas en la industria vitivinícola.

GIAM-1: Geociencias y Vitivinicultura

Estudio edafológico, geomorfológico y geológico de los suelos de la bodega Corazón del Sol, Distrito Los Chacayes, Departamento de Tunuyán, Mendoza, Argentina.

Javier Gomez Figueroa[1], Cristian Moor [2].
(1) Universidad Nacional de Cuyo, Argentina
(2) Bodega Corazón del Sol , Argentina

Resumen

Este estudio busca evaluar y clasificar los recursos edáficos de la bodega Corazón del Sol, la relación entre los diferentes tipos de suelos y las plantas de vides, así como la influencia que tiene el riego en este ecosistema. Los suelos de esta comarca corresponden a depósitos de abanicos aluviales conformado por los depósitos fluviales de la cuenca del río Tunuyán. Se realizaron 12 calicatas en los diferentes Bloques de la Finca, donde se reveló la heterogeneidad de los mismos. Los suelos del Bloque 13 y 22 se encuentran integrados por 2 niveles, el 1 formado por un suelo arenoso y 2 nivel por un ortoconglomerado, recubiertos totalmente de carbonatos. En cambio los suelos del Bloque 6, son pobres en estructura, gran cantidad de cantos rodados, inmersos en una matriz arenosa, con una distribución caótica.

Abstract

This study seeks to evaluate and classify the edaphic resources of the Corazón del Sol winery, the relationship between the different types of soils and the vines plants, as well as the influence of irrigation in this ecosystem. The soils of this region correspond to deposits of alluvial fans conformed by the fluvial deposits of the basin of the Tunuyán river. 12 pits were made in the different Blocks of the Farm, where the heterogeneity of the same was revealed. The floors of Block 13 and 22 are integrated by 2 levels, the 1 formed by a sandy soil and 2 levels by an orthoconglomerate, covered entirely by carbonates. On the other hand, the soils in Block 6 are poor in structure, with a large amount of boulders, immersed in a sandy matrix, with a chaotic distribution.

Introducción

En los últimos años se ha comenzado a prestar más atención al suelo a la hora de estudiar los viñedos. Ya no sólo bajo la mirada y alcances de la edafología como tal, sino que se buscan explicaciones en la Geología. Altura, tipos de suelo, clima, vientos, precipitaciones, cantidad de horas sol, técnicas de cultivo, y vinificación, son elementos que combinados entre sí, constituyen indicadores de lo que definen un "Terroir". En ese conjunto de factores, el terreno juega un papel protagónico, por lo que a partir de un estudio técnico se puede entender la potencialidad del suelo que se desarrolla sobre el sustrato rocoso, el cual influye directamente en el rendimiento de las vides y, por lo tanto en la calidad y características del vino. La bodega Corazón del Sol ubicada se localiza en el distrito de Los Chacayes, Departamento de Tunuyán, Mendoza. Los suelos de esta zona son resultado de la coalescencia de una serie de abanicos aluviales que bajan de la Cordillera de los Andes, los cuales han sido generados a partir de depósitos fluviales antiguos cubiertos por depósitos aluviales con una gran variabilidad de materiales, por lo que se pueden encontrar suelos pedregosos o con gran cantidad de limos y arenas que varían en pocos mts. El estudio llevado a cabo tiene como propósito analizar las características geográficas, geomorfológicas, geológicas y edafológicas, a través de una investigación in situ, para realizar la evaluación y clasificación de los recursos edáficos de la bodega.

Información general del área de estudio

La bodega Corazón del Sol geográficamente se encuentra ubicada en el centro - noroeste de la provincia de Mendoza, a los 33° 35´ de latitud Sur y 69° 12´ de longitud Oeste. La Finca presenta una extensión de 8 ha. distribuidas en los bloques 6 (3.34 ha.), 13 (3.23 ha.) y 22 (1.21 ha). Existen diferentes variedades de vides entre las que se destacan Malbec, Cabernet Sauvignon, Syrah, Merlot, Garnacha y Mourvedre. La altura topográfica varía entre 1000 a 1200 msnm. y se asocia a un clima continental con fríos muy intensos y marcada amplitud térmica. Temperaturas máx. durante el día de 42° y hasta 5° en la noche. Las precipitaciones alcanzan los 320 mm anuales. La nubosidad es baja y la evaporación fuerte. El relieve regional está caracterizado por una suave pendiente que inclina al SE formada por la bajada pedemontana de la vertiente oriental del Cordón del Plata. La inclinación de esta superficie alcanza los 2°30´ en los sectores proximales, disminuyendo hacia el naciente.

GIAM-1: Geociencias y Vitivinicultura

Contexto geológico y tectónico

El área de estudio se ubica al S de los 33ºS, latitud establecida como límite entre las partes central y sur de los Andes Centrales. La bodega se ubica en la depresión tectónica del Graben del Tunuyán cuyo límite septentrional es San José y límite austral es Pareditas. Este Graben del Tunuyán conforma la Depresión Huarpe integrada por unidades sedimentarias que registran el lapso Pleistoceno-Holoceno. Dicha depresión se desarrolla al pie de la Cordillera de los Andes, compuesta a esta latitud por dos provincias geológicas: la Cordillera Principal (CP) y la Cordillera Frontal (CF) al E. CP, unidad morfoestructural fuertemente dislocada por movimientos tectónicos, con cadenas montañosas de orientación N-S y alturas superiores a los 5000 msnm. Se caracteriza por la presencia de rocas sedimentarias marinas y continentales del Jr, K y Cz, que apoyan sobre un zócalo de mayor antigüedad . La CF conforma un frente montañoso definido por un sistema de fallas inversas longitudinales con vergencia al E, que limitan con la Cordillera del Tigre y los cordones del Plata y del Portillo, elevaciones de 4000 - 5000 msnm. En esta unidad predominan las rocas volcánicas del Grupo Choiyoi de edad Permo-Triásico. En el ámbito del Graben de Tunuyán, se reconocen cuatro ciclos de agradación fluvial pedemontana, asociadas a los sucesivos levantamientos neotectónicos de la Cordillera de los Andes. La asignación cronológica de las dichas unidades se basa en el modelo vigente para la época de 4 glaciaciones del hemisferio norte, y en menor medida en criterios tectónicos.

Metodología

El objetivo que guía este trabajo es conocer los diferentes tipos de suelos de los bloques (13, 22 y 6) pertenecientes a la bodega y la relación que existe entre las diferentes variedades de vides. En este contexto el área de estudio fue analizada desde el punto de vista geográfico, geomorfológico, geológico y edafológico. El análisis mediante sensores remotos permitió reconocer las diferentes superficies aluviales en función de parámetros tales como aspecto, elevación, patrón de drenaje y desarrollo de vegetación en una escala de trabajo de 1: 25.000. A partir del estudio in situ se decidió hacer 12 calicatas para estudiar la relación entre la geomorfología del terreno y el suelo donde están plantadas las vides. Se tomaron muestras de cada una de las calicatas y se realizaron estudios de Volumen de Sedimentación (VS). **RESULTADOS** *Bloque 6*. Se identifica un solo nivel de suelo que se encuentra compuesto por cantos rodados de rocas ácidas (granito, diorita y andesita). Los bloques tienen una gran variabilidad de tamaños lo que indica la mala selección del depósito. Los clastos son de forma redondeada a subredondeada. La disposición es caótica. No hay presencia de carbonato de calcio en las rocas. La matriz está compuesta por una arenisca media a gruesa, rica en cuarzo. Por lo general la proporción de matriz es de 30 - 35 % con respecto a los cantos rodados de 65 - 70 %. Este suelo es definido como un Ortoconglomerado. *Bloque 13:* las características edáficas son bastante diferentes. Se identifican 2 niveles de suelos bien distintivos. El nivel 1 formado casi exclusivamente por material arenoso (arena media a fina), en algunas partes con mayor componente de limos. Presenta escasos clastos redondeados, de pequeño a mediano tamaño (generalmente no pasan los 20 - 30 cm) dispuestos aleatoriamente en la matriz del suelo, con buena a media selección. Estos clastos se encuentran parcialmente recubiertos de carbonatos. Se identifica un depósito con buena estructura y con una excelente capacidad de retención de agua. Buena penetrabilidad de raíces. Buena continuidad lateral y presenta un espesor de 0.40 a 0.65 m. Los estudios de VS definen este tipo de suelo franco arenoso. El nivel 2 del perfil de suelo está definido como un Ortoconglomerado con gran abundancia de clastos de diversos tamaños, muy mala selección, redondeados a subredondeados y fuerte alteración de carbonatos que recubren de manera parcial a total a los clastos. La matriz se presenta de manera intersticial y se integra por una arena media a gruesa compuesta principalmente de cuarzo, con pequeños asomos de materia orgánica y limos. El contacto entre estos dos niveles de suelo es neto. La proporción de matriz es de aproximadamente un 30%, aunque varía en algunos sectores hasta casi el 50 %. En todo este Bloque se identifican plantas con muy buen vigor y un excelente desarrollo foliar, 9/10 racimos por plantas. Raíces con muy buen desarrollo, penetrando hasta los 1.40 m, de manera vertical, de color pardo oscuro. *Bloque 22* presenta características similares al Bloque 13, también con 2 niveles de suelo. El nivel 1 formado por un suelo franco limo/arenoso, con buena estructura y de espesor reducido e inconstante, en algunos casos de escaso desarrollo. Se conforma por cantos rodados, de tamaños reducidos que no están recubiertos por carbonatos. Excelente penetrabilidad de raíces, buena estructura del suelo, buena porosidad y presencia de humedad. Ensayos de VS definen al suelo como arenoso. El nivel 2 del suelo es un Ortoconglomerado con importante presencia de clastos con una orientación sobreimpuesta. Mala selección, diversidad de tamaños, clastos redondeados a subredondeados. La presencia de carbonatos en este nivel es notoria cubriendo a la rocas de manera casi total. La matriz de este nivel es una arena fina a media con menor participación de limos. Proporción de matriz aproximadamente de entre 30 - 35%. Las plantas en este sector del terreno tienen buena vigorosidad, con muy buen desarrollo foliar y raíces de importante envergadura, penetrando hasta los 1.50 mts de profundidad.

Conclusiones

Los suelos analizados en los bloques 13, 22 y 6 tienen un origen fluvial antiguo con aportes aluviales más jóvenes. Los depósitos fluviales del río Tunuyán tuvieron gran desarrollo durante el Pleistoceno, originando depósitos de cantos rodados, de media a mala selección, que se depositaron en casi toda la bajada pedemontana del Valle de Uco. En este trabajo se atribuye este depósito a la Formación La Invernada. Para los Bloques 13 y 22 la característica principal radica que presentan 2 niveles de suelos: Nivel 1 formado por un suelo arenoso, y en menor cantidad limoso, con algunas pequeñas intercalaciones de cantos rodados recubiertos parcialmente por carbonatos. El nivel 2 es un ortoconglomerado con abundancia de clastos de rocas ácidas, de media selección, recubiertos casi totalmente de carbonatos. La matriz es arenosa y se encuentra en diferente proporción. Malbec y Cabernet Sauvignon son variedades de vides que se adaptan a este tipo de perfil de suelo, ya que desarrollan grandes raíces lo que genera plantas con una importante vigorosidad (buena capacidad de retención de agua), traducida en troncos leñosos de unos 25 a 35 cm de diámetro, excelente desarrollo foliar e importante cantidad de racimos de uvas por planta. Los suelos del Bloque 6 son pobres en estructura, con gran cantidad de cantos rodados de muy mala selección inmersos en una matriz arenosa de color pardo amarillento que varía en sectores de matriz sostén a clasto sostén. Presentan distribución caótica y no están recubiertos de pátina de carbonato. Son suelos muy permeables con baja capacidad de retención de agua. Esto indica la falta de madurez de este depósito. Las plantas son de baja expresión y vigorosidad con raíces de pequeños tamaños que en ningún caso superan el metro de profundidad. La ubicación del Bloque 6 entre 2 arroyadas pedemontanas condiciona los suelos de este sector de terreno. Diferentes litologías encontradas en tan pocos metros origina suelos de diversas características edafológicas. La expresión de diferentes tipos de Terroirs da como resultado vinos de alta calidad vínica. A partir de entender la complejidad del suelo se puede entender el reservorio de agua que interacciona con las raíces. Es en base a este conocimiento que se propone un cambio en la administración de la forma de riego utilizada. Los suelos altamente pedregosos como el del Bloque 6, tienden a no retener agua; diferente para los suelos de los Bloques 13 y 22 que presentan mejores características edafológicas y desarrollan plantas de mayor vigorosidad y productividad.

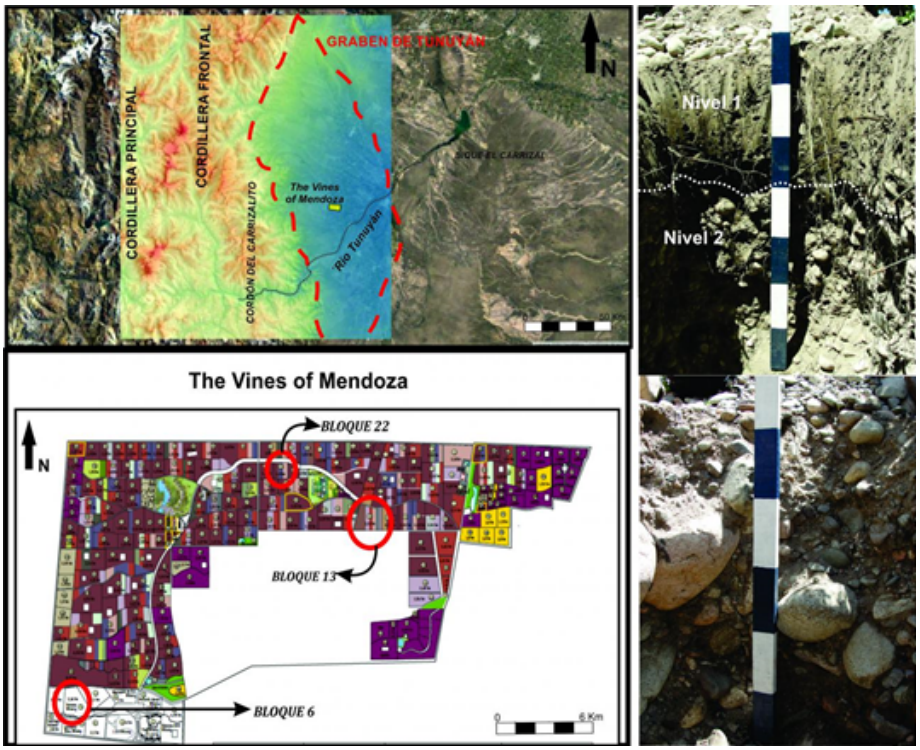


Figura 1: Unidades morfoestructurales del área de estudio. Figura 2. Esquema de ubicación de los Bloques de vides pertenecientes a la Bodega Corazón del Sol. Figura 3: : Principales características del suelo de la calicata 2 del Bloque 13. Observe el color blanco de los clastos del nivel 2, esto es debido a la cubierta de carbonatos que presentan. Figura 4: Principales características del suelo de la calicata 10 del Bloque 6. Observe en la foto de la izquierda el tamaño de los cantos rodados que constituyen el suelo (la escala métrica es de 20 cm.).

GIAM-1: Geociencias y Vitivinicultura

The role of hydrogeology in the development of viticulture

Sofía López[1], Pamela Castillo[1], Ignacio Serra[2], Brian Townley[1], Paulina Flores[3].
(1) Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile
(2) Departamento de Producción Vegetal, Facultad de Agronomía, Universidad de Concepción, Chillan, Chile
(3) Consorcio I+D Vinos de Chile, Chile

Management of irrigation in vineyards turns out to be one of the main factors in the quality of berries. Excess of water results in large berries, with reduced anthocyanins and sugars. On the other hand, a deficiency of water produces small berries without flavor, reduces yield and decreases roots development (Jackson, 2014). However, not only the amount of water is important but the composition and quality of water directly affects how the plants grow, their productivity and the physical conditions of the soil (Bauder et al, 2011). In this context, the study of hydrogeology in both physical and chemical aspects of the basin in which vineyard are located can generate knowledge that impacts administration, management and sustainable development of the vineyards, as well as generate criteria for the selection and mapping viticultural potential. In order to identify the hydrogeological parameters that can influence the management of viticulture, four vineyards of the Central zone of Chile located in San Antonio, Casablanca, Santa Cruz and San Javier were studied. In each basin, a hydrogeological analysis was carried out, where ground levels were measured and a mapping of the water network was elaborated. In addition, samples of irrigation, dam and groundwater were taken in which major, minor and trace elements were analyzed and physicochemical parameters were measured. The results show that the hydrogeological characteristics such as the location of water network and the presence of paleochannels allow delimitation of sectors by vigor of the grapevines. Likewise, monitoring the water level in different points of the vineyard allows more efficient irrigation management. Both factors allow selecting properties or zoning vineyards depending on the grapevine grower´s production goal: quantity or quality. In chemical aspects, the study of the interaction between water and soil or rock allows determination of the origin of nutrients available in water and therefore improves management of fertilizer applications. As an example, in the Santa Cruz vineyard, water has a high content of nitrate and sulfate, which could reduce the application of fertilizers. Regarding water quality, in San Antonio vineyard marine aerosol, evaporation and weathering of plagioclase in the substrate may concentrate Na^+ and Cl^- in water, which is harmful, and is reflected in the low yield of the vineyard. Acknowledgements: This work was supported by CORFO and I+D Consorcio Vinos de Chile.

GIAM-1: Geociencias y Vitivinicultura

Caracterización geo-vitivinícola en Chile desde la región de Atacama a la región de Aysén.

María Francisca Olivares[1], Luis Acevedo[1], Pamela Castillo[1], Brian Townley[1], Paulina Flores[2].
(1) Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(2) Consorcio I+D Vinos de Chile

Chile es actualmente uno de los países reconocidos a nivel mundial por su producción de vino. A pesar de esto, la producción vitivinícola nacional ha tendido a darle mucho más importancia a las condiciones climáticas que a las características edáficas y geológicas de sus viñedos. En este contexto, nuestra investigación tiene por objetivo realizar una caracterización geo-vitivinícola de Chile, para entregar criterios geológicos y geomorfológicos que puedan ser de interés en la evaluación de predios agrícolas de viticultivo, utilizando un lenguaje y una categorización de las unidades geológicas de manera accesible para usuarios de otras disciplinas. Este trabajo se enmarca en el proyecto *"Influencias Geológicas, Mineralógicas y Geoquímicas del Cultivo de la Vid en Chile"* financiado por CORFO y el Consorcio I+D Vinos de Chile. Para esto, se realizó un mapa a escala 1:1.000.000 con la intersección de la geología generada por el SERNAGEOMIN (2004) y los 17 valles vitivinícolas establecidos en el Decreto 464, redefiniendo los límites de los valles en base a criterios morfológicos. Para esta delimitación se utilizaron las cuencas hidrográficas generadas por la DGA, imágenes satelitales y el DEM de Chile de 30 m de resolución. Entre los resultados principales se encuentra la definición de los valles vitivinícolas y una descripción detallada de la geología de cada uno de estos. Se observó que el territorio chileno se caracteriza por presentar variaciones geológicas y morfoestructurales tanto norte-sur como este-oeste. También, se incorporaron capas con criterios geomorfológicos a partir de mapas de aspecto y pendiente. Adicionalmente, se evaluaron tres posibles valles vitivinícolas en la Región de Aysén, donde actualmente el clima no permite la vitivinicultura. Esto se realizó considerando las características geológicas y geomorfológicas de los 17 valles vitivinicolas establecidos y la geografía de la región. Cada uno de estos presentan unidades de roca particulares, los cuales pueden representar interesantes *terroirs* en un escenario de cambio climático pronosticado. Finalmente, a modo de prueba, se realizó para el Valle de Casablanca un estudio de las aguas subterráneas mediante datos proporcionados por la DGA y un mapeo a mayor detalle en base a la carta geológica de Valparaiso-Curacaví y para el Valle de Copiapó, un mapeo de arcillas mediante técnicas de teledetección en base a imágenes ASTER.

GIAM-1: Geociencias y Vitivinicultura

Geochemistry of substrate/soil interface in vineyards: Applications to mineral characterization and land evaluation

Sebastian Plaza[1], **Brian Townley**[1], Pamela Castillo[1].
(1) Geologia, Ciencias Fisicas y Matematicas, Universidad de Chile, Santiago, Chile

In vineyards land management strategies seldom take into consideration the geological properties of the surroundings and substrate. Emphasis is placed on soil mostly from an agronomical perspective; hence no discrimination is based on substrate properties and characteristics of the critical zone. In this study we present the results of a systematic multi element geochemical study of the substrate / soil interface in a Pinot Noir vineyard located near Malvilla, San Antonio province, Chile. The vineyard is emplaced over an abrasion terrace in which the main lithologies present are stratified marine sedimentary rocks of the Miocene – Pliocene Navidad formation and upper Triassic to lower Jurassic intrusives of the Cartagena gneissic diorites. Sampling at the vineyard was carried out on a regular 200 x 200 sq m grid, with a total of 42 samples, covering both the vineyard and the surrounding non cultivated area. Sample duplicates and standards were included for quality control. Samples were taken at depths of approximately 40 cm in 1 x 1 sq m pits, from the top substrate, immediately below the soil profile. Samples were analyzed at a commercial laboratory for a multi element package by means of 4 acids digest and ICP-OES-MS combined determinations. Data processing was carried out by univariate, population and multi variate statistical analysis, both for interpretation and development of geochemical interpolation maps. Results indicate that elements Fe, Ti, Co, Mn, V, La, Cr, W, Zr, Sn, Sc, Hf, Ta, Nb, Ga, In, and REE are associated to lithogenic/ pedogenic processes resulting from weathering of inherited material of the intrusive gneissic diorites. Elements Ca, Mg, Sr, Na, K, Rb and Ni are associated to lithogenic/ pedogenic processes resulting from weathering of inherited material of the marine sedimentary rocks of the Navidad formation. Finally, element associations such as As, Sb, Ba, W, Hf, Cs, Pb, P and Cu may be associated with anthropogenic activity, distribution coinciding with the area intervened by soil removal and application of fertilizers, fungicides and pesticides. In terms of application, substrate/ soil geochemical distributions reflect basement rocks and regolith weathering products, in the case of this study, the vineyard cultivation zone influenced by both types of substrates, hence having a mixed substrate source with clearly different geochemical compositions. Research was supported by project CORFO 12CTI 16788-03P3.

GIAM-1: Geociencias y Vitivinicultura

Geofísica somera en viñas: mapeo de resistividad eléctrica en viñedos de la zona central de Chile

Gonzalo Yanez [3], Meza Francisco[2,1], **Jaime Andres Araya[3,4]**, Damián Tosoni[3,4], Ronny Figueroa[3], Nicolas Perez[4].
(1) Pontificia Universidad Católica de Chile
(2) Agronomia, Agronomía e Ingeniería Forestal, Pontificia Universidad Católica de Chile, santiago, Chile
(3) Estructuras y Geotecnia, Ingeniería, Pontificia Universidad Católica de Chile
(4) Centro de Excelencia en Geotermia de los Andes (CEGA), Chile

El riego de viñedos en forma tecnificada, mediante sistemas de riego por goteo, es una práctica ampliamente utilizada en la industria vitivinícola de Chile puesto que permite un eficiente uso del recurso hídrico, asegurando una distribución homogénea de la humedad irrigada al suelo y también controlar las cantidades de agua aplicadas en función de requerimientos fisiológicos y estrategias productivas específicas. No obstante, ser una tecnología de avanzada, debido a la heterogeneidad de los suelos aún hay problemas en el uso de esta tecnología ya que no se puede monitorear de manera eficiente la variabilidad espacio temporal de la humedad del suelo antes y después de los eventos de riego. Con el fin de abordar esta brecha de conocimiento, se efectuó un estudio de resistividad eléctrica de corriente continua en la localidad de Pirque, región Metropolitana. El método eléctrico de corriente continua permite obtener una representación de la resistividad eléctrica del subsuelo. Esta resistividad eléctrica del medio está en directa relación al contenido de humedad del terreno y las soluciones salinas presentes. En ambientes de suelo con importantes contenidos de gravas poco consolidadas, los valores de resistividad eléctrica se encuentran en el rango de 10-100 ohm, siendo los valores más altos de este rango aquellos asociados a zonas con bajos contenidos salinos (por ejemplo, próximos a aguas de deshielo). El presente estudio, inédito en su naturaleza en Chile, se llevó a cabo en un viñedo del piedemonte andino en la comuna de Pirque en los meses de enero y abril del 2018. El diseño del experimento consideró un perfil 2D a lo largo de la corrida de parras, y un experimento 3D cruzando un sector de parras y las zonas laterales a este. Se consideró una separación dipolar de 1m, con un alcance a profundidad de 1.5m. La separación entre parras es de aproximadamente un metro, al igual que la separación entre los puntos de irrigación por goteo. Los resultados preliminares muestran que la zona húmeda presenta un espesor del orden de 1m, y su distribución lateral no es homogénea. Próximos a la ubicación de las raíces de cada parra la resistividad aumenta, evidenciando una zona de absorción de la humedad. Este primer resultado será complementado con observaciones en el año para evaluar la influencia estacional en este proceso de distribución y migración de fluidos en el tiempo.

GIAM-2: Geoquímica Ambiental: contaminación y polución de ambientes superficiales

Caracterización Geoquímica de los Suelos en la Cuenca de Rancagua (34°S-34°15'S Y 70°30'O-71°O). Region del Libertador General Bernardo O´Higgins.

Guillermo Aliaga[1,2], Ana Valdes[2], Paola Ramirez[2], Katja Deckart[1].
(1) Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(2) Unidad de Peligros Geológicos y Ordenamiento Territorial, Servicio Nacional de Geologia y Mineria, Santiago, Chile

El presente trabajo desarrollado en conjunto con el Servicio Nacional de Geología tiene por objetivo caracterizar, por medio de la geoquímica, la condición actual de los suelos urbanos y agrícolas en la Depresión Central en el área de Rancagua.

Metodológicamente en primer lugar se consideró el procesamiento matemático-estadístico de la base de datos obtenida a partir de los análisis químicos de las muestras levantadas (20 a 30 cm profundidad). A partir de este proceso se desarrolla la línea base geoquímica de suelos, la cual considera la caracterización de los elementos químicos según su concentración (*análisis boxplot*) y distribución espacial. Posteriormente se consideró la aplicación de herramientas estadísticas (*A. Comp. Principales y A. Factorial*) para analizar la base de datos geoquímica. Esto permitió interpretar la información contenida, logrando caracterizar asociaciones geoquímicas e identificar posibles fuentes de proveniencia mediante *Factor de Enriquecimiento*.

Dentro de los resultados, en relación a procesos antropogénicos destacan las asociaciones geoquimicas *Cu-Mo* y *As-S-Ga-Hg*. Las altas concentraciones y distribución que presenta el par elemental *Cu-Mo* en la ribera sur se relacionan al uso de aguas de regadío provenientes del río Cachapoal (Sudzuki, 1960). El alto contenido de metales en las aguas se debe en parte a la removilización de material proveniente de los depósitos de relave, Tranques Barahona y Cauquenes, ubicados aguas arriba (Lacassie, 2008). La asociación *As-S-Ga-Hg*, tiene en parte su origen en las emisiones de material particulado por parte de la fundición Caletones. (Romo-Kroger et al. (1994). Se hace necesario resaltar que las relaciones geoquímicas entre los elementos en este tipo de ambientes de deposición son complejas ya que existe una superposición de señales geoquimicas según la multiplicidad de fuentes. Destaca también la asociación *C-P*, relacionada con la intensa actividad agrícola desarrollada en la zona y la asociación *Pb-Cr-Ni*, relacionada con la combustión de combustibles fósiles en zonas urbanas e industrial. Desde el punto de vista medio ambiental, el Cu y el As revisten el mayor interés ya que presentan, en determinados casos, concentraciones que se encuentran por sobre los valores definidos como aceptables en las diferentes normativas internacionales consultadas. Se reconoce en aquellos elementos la capacidad de ser potencialmente peligrosos para la calidad medio ambiental e incluso para la salud humana.

GIAM-2: Geoquímica Ambiental: contaminación y polución de ambientes superficiales

Evaluación de la contaminación por metales pesados en un sitio abandonado en una zona árida costera urbana del norte de Chile

Franko Arenas Díaz[1], Barbara Fuentes Siegmund[2], Arturo Reyes Román[3], Francisco Flores Chila[2], Francisco Flores Chila[2].
(1) Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ingeniería y Ciencias Geológicas, Universidad Católica del Norte
(2) Departamento de Ingeniería Química, Facultad de Ingeniería y Ciencias Geológicas, Universidad Católica del Norte, Antofagasta, Chile
(3) Laboratorio de Aguas, RILES y Gestión de Residuos Mineros, CICITEM, Antofagasta, Chile

En la comuna de Taltal (Región de Antofagasta) se encuentra un sitio denominado Planta Lado de Enami (PLE), el cual fue catalogado como "sitio con potencial presencia de contaminantes". Este se encontraría contaminado por metales pesados producto del acopio de residuos mineros procedentes de la extracción aurífera. Debido a esto, PLE fue calificado como sitio prioritario para su estudio y tratamiento. El objetivo de este trabajo fue (1) realizar un muestreo y caracterización geoquímica del suelo del sitio y (2) evaluar el riesgo ambiental del mismo. La metodología utilizada contempló el diseño de una grilla, muestreo superficial de suelo, caracterización geoquímica por ICP-masa y mineralógica a través de DRX, permeabilidad y relación de absorción de sodio (RAS). Posteriormente se calculó factor de enriquecimiento (FE), índice de geoacumulación (I_{geo}) y se realizó una evaluación de riesgo para la salud humana. Las características del suelo fueron: pH alcalino entre 6,95 y 9,76; conductividad eléctrica heterogénea entre 1,95 y 118,00 mS cm^{-1}; RAS de 5,97 y velocidades de infiltración entre 3,66 y 53,88 cm/h. La DRX mostró que el suelo se encuentra formado principalmente por cuarzo (82,64%), caolinita (5,30%) y alunita (5,15%). Entre los contaminantes del sitio se observaron altas concentraciones de metales pesados tales como 283 $mg{\cdot}kg^{-1}$ Cu, 2691 $mg{\cdot}kg^{-1}$ As, 46,50 $mg{\cdot}kg^{-1}$ Hg, entre otras. El FE clasificó las concentraciones en PLE como "severas" para Cu y As, con medianas de 15,52 y 12,53 respectivamente. Además, el I_{geo} determinó una contaminación "muy fuerte" por los mismos elementos, promediando 15,49 para Cu y 9,93 para As. La evaluación de riesgo ambiental identificó las rutas de exposición de la contaminación para la población, estas son: exposición primaria, por ingestión accidental e inhalación de suelo y polvo y secundaria, por ingestión de alimentos y sedimentos marinos y agua de mar. PLE se encuentra fuertemente contaminado con metales pesados, los que superan concentraciones de diversas normativas internacionales. Es por estos niveles de contaminación, su cercanía con la población y costa, la ausencia de medidas de protección de perímetro y/o confinamiento y el riesgo ambiental asociado que es necesario reducir o eliminar dicho riesgo para poder garantizar así la adecuada calidad del entorno. Este proyecto se realizó gracias al financiamiento del Proyecto FIC-R 2014 30320122-0 del GORE Antofagasta y CONICYT.

GIAM-2: Geoquímica Ambiental: contaminación y polución de ambientes superficiales

The urban geochemical mapping of Santiago: distribution, sources and potential hazards from Potentially Toxic Elements (PTEs) in soils

Antonio Aruta[1], **Claudia Cannatelli[3,2]**, Stefano Albanese[1], Linda Daniele[3,2], Jamie Buscher[3,2], Attila Petrik[1], Annamaria Lima [1], Benedetto De Vivo[5,4].
(1) DiSTAR, Universidad de Napoles
(2) Centro de Excelencia en Geotermia de los Andes, FCFM, Universidad de Chile
(3) Geologia, Universidad de Chile
(4) Benecon Scarl
(5) Universidad Pegaso

In Chile almost 90% of the total population lives in urban areas, making the need for studies on environmental conditions of urbanized areas a relevant topic, due to the huge amount of human lives potentially exposed to contaminants. Potentially Toxic Elements (PTEs) are considered the most ubiquitous contaminants in anthropized areas and they are specially enriched in soils together with some organic compounds (PAHs and PCBs). With the purpose of starting a geochemical prospecting of the conurbation of Santiago (featuring a total of 6,158,080 inhabitants with a density of 9,601 people/km²), the surface of the "Comuna" of Santiago, which roughly corresponds to downtown, was covered by a virtual sampling grid used as a reference for soil collection. During Spring 2017, 121 samples of topsoil were collected over the study area with a nominal sampling density of 1 sample/0.25 km^2. After appropriate preparation, soil were analyzed to determine the concentration of 53 chemical elements (Ag, Al, As, Au, B, Ba, Be, Bi, Ca, Cd, Ce, Co, Cr, Cs, Cu, Fe, Ga, Ge, Hf, Hg, In, K, La Li, Mg, Mn, Mo, Na, Nb, Ni, P, Pb, Pd, Pt, Rb, Re, S, Sb, Sc, Se, Sn, Sr, Ta, Te, Th, Ti, Tl, U, V, W, Y, Zn e Zr) by means of a modified Aqua Regia leaching followed by ICP-MS at the Bureau Veritas Laboratory (Canada). Analytical data were statistically treated to determine the local baseline reference ranges for PTEs and dot and interpolated geochemical maps were generated by using a geochemical dedicated GIS software (GEODAS) and QGIS to analyze their spatial distribution. Specifically, interpolated maps were generated through the application of the Multifractal IDW algorithm and concentrations intervals were set through the application a Concentration-Area (CA) plot. After a proper data transformation based on the principles of the compositional data analysis (Co-Da), a factor analysis (FA) was performed and allowed to define three relevant elemental association and their distribution across the study area:

- As, Be, Co - (Pb, Sb) potentially related to the geochemical nature of soils
- Cr, Ni - (Hg) potentially related to productive areas
- Zn, Cd potentially related to motor vehicle emissions

Environmental cumulative risks were evaluated, as well, to locate areas where local population could be mostly exposed to contaminants with the highest toxicity. Acknowledgement This study has been partially funded by Program U-Apoya, and starting funds from FCFM (University of Chile).

GIAM-2: Geoquímica Ambiental: contaminación y polución de ambientes superficiales

Cation Exchange of Cesium and Cation Selectivity of Natural Zeolites: Chabazite, Stilbite, and Heulandite

Woohyeon Baek[1,2], Suhyeon Ha[1], Sumin Hong[1], Seonah Kim[1], Soyeong Min[1], Gyurye Kim[1], Paul V. Avramov[2], Yeongkyoo Kim[1].
(1) Earth System Sciences, Geology, Kyungpook National University, Deagu, Korea South
(2) Chemistry, Kyungpook National University, Daegu, Korea South

The after treatment of contaminated water with radiogenic isotopes is one of important problems in geosphere, hydrosphere and biosphere worldwide. In 2011, about the 9.0 magnitude of earthquake and tsunami occurred in Fukushima, Japan and radioactive elements from nuclear power plant were spilt over near coastal region and even towns. Especially, soluble radiogenic elements like ^{137}Cs, ^{90}Sr have serious damages in aquatic ecosystem because of high diffusivity in water. To remove contaminants in liquid, several physical and chemical methods are used in industry. Adsorption and ion exchange technique is one of methods which have high activity and selectivity depending on adsorbents. Among them, zeolites has special cavities and channels which cation can pass through. Many studies showed that artificially or even naturally synthesized zeolites have ability to manipulate mobility of cations in water. In this study, the sorption characteristics of Cs and competitive ion exchange with other alkali cations (Li, Na, K, Rb) and Sr on three natural zeolites: chabazite, stilbite, and heulandite, were investigated. Chabazite showed the most rapid sorption of Cs, followed by heulandite and then stilbite, and this was closely related to its high cation exchange capacity (CEC) and low Si/Al ratio. The kinetic data for all zeolites were best explained by a pseudo-second-order rate model. The sorption process involved multiple steps and is influenced by the CEC values of the zeolites. The equilibrium adsorption isotherms of the three zeolites were best fitted by both the Langmuir and Freundlich models. The exchange isotherms of Cs and the other investigated cations clearly showed that chabazite showed higher selectivity for Cs than for the others. For stilbite and heulandite, the selectivity for Cs is only higher at lower equivalent fractions mainly because there are more than two sorption sites for Cs while chabazite has one site. Those trends were confirmed by Kielland plots.

GIAM-2: Geoquímica Ambiental: contaminación y polución de ambientes superficiales

Resultados preliminares sobre la calidad de aguas de los ríos de la zona Centro Sur de Chile, entre los 36°47"S y 40°20" S

Javiera Alejandra Beltrán[1], Nicolas Toledo[1], Konrad Gorski[2], Delia Rodriguez-Oroz[3], Felipe Quiero[4].
(1) Universidad Andrés Bello
(2) Ecología, Ciencias, Universidad Católica de La Santísima Concepción, Concepción, Chile
(3) Universidad del Desarrollo, Chile
(4) Universidad de Concepción, Chile

En la actualidad la contaminación de cuerpos hídricos es un tema de suma importancia debido a la influencia que tienen sobre la sociedad. Existen evidencias de dispersión de elementos contaminantes en los ríos Imperial y Valdivia, ligadas a factores principalmente antropogénicos (DGA, 2004, p. 8), según objetivos de calidad asociados a las normas chilenas oficiales de agua potable (NCh409/2.Of2005) y riego (NCh1333.Of78, modificada en 1987). En el presente estudio se muestran resultados preliminares de la calidad de las aguas de los ríos Bio-bío, Imperial, Toltén, Cruces, Valdivia y Bueno. Para ello se midió la concentración de los siguientes elementos: Ag, Al, B, Ba, Co, Li, Mg, Mo, Ni, V, Se, As, Fe, Mn, Cd, Cr, Cu, Pb y Zn en muestras obtenidas en tres sectores de cada río: curso alto, medio y bajo. La metodología analítica empleada fue Espectrómetro de Masas con Plasma Acoplado Inductivamente (ICP-MS). Los datos obtenidos fueron graficados mediante el software *Matlab*® R2015a, representando las concentraciones de cada elemento en los cursos altos, medios y bajos para cada río, junto con las normas de agua potable y riego. Del análisis y estudio de las tendencias de los gráficos se desprende que la mayoría de los ríos presentan concentraciones elementales bajas que cumplen con las normas establecidas. De forma generalizada, la concentración de la mayoría de los elementos analizados va en aumento hacia los cursos bajos de los ríos, evidenciando un mayor impacto producido por diferentes actividades de origen antrópico. De igual manera se muestra una tendencia general de disminución de las concentraciones de norte a sur, posiblemente asociados al aumento de los caudales hacia la zona Austral. Destacan los ríos Imperial y Valdivia, puesto que presentan las concentraciones más elevadas en la mayoría de los elementos, sobre todo en las concentraciones de B, Mg y Se ya que se encuentran sobre los valores máximos establecidos. Se propone para estudios posteriores el desarrollo de una metodología enfocada a las cuencas hidrográficas y no a los ríos, lo cual permitirá una mejor interpretación de la distribución de los elementos y determinación de los posibles orígenes de las anomalías y tendencias encontradas.

GIAM-2: Geoquímica Ambiental: contaminación y polución de ambientes superficiales

Yerba Loca, ejemplo de ocurrencia natural de drenaje ácido de roca

Oscar Matías Benavente[1], Francisco Gutierrez[2], Italo Payacan[2], Javiera Mulet[3].
(1) Región Metropolitana, SRK consulting
(2) Geologia, Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, SANTIAGO, Chile
(3) Golder associates, Chile

El Santuario de la Naturaleza Yerba Loca, ubicado en la alta Cordillera de la Región Metropolitana, presenta cursos de aguas superficiales con rasgos fisicoquímicos distintivos respecto a otros ríos de cuencas aledañas (e.g. río Mapocho). Estos incluyen: valores de pH ácidos (≥2), altas concentraciones de sulfatos y metales, cambios de color del agua (rojo a blanco) y deposición de minerales arcillosos en su lecho. El origen y naturaleza de dichas aguas corresponde a la interacción de aguas meteóricas (principalmente deshielo y lluvia) con rocas ricas en sulfatos ácidos (e.g. alunita, jarosita) y/o sulfuros (e.g. pirita) pertenecientes a un sistema hidrotermal fósil localizado en la cabecera de la cuenca (Pórfido Cuprífero los Sulfatos). Dicha conclusión está soportada en:

1. Las mediciones realizadas en terreno indican que las aguas del estero presentan correlaciones positivas entre pH-C.E. y altitud. Lo anterior sólo puede ser interpretado por la interacción entre agua meteórica y sulfatos-ácidos y/o la oxidación de sulfuros en la zona alta de la cuenca. Ambos procesos generan ácido sulfúrico provocando una disminución del pH por debajo de 4.5, y además enriquecen el agua en iones como SO_4, Al, Fe y Cu, entre otros.

2. A medida que el agua del estero transita hacia la salida de la cuenca, ésta es diluida por las aguas de las diferentes quebradas que tributan hacia el estero. Dichas aguas tienen, por lo general, pH neutros y C.E. < 200 µS/cm, lo que provoca un aumento del pH de las aguas del estero y una disminución de los contenidos de SO_4, Al, Fe y Cu, entre otros.

3. El aumento del pH de las aguas del estero tiene impactos visuales en el lecho del río, observándose variaciones desde precipitados de color rojo en las zonas altas a precipitados de color blanco en las bajas. Estos cambios de color, corresponden a los diferentes minerales que están en equilibrio bajo las distintivas condiciones de pH del estero (i.e. hidróxidos de Fe rojos a pH 4.5).

Dado que la interacción del agua con la zona hidrotermalmente alterada ocurre en la cabecera de la cuenca, la cantidad de agua disponible para dicha interacción aumenta considerablemente en meses de verano, producto del deshielo. Lo anterior repercute en que durante los meses de verano la estación DGA "Yerba Loca antes de San Francisco" (localizada en la salida de la cuenca) registra los menores pH, y los mayores valores de C.E., SO_4, Cu y Fe, entre otros metales.

GIAM-2: Geoquímica Ambiental: contaminación y polución de ambientes superficiales

Composición química de sedimentos fluviales de la Cuenca del río Huasco, III Región de Atacama, Chile: estudio geoquímico ambiental y mapas de riesgo

Claudia Cannatelli[1,2], Linda Daniele[1,2], Juan Pablo Lacassie[3,4], Jamie Buscher[1,2], Stefan Mosjos[1].
(1) Geologia, FCFM, Universidad de Chile
(2) Centro de Excelencia en Geotermia de los Andes, FCFM, Universidad de Chile
(3) Unidad de Geoquímica, Departamento de Geología General, Servicio Nacional de Geología y Minería
(4) Centro de Estudios Ambientales, Universidad Austral de Chile

La composición química de los sedimentos fluviales constituye un buen indicador de la calidad del medioambiente, y puede ser afectada por las características geológicas del basamento, el clima, las actividades económicas y los procesos de urbanización. El río Huasco es uno de los principales recursos hídricos de la Región de Atacama, siendo su cuenca la responsable de aportar aprovisionamiento de agua potable a la zona. Este estudio se enfoca en la caracterización geoquímica de los sedimentos del río Huasco y la evaluación de los riesgos asociados a eventual contaminación de la zona. Con estos objetivos se efectuó un muestreo de 131 sedimentos fluviales en canales activos y de quebradas secundarias a lo largo de la cuenca. El muestreo se realizó en dos periodos (Octubre-Marzo) de los años 2007-2008, en el marco del Proyecto Innova-Corfo: "Evaluación hidrogeológica de la cuenca del Río Huasco, con énfasis en la cuantificación y dinámica de los recursos hídricos superficiales y subterráneos", co-ejecutado entre la UCN y Sernageomin. Las muestras se prepararon en el laboratorio del Sernageomin, obteniéndose la fracción menor a 180 µm y se analizaron mediante fluorescencia de Rayos-X, determinándose las concentraciones de 10 óxidos mayores (SiO_2, TiO_2, Al_2O_3, K_2O, Na_2O, CaO, Fe_2O_3, MgO, MnO y P_2O_5) y de 17 elementos traza (Ag, As, Ba, Bi, Ce, Co, Cr, Cu, La, Ni, Pb, Sb, Sr, V, Y, Zn y Zr). La determinación de anomalías geoquímicas y de valores de fondo fueron realizadas por análisis de componentes principales, análisis de la matriz de coeficientes de correlación y parámetro PEC (Probable Effect Concentracion). Los mapas de concentraciones químicas realizadas muestran que la litología es un factor determinante en la composición de los sedimentos fluviales, seguidas de las estructuras geológicas y la mineralización. Los resultados analíticos fueron comparados con las normas ambientales internacionales, y muestran concentraciones de Ni, As y Zn superiores a la norma PEC por el río Estrecho. Estas anomalías son de origen natural, asociadas a la presencia de larga data de zonas de alteración hidrotermal. La evaluación del riesgo asociado a las altas concentraciones de metales pesados se efectuó comparando la química de los sedimentos con la de las aguas del río; en algunos casos parece existir intercambio catiónico entre ambos sistemas (agua - sedimentos), pero la química de las aguas no parece ser influenciada por los sedimentos naturalmente contaminados.

GIAM-2: Geoquímica Ambiental: contaminación y polución de ambientes superficiales

Influencia antrópica en la biogeoquímica del sistema roca-suelo-planta, estimada por metales, metaloides y tierras raras en los suelos vitinícolas de la Zona Central de Chile

Pamela Castillo[1], Sofia Lopez[1], Brian Townley[1], Ignacio Serra[2].
(1) Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile
(2) Departamento de Producción Vegetal, Facultad de Agronomía, Universidad de Concepción, Santiago, Chile

En el marco del Proyecto CORFO-Consorcio I+D Vinos de Chile se seleccionan cuatro viñas en la Zona Central (33°-36°S), en los valles de Casablanca, San Antonio, Santa Cruz y San Javier, con el objetivo de determinar cómo las características geológicas y medioambientales de la cuenca en que se ubica un viñedo pueden influir en las propiedades del suelo y en la química de bayas y hojas de plantas de vid. En este estudio se llevó a cabo un muestreo multi-matriz (roca, suelo: total y fase biodisponible, aguas de lluvia, riego y subterránea, bayas y hojas) a escala de viñedo, de cuarteles (área de plantación de la misma edad y cepa) y a escala de perfil de suelo, a modo de explorar las interacciones biogeoquímicas del sistema roca-suelo-planta en un ambiente de viticultivo. A partir del contenido de tierras raras (*REE*) en suelos cultivados versus no cultivados se ha determinado que para todas las viñas hay un empobrecimiento del contenido de *REE* en los suelos cultivados, lo cual tiene relevancia a nivel de procesos. Para esto, tres hipótesis han sido planteadas: 1. Incremento de la tasa de meteorización en suelos cultivados 2. Degradación en suelos cultivados de complejos órgano-metálicos que retienen *REE* y 3. Fraccionamiento por plantas de *Vitis vinífera*. En cuanto al contenido de metales y metaloides en suelos, se determina que al ser comparados con la roca parental, los suelos de Casablanca están enriquecidos en Cu: en suelo total y en la fase biodisponible; los suelos de San Antonio presentan un enriquecimiento en Hg y altos contenidos biodisponibles de Ni; en los suelos de Santa Cruz se miden valores superiores a la roca para Hg, Sb y As, aunque la biodisponibilidad sólo es alta para Hg, en la uva las mediciones de Hg están bajo el límite de detección. En San Javier los suelos presentan mayores concentraciones que la roca en Pb, As, Sb, Cr, Ni, Zn y Cu, con alta biodisponibilidad sólo para Ni y Cu. Por otra parte, se registran altos valores comparativos de Cu y Zn para las hojas de las viñas ubicadas en Casablanca y San Antonio, en ésta última además se mide alto Cu en bayas, lo cual puede responder a la aplicación de fungicidas foliares. Particularmente en las bayas de San Javier se miden altas concentraciones de Cu, Sn, Mo, Ni, Pb y Zn en tres muestras. Los resultados aquí presentados tienen implicancias en la capacidad del suelo de retener metales y en cómo éstos pueden ser transferidos a los tejidos vegetales o contaminar las aguas subterráneas.

GIAM-2: Geoquímica Ambiental: contaminación y polución de ambientes superficiales

Agua potable en Santiago, Región Metropolitana: Resultados físico-químicos

Linda Daniele[2,1], **Claudia Cannatelli**[2,1], Jamie Buscher[2,1], Valentina Giovanetti[2].
(1) Centro de Excelencia en Geotermia de los Andes, FCFM, Universidad de Chile
(2) Geologia, FCFM, Universidad de Chile

La calidad del agua para consumo humano es un factor determinante en las condiciones de salud. Los contaminantes y patógenos asociados al agua potable son muy diversos en términos de sus efectos en la salud, el tiempo que demora en aparecer los síntomas y las poblaciones vulnerables a ellos. El presente trabajo tiene por objetivo determinar las características fisicoquímicas del agua potable en la Provincia de Santiago, con el fin de evaluar la calidad de muestras recolectadas en las tres principales empresas de Servicios Sanitarios: Aguas Andinas, Aguas Cordillera y SMAPA. La caracterización de las aguas muestra un carácter sulfatado (clorurado) cálcico predominante, aunque SMAPA presenta mayores proporciones de calcio y bicarbonato que el Grupo Aguas (Aguas Andinas y Aguas Cordillera). Las concentraciones iónicas son mayores en el Grupo Aguas, lo cual se refleja en mayor dureza, electroconductividad, cantidad de sólidos disueltos y, también, en una mayor capacidad de generar sarro. El análisis de elementos mayores permite observar que el Grupo Aguas posee una concentración moderadamente alta de sulfato que otorga características estéticas (sabor, color, olor), pudiendo afectar la aceptabilidad por parte de consumidores. El flúor se encuentra en bajas concentraciones, SMAPA se considera no fluorizada y Grupo Aguas mínimamente fluorizada. El sodio se encontró en concentraciones moderadamente altas, en adultos llegarían al 14% de la ingesta diaria recomendada tras consumir 2 litros por día. Se realizó una comparación de los valores obtenidos con diversas regulaciones nacionales como internacionales. Al respecto de los constituyentes menores o trazas, fueron medidos en órdenes de magnitud menores que los máximos permitidos y, por lo tanto, de acuerdo con la información toxicológica disponible a este momento, el agua no presentaría riesgos a la salud humana. La comparación de agua potable con agua embotellada disponible en el mercado chileno muestra que el agua potable es más segura, dado que varias de las aguas embotelladas sobrepasan límites establecidos para ciertos parámetros (As, NO_3, B, pH). Sin embargo, no posee componentes que afecten su aspecto, favoreciendo su aceptabilidad por los consumidores.

GIAM-2: Geoquímica Ambiental: contaminación y polución de ambientes superficiales

El Agua que bebemos: resultados fisicoquímicos de algunas aguas envasadas chilenas

Linda Daniele[1,2], Claudia Cannatelli[1,2], Jamie Buscher[1,2], Giuseppe Bonatici[1].
(1) geologia, FCFM, Universidad de Chile
(2) Centro de Excelencia en Geotermia de Los Andes (CEGA), FCFM, Universidad de Chile

El mercado de agua embotellada chilena ha mostrado un crecimiento continuo desde el año 2000 superando los 460 millones de litros vendidos en 2015. Los consumidores tienden a asociar la ingesta de agua envasada con un estilo de vida saludable aunque la norma vigente (DS nº106 , MINSAL1997) no obliga a declarar la composición química por lo cual el consumidor elije sin conocer el contenido exacto del producto adquirido. Se analizaron diez marcas de agua embotellada sin gas y en envases de plástico adquiridas en Santiago. Se optó por el formato de 1,5l siempre que estuviera disponible y por el formato más parecido si no existía el de 1,5l. Se analizaron 32 elementos químicos, incluidos menores y trazas en el Laboratorio de Geoquímica de Fluidos del Depto. de Geología-CEGA (U. Chile). Los datos obtenidos han sido interpretados considerando los valores fijados en las normas chilenas (DS nº106 y NCH409/1) y sugeridos por organismos internacionales (OMS). Los resultados indican que la calidad de las aguas analizadas es generalmente buena y cumple con la legislación chilena (DS nº106). Sin embargo, 3 de las 10 muestras analizadas superan las concentraciones permitidas de As por la norma de agua potable chilena (NCH409/1) y el valor sugerido por la OMS y EPA, es decir 10 ppb. En 4 muestras se han detectado contenidos de NO_3 mayores que los naturales de aguas subterráneas que inducen a pensar a una procedencia muy superficial del agua que están envasando. En algunas, los valores de B son relativamente elevados y, se han detectado concentraciones medibles de U cuyo origen es debida a los procesos de interacción con las litologías volcánicas. Las aguas envasadas filtradas, contienen cantidades mínimas de elementos disueltos, pero no por eso cumplen con todos los parámetros establecidos en NCH409/1. En una muestra el pH es ligeramente más ácido que el valor regulado. Los resultados muestran que no existe una clara relación calidad – precio. Los hallazgos de este estudio permiten reconocer una inconsistencia entre la norma que regula el agua embotellada y la que rige el suministro de agua potable. De hecho, algunas de las aguas envasadas analizadas no cumplen con ésta última y no serían aptas como aguas potables. Finalmente, los autores están trabajando para ampliar este estudio a todas las aguas disponibles para la venta en el mercado chileno.

Agradecimientos: Se agradece el apoyo recibido del FONDECYT 1170569 y Programa de RRD (CITRID) de la Universidad de Chile

GIAM-2: Geoquímica Ambiental: contaminación y polución de ambientes superficiales

Caracterización geoquímica de suelos post aluviones del 2015 y 2017 en Chañaral. Implicancias geomorfológicas y medioambientales.

Javiera Fernández[1], Miguel Tapia [1].
(1) Geología, Universidad de Atacama

1. Introducción

La Región de Atacama, Chile, presenta uno de los mayores niveles de explotación minera del país, pero indudablemente es una de las actividades que más genera contaminación al medio ambiente. Uno de los casos más impactantes a nivel mundial de contaminación antropogénica en el área del Pacífico ocurrió en la Bahía de Chañaral, norte de Chile (Bea et al., 2010). Durante 50 años, más de 300 Mt de residuos mineros derivados del proceso de explotación de cobre de la mina Potrerillos (1938-1958) y posteriormente los de la mina El Salvador (1959-1975), ubicados a 140 kilómetros al este de Chañaral, fueron vertidos sin tratamiento previo, a través del río El Salado a la bahía de Chañaral (Dold, 2006; Astudillo, 2008). Esto modificó la línea de costa, el mar se retiró alrededor de 2 kilómetros al interior de su ribera natural y causó una desolada playa artificial, que se extiende en línea recta a lo largo de seis kilómetros, sin vida orgánica y posible peligro para la salud de las personas y ecosistema (Castilla, 1983). Estudios previos muestran que estos relaves mineros pueden experimentar transformaciones que facilitan la migración, solubilización y transformación progresiva de su mineralización primaria (Wiertz, 2002; Wisskirchen y Dold, 2006). Dold (2006) mediante un estudio mineralógico y geoquímico, indica dos grupos contaminantes con diferentes comportamientos geoquímicos (cationes como Cu^{+2}, Zn^{+2}, Ni^{+2}, y oxianiones como $H2AsO_4^{2-}$ y $HMoO^{4-}$). Además, este estudio indica que los cationes divalentes de Cobre (Cu), Níquel (Ni) y Zinc (Zn), liberados en la zona de oxidación, son movidos y transportados a la superficie de los relaves por capilaridad. Por consiguiente, el Arsénico (As) y el Molibdeno (Mo), no muestra una movilidad en condiciones oxidantes, sino que son lixiviados hacia el mar. De acuerdo a lo postulado anteriormente, resulta la contaminación de arenas de playa con Cu, Fe, As, Zn, Mo y otros metales pesados donde los vientos costeros transportarían la contaminación del material particulado a la ciudad de Chañaral. Yohannessen et al. (2014) en un estudio de la función respiratoria de escolares residentes en la ciudad de Chañaral, indican que los aumentos en los niveles de Material Particulado (MP), en especial de MP2,5; los afectarían debido a la exposición a largo plazo.

Chañaral sufrió en marzo de 2015 un gran evento meteorológico, que ocasionó una crecida en el río El Salado y generó un aluvión que afectó casi en su totalidad a la población, y se extendió aproximadamente 4 kilómetros por la zona de la playa sobre los relaves mineros (Grijalba, 2016). Bajo estas mismas condiciones, en mayo de 2017 ocurrió un segundo aluvión, sin embargo, fue de menor magnitud, afectando solo a la población que vivía cerca de la crecida del río y las quebradas aledañas a la ciudad. En consecuencia, cada día la población de Chañaral enfrenta problemas medio ambientales que afectan directamente a su salud, principalmente contaminación de suelo. No obstante, Chile no dispone de un estándar o norma primaria que establezca cuales son los niveles aceptados de distintos elementos químicos en un suelo, que permitan declararlo "de calidad" para determinado uso, sin que represente un riesgo para la salud humana.

En este trabajo se evaluará la fuente, los valores y la posible dispersión de elementos químicos como Cu, As, Fe, Zn, Ni y Mo, derivados de los relaves mineros abandonados y su comparación con parametros a nivel internacional. Ademas se evaluan los efectos post aluviones del 2015 y 2017, que pueden aumentar la contaminación hacia la población de la ciudad de Chañaral, creando un impacto en la biota y vida humana.

2. Metodología

Se tomaron 120 muestras mediante un muestreo regular, en una malla de 4 x 3 kilómetros, con una grilla cada 250 metros, permitiendo abarcar la ciudad de Chañaral y sus alrededores. Esto fue complementado con el mapa geomorfológico del área de estudio, escala 1:10.000.

Para evaluar la dispersión de los metales se realizó el muestreo de la parte superficial de los suelos, con un máximo de 5 centímetros de profundidad. Las muestras tomadas fueron analizadas por fluorescencia de rayos X (FRX) mediante un equipo portátil modelo S1 TITAN, marca Bruker, que permite realizar un análisis rápido y no destructivo. Ademas, para un análisis semi-cuantitativo y cualitativo de las muestras con valores más anómalos de contaminantes, se les realizó descripción mineralógica mediante microscopio de alta resolución y SEM. Una vez analizadas todas las muestras se realizó una comparación estadística entre los resultados obtenidos del análisis geoquímico y las normas de calidad de suelo de Canadá, Brasil y Estados Unidos. Cabe destacar que los valores internacionales de las pautas de suelo asociado a metales pesados, varían ampliamente, ya que se basan

en objetivos ambientales y de salud específicos del país y contextos geoquímicos locales. Para este estudio, se eligió la guía canadiense como un ejemplo de un límite conservador.

3. Resultados

3.1 Geoquímica de suelos y relave

En la Figura 1 se puede observar el comportamiento de los elementos como el Cu, As, Pb y Zn, y su distribución con respecto a las normas internaciones de Canadá, EEUU y Brasil (Carkovic, 2016)

Norma Canadiense (CCME, 2003)

El Cu supera la norma considerablemente para todos los tipos de suelo (residencial y agrícola (< 63 ppm) e industrial (< 91 ppm)) en todo el sector de Chañaral. Con respecto al As la zona al norte de Chañaral fuera del casco urbano supera la norma; pero en el casco urbano está dentro de la norma de uso de suelo residencial, agrícola e industrial (< 12 ppm). El Pb no supera la norma.

Norma USA (US EPA, 2015)

Con respecto al Cu se puede observar que la mayoría del casco urbano no supera la norma para uso de suelo residencial (< 310 ppm), asimismo, para el Pb en el uso de suelo residencial (< 400 ppm). Sin embargo, el As supera la norma en toda la zona de Chañaral para todos los tipos de uso de suelos (residencial (< 0,68 ppm), industrial (< 3 ppm)).

Norma Brasileña (CTSA, 2005)

Se puede observar que el Cu no supera la norma para uso de suelo residencial (< 400 ppm) en la mayoría del casco urbano. Asimismo, el Pb y As no supera la norma para el uso de suelo agrícola (< 35 ppm), en el caso urbano de Chañaral.

3.2 Geomorfología post-relaves

En base a imágenes satelitales y a un levantamiento geológico en terreno se identificaron las siguientes geoformas, destacando las desarrolladas post-aluviones (Fig. 1D y 1E):

Dunas y depósitos eólicos: Geoformas costeras y arenas de origen eólico provenientes de la erosión del relave. Se reconocen pre y post aluviones del 2015 y 2017.

Aluvión 1: Formado por brechas y arenas masivas de origen fluvio-aluvial. Formado durante el evento de Marzo de 2015.

Aluvión 2: Formado por depósitos de brechas y arenas masivas de origen fluvio-aluvial. Formado durante el evento de Mayo de 2017.

Eflorescencia salina: se reconoce eflorescencia de sales (eriocalcita, yeso, halita), relacionadas a flujo capilar, provenientes del relave y los aluviones. Se reconocen pre y post aluviones del 2015 y 2017.

4. Discusión y Conclusiones preliminares

De los datos expuestos por la geoquímica y la geomorfología se destaca lo siguiente:

- Se puede reconocer que más del 90% de los valores de Cu y As superan la norma canadiense, mientras que el 60% superan las normas brasileñas y de USA, para suelos residenciales. Esto ocurre en sedimentos relacionados a la evolución geomorfológica del relave desde su inactividad en la década de los 80 y previa a los aluviones del 2015 y 2017, lo que permitió la generación de dunas y eflorescencias salinas relacionadas al enriquecimientos supérgeno del relave y movimiento capilar de sales a superficie (Dold, 2006; Bea et al., 2010). Las dunas evidencian la influencia de la acción eólica en la dispersión de contaminantes hacia el casco urbano de la cuidad de Chañaral. Esto se ve reflejado en las muestras de suelos en sectores urbanos que no fueron afectados por los aluviones (entorno del cementerio y plaza de Chañaral).



- El muestreo de los suelos indican que la dirección principal de dispersión de los contaminantes es hacia la parte norte de la ciudad. Sin embargo, estudios realizados a la población de la parte central de Chañaral, indican valores altos de metales pesados (Yohannessen et al., 2014). La falta de evidencia de esta contaminación en los suelos puede estar relacionada a tres causas: la mayoría del polvo está en suspensión y pasa directamente a las vías respiratorias y torrente sanguíneo, la lixiviación de los metales y suelos producto de las lluvias del 2015 y 2017; o la poca densidad de los datos hasta la fecha.

- Los análisis de Cu y As realizados en la zona del aluvión indican valores más bajos que los observados en las antiguas zona de las dunas y la eflorescencia salina, dejando una zona al parecer libre de contaminación. Sin embargo, la evolución geomorfológica post-aluviones del 2015 y 2017, ha permitido la generación de nuevas dunas y eflorescencia salina que actualmente cubren parcialmente los aluviones (Fig. 1D y 1E).

- Desde el punto de vista ambiental los valores altos en las dunas (hasta ~1400 ppm de Cu) y eflorescencias salinas desarrolladas post-aluviones del 2015 y 2017 (hasta ~1200 ppm de Cu), indican el retrabajo del relave que fue cubierto por los aluviones, donde la evolución del sistema geomorfológico nuevamente está generando la dispersión de las partículas del relave hacia la población de Chañaral (Fig. 1D y 1E).

- El entendimiento del funcionamiento del sistema geomorfológico costero de Chañaral, donde interactúan tanto el viento como las precipitaciones extremas, debe ser una herramienta fundamental en la planificación territorial, ya que se puede exponer a la población a un problema de contaminación mayor.

5. Referencias

Astudillo, F. (2008). Análisis y propuesta de acción de la problemática ambiental en la Bahía de Chañaral. Departamento de Metalurgia. Universidad de Atacama, Facultad de Ingeniería.

Bea S.A., Ayora C., Carrera J., Saaltink M.W., Dold B. (2010). Geochemical and environmental controls on the genesis of soluble efflorescent salts in Coastal Mine Tailings Deposits: A discussion based on reactive transport modeling. Journal of ContaminantHydrology 111, 65–82.

Carkovic, A., et al. (2016). Active and legacy mininig in an arid urban environment: challenges and perspectives for Copiapó, Northern Chile. Envirom Geochem Health, 38, 1001-101.

Castilla, J.C., (1983). Environmental-impact in sandy beaches of copper mine tailings at Chañaral. Chile, Marine Pollution Bulletin 14, 459–464.

CCME (Canadian Council of Ministers of the Environment). (2003). Norma canadiense de calidad ambiental. Tabla de resumen, actualizado en diciembre 2003.

Companhia de Tecnologia de Saneamento Ambienta. (2005). Decisao de directoria No 195-2005-E. Sao Paulo: CETESB.

Dold, B., (2006). Element flows associated with marine shore mine tailings deposits. Environmental Science & Technology 40, 752–758.

Grijalba, V., (2016). Geología y análisis histórico-meteorológico del aluvión de marzo de 2015 en Chañaral, Atacama. Memoria para optar al título de Geólogo. Universidad de Chile, Santiago.

US EPA. (2015). Regional screening level (RSL). Tabla de resumen. Evaluación de Riesgos, United States Environmental Protection Agency.

Wisskirchen, C. y Dold, B. (2006). The marine shore porphyry copper mine tailings deposit at Chañaral, Northern Chile. American Society of Mining and Reclamation (ASMR), 2480-2489.

Yohannessen, K., (2014). Efectos de la exposición al MP2,5 proveniente de relaves mineros en la función pulmonar en escolares de Chañaral, lll Región, Chile. Tesis para optar al grado de Magíster en Salud Pública. Universidad de Chile, Santiago.

GIAM-2: Geoquímica Ambiental: contaminación y polución de ambientes superficiales

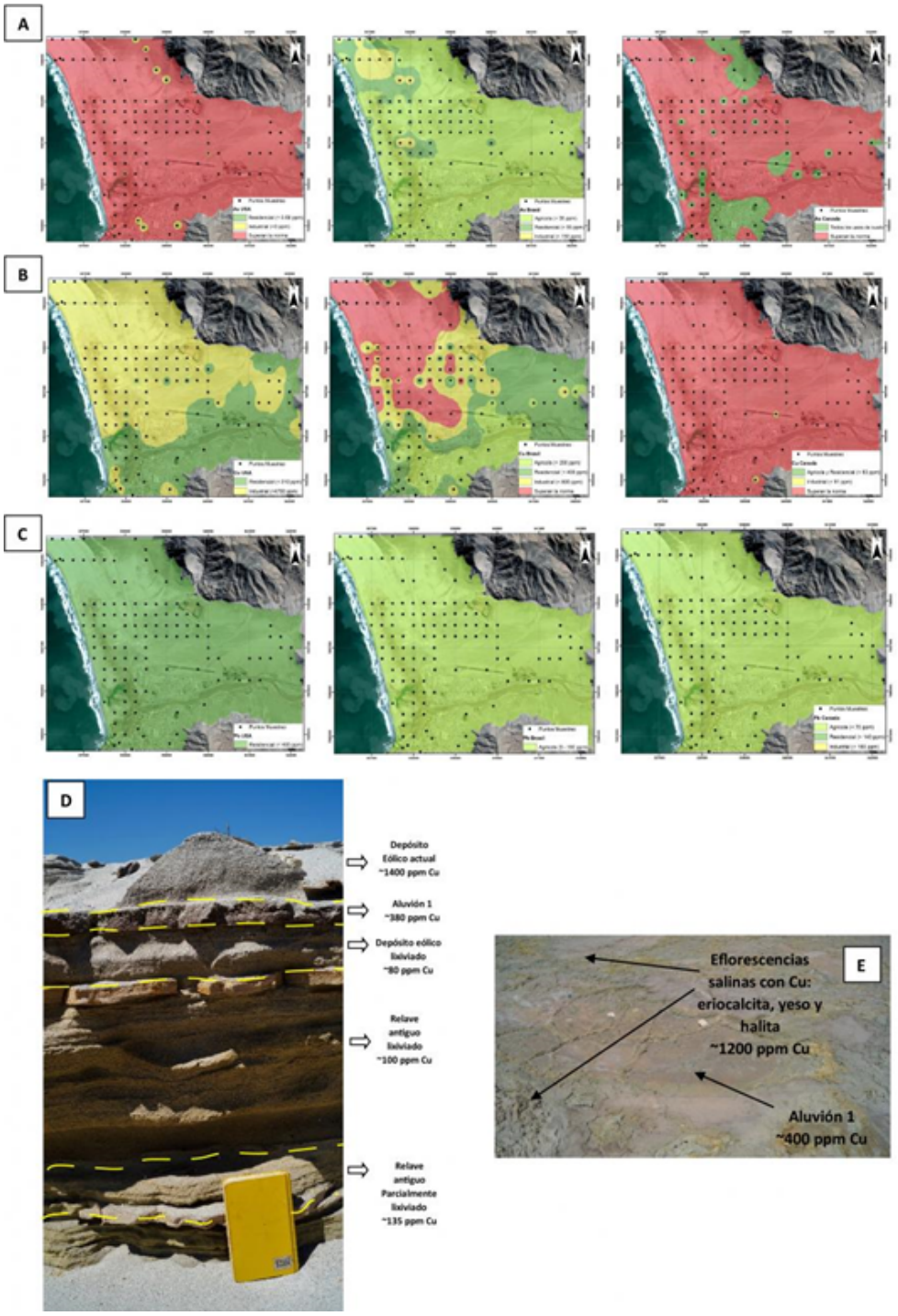


Figura 1: En A, B y C se compara las normas de USA, Canadá y Brasil en suelos residenciales, agrícolas e industriales, de los valores estándar de As, Cu y Pb, respectivamente, tomados en los suelos de Chañaral. En D, perfil donde se reconoce el retrabajamiento del relave y su depositación en forma de duna sobre el aluvión 1 del 2015, y los valores de Cu asociados a cada nivel. En E se reconoce la eflorescencia salina de eriocalcita, yeso y halita, sobre el aluvión 1 del 2015, y sus respectivos valores de Cu. Elaboración Propia.

GIAM-2: Geoquímica Ambiental: contaminación y polución de ambientes superficiales

Análisis de datos composicionales como herramienta para la determinación de línea base geoquímica: Aplicación en la Región de Coquimbo, Chile

Gabriel Fernandez Saavedra[1,2], Francisca Espinoza Haberland[2], Juan Pablo Lacassie Reyes[2,3], Claudia Cannatelli[1,4], Xavier Emery[5,6].
(1)Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile.
(2)Unidad de Geoquímica, SERNAGEOMIN.
(3)Centro de Estudios Ambientales (CEAM), Universidad Austral de chile.
(4)Departamento de Ingeniera de Minas, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile.
(5)Centro de Excelencia en Geotermia de Los Andes, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile.
(6)Advanced Mining Technology Center, de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile.

Una problemática recurrente en el ámbito de la geoquímica ambiental es la definición del concepto Línea Base, el cual se encuentra en continua discusión tanto por su significado, los métodos empleados para su obtención, así como su representación final. Ello supone un desafío a la hora de adoptar metodologías que permitan hacer comparables diferentes estudios de línea de base, así como sus interpretaciones (Darnley et al, 1995; Salminen y Gregorauskien, 2000). En el trabajo de Buccianti y colaboradores (2015) se propone una metodología a partir de una perspectiva de análisis de datos composicionales. Aquella metodología conlleva la transformación de los datos a diferentes espacios vectoriales con el objetivo de evitar caer en la interpretación de correlaciones espurias e incoherencias subcomposicionales (Atchison, 1982). De esta forma los datos pueden ser analizados por medio herramientas estadísticas multivariables entregando como resultado un set de datos reducido y su respectivo vector Línea Base (LB), un set de datos de composiciones 'atípicas', matrices de correlación de datos transformados y Biplots composicionales. Herramientas que permiten analizar de forma sintética las relaciones entre variables. Se aplica dicha metodología en el análisis de la química de sedimentos fluviales activos de la región de Coquimbo. A partir de los resultados se puede señalar que la metodología es eficaz en la visualización de dependencia entre variables en función de procesos geoquímicos característicos de la región. Este es el caso de la estrecha relación entre As, Pb, Zn, Cd y arcillas, o bien fases silicatadas paragenéticas, distinguible en unidades de alteración hidrotermal en alta cordillera; enriquecimiento diferencial de MnO a partir de mantos de manganeso reportados; y un comportamiento diferencial entre el Co y Ni, entre otros. Así mismo, el vector LB puede ser comparado con la media de la corteza continental superior (Rudnick y Gao, 2003). En específico, en la región se evidencia un importante enriquecimiento de Cu, V, Fe_2O_3, TiO_2, MnO y As. En suma, los resultados tienen implicancias en análisis petrogenéticos a escala regional, como también son de utilidad en exploración geoquímica ambiental. No obstante, el vector LB es sensible al tamaño y distribución de la muestra, por efecto de aplicación de estimadores de tendencia central. Así también, no se logra diferenciar fuentes de carácter antropogénico de forma inequívoca sin estudios de sitio exhaustivos.

Esta contribución cuenta con el auspicio de la subdirección Nacional de Geología del SERNAGEOMIN y se desarrolló en el marco del programa regular de cartografía con financiamiento del Plan Nacional de Geología.

GIAM-2: Geoquímica Ambiental: contaminación y polución de ambientes superficiales

Distribución de elementos potencialmente tóxicos (Cr y Ni) en las aguas de La Cabaña

Antonia Genot[1], Linda Daniele[1], Martin Reich[1], Fernando Barra[1], Jose Maria Gonzalez-Jimenez[2], Javier Rivera[1], Christian Antileo[3].
(1) Geología, Universidad de Chile
(2) Mineralogía y Petrología, Universidad de Granada
(3) Química, Universidad de La Frontera

En la provincia de Cautín de la Región de la Araucanía, aflora el macizo peridotítico de La Cabaña que ha sido ampliamente estudiado (Alfaro, 1980; Barra et al., 2014, 1998, González-Jiménez et al., 2016, 2014; Höfer et al., 2001). El estudio de las peridotitas ha estado en auge durante los últimos años, puesto que estas pueden contener elementos del grupo del platino (EGP) con potencial interés económico. Los EGP son importantes porque son utilizados en componentes tecnológicos y como marcadores petrogenéticos para trazar procesos geológicos. Este macizo tiene un interés científico debido a su tamaño, ya que es el mayor afloramiento peridotítico en Chile y, por su contenido en cromititas podiformes que pueden albergar EGP como inclusiones o en sulfuros de níquel. La interacción entre las aguas de la zona y las cromititas y serpentinitas, puede contaminar las aguas con elementos potencialmente dañinos para la salud (Cr y Ni). Este tipo de interacción se ha estudiado en diferentes países como por ejemplo en México, Estados Unidos o Italia, por lo tanto existe bibliografía relativa a la presencia de Cr en aguas subterráneas y superficiales que están en contacto con peridotitas (Armienta et al., 1996; Fantoni et al., 2002; Robles-Camacho and Armienta, 2000). En este trabajo se presentan los resultados obtenidos del análisis de aguas muestreadas en enero 2017 en la zona de la Cabaña y que son utilizadas por la población rural para consumo y riego. Los análisis se realizaron en los laboratorios de geoquímica del CEGA (Centro de Excelencia de Geotermia de los Andes) y se utilizó una combinación de técnicas analíticas como AAS, IC, ICP-OES e ICP-MS. Para la interpretación, los datos han sido tratados estadísticamente y, se ha usado el software PHREEQC para calcular la especiación y los índices de saturación de las muestras. Finalmente, los datos han sido comparado con el marco normativo nacional y los valores guías sugeridos por la OMS. Los resultados indican que las concentraciones de cromo y níquel determinadas son bajas (0.1 a 4.27 ppb y 0.15 a 52.89 ppb, respectivamente) y que éstas no superan los límites legales establecidos. El análisis del contexto hidrogeológico, indica que las aguas presentan una baja mineralización por lo cual se estima un tiempo de residencia bajo en el sistema. Esto implica que los procesos de interacción con las litologías no son intensos y las aguas no logran adquirir concentraciones elevadas de los elementos en cuestión.

GIAM-2: Geoquímica Ambiental: contaminación y polución de ambientes superficiales

Characterization of particulate matter emitted during the primary crushing simulation and their relationship with Geological Units

Javiera Gerding[1], Oscar Jerez[2].
(1) Ciencias de la Tierra, Universidad de Concepción, Concepción, Chile
(2) Instituto Geología Económica Aplicada, Universidad de Concepción, Concepcion, Chile

Mining in Chile has had sustained development during the last few decades, mainly due to the expansion of existing mining operations and the creation of new centers for mineral extraction. This process involves the emission of large amounts of particulate matter into environment, particularly open pit operations, affecting the health of staff working at the site, surrounding communities and the environment.

The object of this work was to study with a reduced number of geological units, the particulate matter dependency with the lithology of the materials that is processed in the primary crusher. By establishing relationships between the processed lithological unit and the amount of the produced particulate matter, it allows the prediction of episodes of major environmental pollution by designing Geo-environmental units according to the degree of PM10 emission.

The current work was conducted with samples from a porphyry Cu-Mo deposit, taken from different lithological units, with different mineralogy, texture and hardness, in order to evaluate their behavior in the crushing process. The tests were performed on a laboratory scale using a jaw crusher. The dust collected during the crushing was characterized by chemical, particle size, mineralogical and morphological analyses. Analytical techniques used included X-ray diffraction, laser diffraction, light microscopy, scanning electron microscopy and automated mineralogy.

The results showed differences for PM generated for each lithological unit reaching up to 60% difference for PM collected between different lithological units and showing a direct relationship with hydrothermal alteration affecting the rock. Differences between the different units processed were also evident in terms of the mineralogy, mainly for trace elements and heavy metals. It is therefore possible to establish criteria that can guide the definition of Geo-environmental units, based on the largest contribution of PM and mineralogical composition of the processed lithological units.

Key words: Particulate matter, PM 10, lithology.

GIAM-2: Geoquímica Ambiental: contaminación y polución de ambientes superficiales

Actividad enzimática: una herramienta para la evaluación de riesgos ambientales relacionados con minería de mercurio y de plomo.

Pablo Higueras[1], E García[1], Francisco J. García-Navarro[2], Marta M. Moreno Valencia[3].
(1) Instituto de Geología Aplicada, Universidad de Castilla-La Mancha (IGeA-UCLM). Escuela de Ingeniería Minera e Industrial de Almadén. Almadén, Ciudad Real, España
(2) IGeA-UCLM. Escuela Técnica Superior de Ingenieros Agrónomos. Ciudad Real, España
(3) Departamento de Producción Vegetal y Tecnología Agraria, UCLM. Escuela Técnica Superior de Ingenieros Agrónomos. Ciudad Real, España

La actividad minera, como tantas otras actividades humanas, produce cambios en el medio ambiente, prácticamente siempre negativos. En particular, las actividades que afectan al suelo, modificando sus propiedades físicas o químicas, producen también una degradación de su capacidad agronómica, o más en general, una disminución de su calidad biológica, al afectar estos cambios a las poblaciones microbianas que viven en el suelo. En particular la minería suele producir alteraciones importantes al suelo, tanto en los aspectos físicos como químicos, que se traducirán también en cambios en su actividad microbiológica.

Las bacterias presentes en el suelo generan encimas, es decir, proteínas producto de su metabolismo, que a menudo son específicas de determinadas especies de estos microorganismos, y que participan en ciclos biológicos diversos en el mismo. De esta forma, el análisis de la actividad enzimática ha devenido en una herramienta importante en el análisis de la "salud del suelo", en el sentido de detectar su grado de evolución negativa como consecuencia de los mencionados cambios.

Se presentan resultados de dos estudios de caracterización de actividad enzimática realizados en dos contextos: un antiguo recinto metalúrgico de cinabrio (HgS, principal mena del mercurio); y un área minera abandonada en la que se realizó minería y mineralurgia de galena (PbS) con altos contenidos en plata, y con presencia de otros sulfuros habituales en estos yacimientos, destacando la pirita, mineral principal responsable de la generación del drenaje ácido de mina.

El recinto metalúrgico de cinabrio corresponde a un predio cerrado, en el que se practicó la calcinación de cinabrio para la producción del metal líquido, entre los siglos 19 y 20. En la zona se han realizado estudios previos que han detectado la presencia de muy altas concentraciones de mercurio total y de metilmercurio, el compuesto más altamente tóxico de este elemento. El recinto muestra una cobertura vegetal espontánea generalizada, que solo falta en las áreas con máximas concentraciones de metilmercurio. Sin embargo, la actividad enzimática de la deshidrogenasa se mantiene homogénea en todo el predio.

El área minera para Pb-Ag implica diversos subambientes, con suelos contaminados, acumulaciones de residuos y de relaves. En esta zona se han analizado un total de seis actividades enzimáticas, encontrando distribuciones que aparecen como relacionadas con la tipología del sustrato y su nivel de degradación.

GIAM-2: Geoquímica Ambiental: contaminación y polución de ambientes superficiales

Biogeoquímica: el nuevo paradigma en la estimación de calidad y salud del suelo.

Pablo Higueras[1], Francisco J. García-Navarro[2], Marta M. Moreno Valencia[3], E. García[1].
(1) Instituto de Geología Aplicada, Universidad de Castilla-La Mancha (IGeA-UCLM). Escuela de Ingeniería Minera e Industrial de Almadén. Almadén, Ciudad Real, España
(2) IGeA-UCLM. Escuela Técnica Superior de Ingenieros Agrónomos. Ciudad Real, España
(3) Departamento de Producción Vegetal y Tecnología Agraria, UCLM. Escuela Técnica Superior de Ingenieros Agrónomos. Ciudad Real, España

La geoquímica ambiental es la herramienta más usada actualmente en la caracterización de la afectación al ambiente por parte de actividades mineras, aunque también, cada vez más, por otros tipos de actividades humanas. En particular las prácticas agrícolas y ganaderas, incluyendo la aplicación de productos fitosanitarios, están produciendo cambios cada vez más notables sobre la calidad del suelo, y que se detectan sobre todo en la pérdida de biodiversidad microbiológica del mismo. Este efecto puede llegar a ser irreversible, dado que los cambios en el suelo suponen, como los cambios sobre el mismo, el cambio de ecosistemas (en este caso microbianos) que pueden suponer efectos muy negativos para la agricultura. Así, la salud del suelo se ha definido como su capacidad para funcionar como un sistema vivo.

Para estimar la calidad de un suelo se han venido utilizando dos tipos de parámetros: los que se denominan genéricamente "edafológicos", incluyendo reactividad (pH), contenido en sales (conductividad eléctrica), textura y estructura, contenido en materia orgánica, entre otros. Estos caracteres son indicadores del tipo de suelo, y tienen diferentes influencias en la posibilidad de su aprovechamiento en distintos aspectos, entre los que sin duda el agronómico es el más importante siempre.
La caracterización geoquímica de suelos es también importante, al establecer contenidos regionales en elementos mayores, y delimitar áreas en las que se puedan detectar "anomalías geoquímicas" o "suelos contaminados" en elementos traza, que condicionan el uso del suelo.

La biogeoquímica tiene por principal objetivo analizar la salud del suelo, desde el punto de vista de la caracterización de las comunidades microbianas que viven en el mismo. Para ello es emplean distintos parámetros, que van desde determinaciones sencillas que se pueden realizar directamente en terreno, como es la Respiración del suelo, hasta determinaciones precisas de la tipología de los grandes grupos de microrganismos que viven en el mismo basadas en el análisis de su ADN, pasando por el análisis de la actividad enzimática, que correspondería a un reflejo de la presencia y actividad biológica de determinadas comunidades. Todos ellos ofrecen una información que actualmente no se puede considerar como decisiva en análisis de impacto ambiental, puesto que no se conocen en detalles las variabilidades generales de tales parámetros, pero, como muchas veces con la geoquímica, nos permiten establecer diferencias, niveles locales y regionales de fondo, niveles anómalos por valores bajos o altos, etc., que nos ayudan en la interpretación de esta "salud del suelo".

GIAM-2: Geoquímica Ambiental: contaminación y polución de ambientes superficiales

El mapa biogeoquímico de Castilla-La Mancha (España Sur-Central). Una herramienta básica para el análisis de riesgos ambientales.

Pablo Higueras[1], Francisco J. García-Navarro[2], Marta M. Moreno Valencia[3], E. García[1].
(1) Instituto de Geología Aplicada, Universidad de Castilla-La Mancha (IGeA-UCLM). Escuela de Ingeniería Minera e Industrial de Almadén. Almadén, Ciudad Real, España
(2) IGeA-UCLM. Escuela Técnica Superior de Ingenieros Agrónomos. Ciudad Real, España
(3) Departamento de Producción Vegetal y Tecnología Agraria, UCLM. Escuela Técnica Superior de Ingenieros Agrónomos. Ciudad Real, España

Castilla-La Mancha es una región española localizada al sur de Madrid y Norte de Andalucía. Es una región de climatología semiárida, continental, con escaso desarrollo industrial, y cuya principal actividad económica es la agrícola, siendo, en concreto, el mayor productor nacional de uva y de vino, y la segunda región por producción de aceite de oliva, tras Andalucía. Es también una de las regiones más extensas del país, con unos 80.000 km^2.

Desde el punto de vista geológico la región se puede considerar subdividida por una línea Norte-Sur que pasa aproximadamente por su eje central, de forma que la mitad Oeste corresponde al denominado Macizo Hespérico, constituido por formaciones fundamentalmente (meta)detríticas de edad Paleozoico, mientras que la mitad Este corresponde a un dominio Mesozoico, formando parcialmente parte de las Cordilleras Alpinas de la Península Ibérica, y caracterizado por la presencia de formaciones carbonatadas, margosas y ricas en yeso y otras sales evaporíticas. En el Macizo Hespérico se ha desarrollado, además, una minería metálica de cierta importancia, incluyendo yacimientos de mercurio y de plomo-zinc-plata, mientras que en el Dominio Alpino la minería se centra en rocas industriales carbonatadas y salinas.

Nuestro grupo ha elaborado un mapa geoquímico de la región, que debe servir de referencia para la planificación de actividades industriales, mineras, agrícolas y ganaderas. Esta elaboración ha servido de punto de partida para la obtención de financiamiento para otro proyecto más ambicioso: el mapa biogeoquímico de suelos Castilla-La Mancha, en el que a la determinación de los parámetros fisicoquímicos, edafológicos y geoquímicos se unirá la determinación de parámetros bioquímicos, que permitan una valoración ambiental detallada del estado de los suelos de la región.

GIAM-2: Geoquímica Ambiental: contaminación y polución de ambientes superficiales

Geoquímica de As, Cu y Mo en cuencas contrastantes de Chile

Camila Lagomarsino[1], Cristóbal Quiroz[2], Joseline Tapia[3], Walter Brian Jones[1].
(1) Instituto de Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias, Universidad Austral de Chile, Valdivia, Chile
(2) Escuela de Geología, Facultad de Ciencias, Universidad Austral de Chile, Valdivia, Chile
(3) Escuela de Geología, Facultad de Ingeniería, Universidad Santo Tomás, Valdivia, Chile

Introducción

El clima, geología, población y actividades antrópicas de Chile son muy variables de norte a sur. En el norte de Chile el clima es desértico, en tanto en el extremo sur se presenta tundra y clima polar (Köppen-Geiger, 1961, 2017). La población se distribuye mayormente en el centro del país y en el norte predomina la minería, en el centro agricultura e industria y en el sur acuicultura, silvicultura, agricultura y ganadería. Últimamente se está trabajando en normativas ambientales para suelos y sedimentos. Por ello, la heterogeneidad de Chile y la signatura geoquímica de cada región, debe ser considerada.

Metodología

Durante 2016, 2017 y 2018 se muestrearon aguas y sedimentos de las regiones de Atacama, Los Ríos y Metropolitana, respectivamente. Se obtuvo 82 muestras de agua y 48 muestras de sedimento superficial. Estas se secaron (60°C) y tamizaron (< 63 µm). El contenido de As, Cu y Mo se cuantificó en el Helmholtz Centre for Environmental Research (Atacama verano) y en el Laboratorio de Geoquímica de la UACh.

Resultados

Los análisis de Cu, As y Mo en sedimentos fluviales ($mg \cdot kg^{-1}$) indican valores promedio de 231, 759 y 45, respectivamente en la Región de Atacama; en tanto, en la Región de Los Ríos estos valores son menores (9, 54 y 2.4, respectivamente). En aguas superficiales ($\mu g \cdot l^{-1}$), la Región de Atacama presenta promedios de 4376, 15 y 271 para As, Cu y Mo, respectivamente. Estos valores disminuyen en la Región Metropolitana siendo 3.1, 4.8 y 1.8; en tanto, en la Región de Los Ríos son aún menores (0.37, 1.94 y 0.20, respectivamente).

Discusiones y conclusiones

Los resultados de As, Cu y Mo indican un enriquecimiento para todos los elementos con respecto a valores promedio mundiales (de Rudnick y Gao, 2003 y de Gaillardet et al., 2003) en la Región de Atacama, además sus valores sólo son comparables con ríos contaminados por la minería (Varol y Şen, 2012). Estos enriquecimientos son mucho menores en la Región Metropolitana y despreciables en la Región de Los Ríos.

Referencias

Gaillardet, L., Viers, J., Dupré, B. 2003 Trace Elements in River Waters. In: Treatise on Geochemistry. V. 5, 225-272.

Köppen-Geiger, 1961, 2017. World maps of Köppen-Geiger classification.

Rudnick, R., Gao, S. 2003. Composition of the Continental Crust. In: Treatise on Geochemistry. V. 3, 1-64.

Varol, M., Şen, B. 2012. Assessment of nutrient and heavy metal contamination in surface water and sediments of the upper Tigris River, Turkey. CATENA,V. 92, 1-10.

GIAM-2: Geoquímica Ambiental: contaminación y polución de ambientes superficiales

Descontaminación de drenaje ácido de minas a través de precipitación mineral inducida: Tratamiento pasivo tipo DAS optimizado para condiciones chilenas

Alfonso Tomás Larraguibel[1], Alvaro Navarrete[2], Manuel Caraballo[3], Leonardo Navarro[2].
(1) Geología, FCFM, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(2) Geología, FCFM, AMTC, Santiago, Chile
(3) Ingenieria de Minas, FCFM, Universidad de Chile, Santiago, Chile

En la actualidad, el manejo de drenajes ácidos mineros (AMD), por su acidez y altas concentraciones de metales es un problema ambiental en Chile y el mundo. Habitualmente el AMD es tratado con sistemas "activos" que utilizan gran cantidad de energía y reactivos, forzando procesos poco eficaces para descontaminar las aguas. El interés geoquímico de este trabajo se centra en un sistema pasivo tipo DAS (Dispersed Alkaline Substrate), el cual optimiza a través del control del pH la eficacia de precipitación mineral para extraer metales y sulfatos del agua. Este tratamiento se creó en España y fue optimizado para condiciones chilenas, en cuanto a concentraciones y caudales de AMD. Se integró el uso innovador de conchillas marinas como material reactivo, en combinación secuencial con witherita ($BaCO_3$).

El tratamiento se probó en laboratorio, en series de columnas y decantadores por las cuales circuló un AMD sintético. Las columnas poseen un sustrato compuesto de una mezcla de 2 materiales: un material inerte de grano grueso que entrega permeabilidad al sistema y un material reactivo de grano fino. Se probaron distintos materiales y flujos de AMD para establecer rangos de funcionamiento. Se realizó un monitoreo de agua por 10 meses en las columnas el cual incluyó: físico química (pH,ORP, conductividad eléctrica) y cationes disueltos (ICP-MS). Finalmente se desarmaron las columnas y se analizaron los precipitados minerales neoformados a través de DRX, SEM y digestión ácida. Esto último es relevante, ya que algunos de los minerales formados son poco cristalinos y por ende es necesario realizar un análisis de sólidos con diversas técnicas para identificarlos de buena manera.

En todos los flujos, los resultados muestran una retención del 99% de metales como Al, As, Cu, Fe, Mn y Zn, y sobre el 50% de sulfato. Los minerales se distribuyeron en niveles estratificados, en la zona superior se identificó Schwertmanita (Schw) y en la zona media Hidrobasaluminita (Hidbas). En el nivel de Schw se extrajo principalemnte Fe, mientras que en el nivel de Hidbas Al, As y Cu.

En síntesis, el tratamiento pasivo tipo DAS es una buena alternativa para tratar aguas ácidas. Desde un punto de vista hidroquímico, se encontraron interacciones interesantes entre metales y fases minerales en sistemas de drenaje ácido, las cuales son importantes para entender los procesos que pueden generar estas aguas en ambientes superficiales y subterraneas.

GIAM-2: Geoquímica Ambiental: contaminación y polución de ambientes superficiales

Procesos hidrogeoquímicos y contaminación de aguas subterráneas en cuatro viñas de la zona central de Chile.

Sofía López[1], Pamela Castillo[1], Ruttger Dirk[2], Brian Townley[1].
(1) Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemática, Universidad de Chile, SANTIAGO, Chile
(2) Consultor en Hidrogeología, RUCO Fresena Ltda.

En la actualidad, se ha comprobado que la agricultura tiene efectos directos e indirectos en las tasas de recarga y en la composición química del agua subterránea (Bohlke, 2002). En Chile la agricultura es una de las actividades económicas más importante en la zona centro sur del país. Es por esto que resulta esencial evaluar los impactos del uso excesivo de fertilizantes, los cuales por procesos de disolución y transporte pueden ser agentes contaminantes de las aguas subterráneas. En particular la vitivinicultura ha experimentado un fuerte crecimiento en los últimos años, expandiendo las áreas de plantaciones en diversas regiones del país. En el presente estudio se busca comprender los procesos geológicos y actividades antrópicas que controlan la hidrogeoquímica de las aguas subterráneas en los alrededores de cuatro viñas de la Zona Central de Chile ubicadas en las regiones de Valparaíso (San Antonio y Casablanca), Libertador Bernardo O´Higgins (Santa Cruz) y del Maule (San Javier). Para ello se realizaron mediciones fisicoquímicas y se colectaron muestras de agua subterránea, lluvia, tranque e irrigación durante dos temporadas (verano e invierno), las cuales fueron analizadas para determinar elementos mayores, menores y trazas. Los resultados hidrogeoquímicos indican que los principales mecanismos que dominan la química del agua subterránea son los procesos de interacción agua-roca, y en las viñas de San Antonio y San Javier además se registran procesos de evapotranspiración y precipitación. Dentro de los procesos geológicos, la meteorización de silicatos (plagioclasas, biotita, anfíboles), disolución de carbonato e intercambio catiónico explican los contenidos de Ca^{2+}, Mg^{2+}, Na^{+} y HCO_3^{-} en las aguas subterráneas. Sin embrago se identificaron concentraciones de elementos que revelan una contaminación antropogénica del agua. En específico la ocurrencia de nitratos, sulfatos y cloruros pueden tener como origen la intensiva aplicación de agroquímicos y/o la presencia de ganadería. Por su parte, el análisis de elementos trazas en las viñas de Casablanca y San Antonio, evidenció que las concentraciones de Al, Cu, Mn y Zn en agua de lluvia son mayores que en las aguas subterráneas, lo que puede interpretarse como una contaminación atmosférica presente en la región cuyas fuentes más probables podrían ser la refinería de Ventanas y/o movimientos portuarios de San Antonio. Agradecimientos: Este trabajo fue apoyado por CORFO y I + D Consorcio Vinos de Chile.

GIAM-2: Geoquímica Ambiental: contaminación y polución de ambientes superficiales

Distinguiendo el impacto de los procesos naturales vs. antropogénicos en la geoquímica de las aguas en la cuenca Alto Tinguiririca

Cristóbal Ignacio Méndez[1], Jamie Buscher[1,2], Linda Daniele[1,2], Claudia Cannatelli[1].
(1) Geología, Ciencias físicas y matemáticas, Universidad de Chile
(2) Geología, Ciencias físicas y matemáticas, Centro de Excelencia en Geotermia de Los Andes (CEGA), Santiago, Chile

Cuantificar el impacto de los procesos naturales frente a los antropogénicos en el medio ambiente puede ser difícil de evaluar en áreas que tienen elevado desarrollo, como Chile central. La cuenca Alto Tinguiririca en la Región del Libertador Bernardo O´Higgins tiene un bajo grado de intervención humana que permite medir la geoquímica de las aguas casi sin influencia de los procesos antropogénicos. En el verano de 2017, se tomaron un total de 12 muestras de agua de cauces fluviales activos, aguas termales y un manantial. En el Laboratorio de Geoquímica de Fluidos del Departamento de Geología-CEGA (U Chile) se analizaron 40 elementos entre mayores, menores y trazas en las muestras mencionadas. Posteriormente, los datos fueron tratados gráficamente y estadísticamente mediante análisis multivariante para identificar valores anómalos y determinar los procesos fisicoquímicos que ocurren en la cuenca. Además de los análisis químicos, la fracción del material transportado en suspensión también se midió analizando los filtros utilizados para recoger muestras (0,45 µm) con un microscopio electrónico de barrido. Se distinguieron tres grupos de agua basados en las concentraciones de los elementos mayores. Las muestras de aguas de manantial y de cauce fluviales (menores a 23°C y entre 90,3 y 779 µS/cm) indican una transición desde HCO_3-Ca a SO_4-Ca , mientras que las aguas termales forman un grupo aparte, con composición de Cl-Na y una mayor salinidad con respecto a las demás (57 y 62°C, 3770 y 5010 µS/cm). En general, las aguas recogidas en la parte alta de la cuenca son SO_4-Ca y poseen anomalías de Al, Fe, Mn, entre otros, mientras las muestreadas en la parte baja son más HCO_3-Ca, con menores concentraciones de metales y solo un punto con una anomalía de Zn. El análisis de los filtros muestra también una distinción entre dos grupos, con la presencia de elementos no detectados en la fase disuelta como Au, Ag y La en las aguas de la parte baja de la cuenca. Dado que la agrupación de las aguas parece estar basada en la ubicación a lo largo de la cuenca, las diferencias geoquímicas se deben principalmente a la geología de la cuenca, con la parte Oeste caracterizada por una secuencia Cenozoica (volcanosedimentaria continental) y la parte Este por una región que incluye una secuencia Mesozoica (sedimentaria marina y continental), vulcanismo activo y la Falla El Fierro, donde esta última además favorece el ascenso de fluidos al encontrarse en una zona de transtensión.

GIAM-2: Geoquímica Ambiental: contaminación y polución de ambientes superficiales

Dinámica de precipitación de microminerales de Fe-Al-SO_4 desde el drenaje ácido del estero Yerba Loca: vía natural de atenuación de contaminación metálica.

Alvaro Navarrete[1], Jose Pablo Correa[2], Leonardo Navarro[1], James McPhee[3,1], Manuel Caraballo[4,1].
(1) Advanced Mining Technology Center (AMTC), Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(2) Departamento de geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(3) Departamento de ingeniería civil, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Sanitago, Chile
(4) Departamento de ingeniería en minas, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile

Los hidroxisulfatos de Al y Fe son minerales difícilmente identificables por análisis convencional de difracción de rayos X (DRX) por ser pobremente cristalinos. Por esta condición, usualmente son omitidos de estudios hidrogeoquímicos en Chile en ambientes superficiales con drenaje ácido de roca (DAR). Convirtiéndose en un "eslabón perdido" en la cadena de procesos químicos de estos ambientes. Como caso de estudio, se presenta al estero Yerba Loca (YL), el cual conjuga: una fuente de DAR en su cabecera; una fuerte y variable influencia hidrológica por presencia de nieve y glaciares; y presencia de minerales neoformados a lo largo del río. El monitoreo a lo largo de la cuenca YL se realizó entre sept/16 y feb/18, concentrado principalmente en zona media y baja. El muestreo de agua incluyó: mediciones de pH y conductividad eléctrica; cationes totales y disueltos (ICP-MS). El muestreo de sólidos se concentró en minerales neoformados en el lecho del río, sin sedimento clástico. Éstos fueron analizados por: digestión ácida seguida de ICP-MS, difracción de rayos X (DRX) y microscopía electrónica de barrido (SEM). Se reconocieron 2 fases minerales: Schwertmannita (Schw) asociada al Fe e Hidrobasaluminita (Hidbas) asociada al Al. La Schw se concentró principalmente en la zona alta, en presencia de aguas ácidas (pH entre 2,9 y 3,4) con altas concentraciones de metales (Fe, Al, Cu, Mn, Zn, As, Pb, Ti, V). De forma puntual, se reconoció migración de este mineral hacia la zona baja en verano. La Hidbas se encontró en distintos sectores entre la zona media y baja, en aguas ligeramente ácidas (pH alrededor de 5) y con menores concentraciones de metales, principalmente en invierno y primavera. En la digestión ácida de Schw e Hidbas se reconocieron considerables concentraciones de As, Cu, Mn, Pb, Ti y Zn, mientras que Schw mostró además Mo y V. Ésta retención de metales en los minerales fue coherente con el descenso de concentraciones de metales en el agua a lo largo del YL, más allá del efecto dilución del río. El mecanismo de retención más probable es la adsorción, aún cuando se necesitan más estudios para concluirlo. Como conclusión, la precipitación de hidroxisulfatos en YL fue dinámica en el tiempo y espacio, extrajo metales del río YL, favoreciendo la atenuación de contaminantes metálicos. Su adecuada caracterización permite incluirlos en modelación hidrogeoquímica de ríos y su conceptualización es aplicable a otros sistemas superficiales con DAR en Chile.

GIAM-2: Geoquímica Ambiental: contaminación y polución de ambientes superficiales

Caracterización hidrogeoquímica de redes fluviales para la cuenca del Rio Paicaví, Arauco, Chile. Influencias del entorno geográfico y el efecto de una barrera natural.

Carla Ester Navarrete[1], Tamara Muñoz[1], Manuel Rojas[1], Yoal Diaz[1].
(1) Universidad Andrés Bello, Chile

Resumen Entre los 37°36' a 38°03' S se emplaza la Cuenca del río Paicaví con 1215 km^2, considerada de las más importantes en la Provincia de Arauco. "Nace de la reunión del río Peleco, que es él que drena toda la porción norte de la hoya; y el estero Puyehue, que desagua en el lago Lanalhue y la pequeña laguna Puyehue" (DGA, 2004, p. 1). La zona topográficamente más deprimida de la cuenca se caracteriza por una serie de valles fluviales con dirección preferencial NE-SW, los cuales deben su desarrollo a las dunas que se comportan como un bloqueo natural y al constante aporte de agua de los esteros y ríos de la zona. El área de trabajo abarca 5 depósitos naturales de agua, divididas en 2 sistemas distintos. El primer sistema contiene las lagunas Antiguala y Lencan, que se encuentran restringuidas a la costa por una barrera natural. Y el segundo sistema que incluye a Lanalhue, Puyehue y Los Batros, tiene influencia directa de agentes "industriales" y no presenta una barrera natural desembocando directamente en el océano. Esta investigación analiza criterios composicionales de las 4 lagunas con relación al lago Lanalhue. Además, se determina la posible proveniencia de agentes contaminantes que están afectando en la zona. Para lo anterior, se midió temperatura, pH, transparencia y conductividad; y se analizaron muestras de agua para determinar alcalinidad, dureza, nitrógeno y fósforo. De igual manera, se realiza un estudio comparativo entre las lagunas que están hacia el W versus las que están hacia el E de las dunas, identificando así el impacto que genera la presencia de dichas dunas en el paisaje. Paskoff (1992) indica que las dunas sirven como una barrera natural y detienen el agua salada, lo que impide la contaminación y permite que el bosque se aproxime a la orilla del mar. **Referencias** Paskoff, R. 1992. Las dunas del litoral. Revista Mundo Científico, Nº 8. 958-965. DGA, Dirección General De Aguas. 2009. Diagnóstico y clasificación de los cursos y cuerpos de agua según objetivos de calidad, Cuenca del río Paicaví. 54 pp.

GIAM-2: Geoquímica Ambiental: contaminación y polución de ambientes superficiales

Modelación numérica del sistema de drenaje ácido Yerba Loca-Mapocho Alto: control de schwertmannita e hidrobasaluminita en la hidroquímica

Leonardo Antonio Navarro[1], Álvaro Navarrete[1], Manuel Caraballo[2], James McPhee[3].
(1) Advanced Mining Technology Center, Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(2) Ingeniería de Minas, Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(3) Ingeniería Civil, Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile

La cuenca del estero Yerba Loca (YL) corresponde a un complejo y dinámico sistema hidrogeoquímico. Conjuga una fuente de drenaje ácido de roca (DAR) en su cabecera (pH ~ 2.8) y una fuerte influencia hidrológica por presencia de nieve y glaciares, que le otorga gran variabilidad estacional. Es un afluente del río San Francisco, el que a su vez confluye con el río Molina, para dar origen al río Mapocho (MAP). Durante el verano (época seca y sin lluvias), su comportamiento es contra intuitivo pues se alcanzan los máximos caudales, acidez y carga metálica, impactando hasta el río MAP (pH ~ 5). Debido a que este último es fuente para tratamiento de agua potable y para agua de riego de la ciudad de Santiago, el sistema YL-MAP es de sumo interés científico, ambiental, social e industrial. En definitiva, este estudio intenta responder a este fenómeno tratando de entender y modelar la migración del pH ácido de YL hasta MAP.

Se realizó un modelo conceptual del sistema a partir de datos de monitoreo hidroquímico y mineralógico desde sept/2016 hasta mar/2018. Luego se realizaron simulaciones numéricas con el código PHREEQC para representar procesos geoquímicos identificados en el sistema: neutralización, disolución/precipitación mineral, adsorción y dilución. En la modelación se incorporó schwertmannita (Schw) e hidrobasaluminita (Hbas) como minerales neoformados en el río.

Se generaron dos modelos: uno de mezcla que no incluye procesos hidrogeoquímicos, y otro que sí. El último modelo logra representar correctamente el comportamiento de pH, los elementos mayoritarios, y de metales como As, Al, Fe, Cu, entre otros. Mientras que la precipitación de minerales neoformados controla la distribución de algunos metales a lo largo del sistema y genera "buffers" de pH. Adicionalmente, los aportes laterales aportan una capacidad neutralizante a lo largo del sistema que facilitan condiciones para la precipitación mineral.

Como conclusión, la migración de acidez y contaminantes en el río, se puede explicar a partir de la correcta conjugación de cantidad de agua ácida de cabecera, aportes alcalinos de la zona media y la precipitación mineral. Finalmente, se destaca el potencial de la modelación numérica, que permitiría predicciones en la calidad del agua del sistema YL-MAP ante el cambio climático.

GIAM-2: Geoquímica Ambiental: contaminación y polución de ambientes superficiales

Análisis del aporte de residuos mineros a suelos mediante estudio de caso en Punta del Cobre

Luna Pérez[1], Luisa Pinto[1], Manuel Caraballo[2], Luis E. Lara[3], Sebastián Ureta[4].
(1) Departamento de Geología, Universidad de Chile, Plaza Ercilla 803, Santiago, Chile
(2) Departamento de Ingeniería en Minas, Universidad de Chile, Tupper 2069, Santiago, Chile
(3) Red nacional de vigilancia volcánica, Servicio Nacional de Geología y Minería, Av. Santa María 0104, Santiago, Chile
(4) Departamento de Sociología, Universidad Alberto Hurtado, Av. Libertador General Bernardo O'Higgins 1845, Santiago, Chile

Cerca de un 85% de los relaves catastrados en Chile (740 en total) se encuentran inactivos o en estado de abandono. Un relave que deja de estar activo se seca, lo cual permite que las partículas finas que lo conforman puedan ser fácilmente removidas por erosión eólica o eventos aluviales. El resultado de esto es una dispersión de sedimento que en general contiene altas concentraciones de metales pesados, los cuales pueden incorporarse a los suelos aledaños. Si se toma en cuenta que este proceso ocurre desde hace más de un siglo y que no existió en Chile fiscalización del cierre de faenas hasta principios del siglo XXI, se puede conjeturar que múltiples procesos de movilización de material pueden haber dispersado sedimento de relaves hacia suelos cercanos.

Junto con lo anterior, en Chile no existe una norma de calidad de suelos; solo existe una guía metodológica del Ministerio del Medio Ambiente para gestión de suelos con potencial presencia de contaminantes. Además, un suelo se considera químicamente contaminado cuando la concentración de ciertas sustancias supera una norma; pero si no existe norma, no se puede hablar categóricamente de contaminación.

Esta investigación tuvo como objetivo analizar el aporte de material de residuos mineros a suelos de dos predios agrícolas ubicados en el valle del río Copiapó, en la localidad de Punta del Cobre. Para ello, se realizó un análisis mineralógico mediante XRD y microscopía óptica: y un análisis estadístico de datos geoquímicos obtenidos mediante digestión ácida y análisis elemental con ICP-MS. Los resultados indican que existe un aporte directo de 3 relaves que están contiguos a los predios, atribuido posiblemente a un transporte aluvial y eólico y a la rotura de una tubería de agua de procesos. Sin embargo, también se identificó una alta concentración de Hg que sobrepasa las concentraciones medidas en los relaves contiguos y en algunas rocas de la zona. Descartando otras fuentes de enriquecimiento, se postula que el aporte de Hg provendría de la formación temprana de estos suelos, que corresponden a fluvisoles, o a un aporte de fuentes lejanas aguas arriba del río Copiapó, donde existen residuos mineros con altas concentraciones de Hg. Estos resultados invitan a profundizar el entendimiento de la dinámica de suelos y resaltan la importancia de comprender el alcance de la dispersión de material y la constitución de suelos, lo cual debería ser considerado en el levantamiento de líneas base y normas de calidad.

GIAM-2: Geoquímica Ambiental: contaminación y polución de ambientes superficiales

Evaluación del riesgo en sectores relacionados con disposición de Residuos Sólidos Domiciliarios: Vertedero Lepún (Lago Ranco) y Vertedero Asquee (Mariquina), región de Los Ríos

Carlos Ignacio Rodríguez[1], Nicolas Poblete[1], Orlando Macari[1].
(1) PGS SpA

Las concentraciones obtenidas fueron comparadas con los valores límite entregados por las normas NCh1333 y NCh409, así como también los valores recomendados por la Agencia de Medio Ambiente de Canadá (CCME). Para comparar a nivel local, se realizó la determinación del background mediante la toma de muestras de suelo en sectores fuera de la potencial influencia del vertedero. En el sitio de Lepún, de acuerdo a las características de impermeabilidad del suelo en donde se emplaza el ex-vertedero, es posible desestimar el riesgo asociado a la contaminación del agua subterránea. Sin embargo, resultó necesario evaluar riesgos asociados a otras vías de exposición, como la potencial contaminación del agua asociada a escorrentía superficial. En este sentido, los valores que alcanzan el nivel máximo permitido en la NCh 409 para el As (0.01 mg/l), alcanzando un nivel máximo, sin implicar un riesgo para la salud. Los resultados de los análisis realizados a las muestras, indican que para el As no se sobrepasan los límites permisibles establecidos en la norma NCh 409. En relación al ex-vertedero de Asquee, se puede mencionar que este operó hasta el año 1995, por lo que se encuentra en una etapa de estabilidad en relación a la producción de gases asociados a desechos orgánicos, que se encuentran en el depósito. El riesgo a evaluar en este sitio está asociado a la potencial contaminación del agua subterránea, que es utilizada por los vecinos del sector. Sin embargo, los resultados obtenidos para los análisis de agua de pozos (agua para consumo humano) y de una zanja al costado de uno de los depósitos, indica que las concentraciones de elementos potencialmente peligrosos se encontran bajo los límites máximos permisibles establecidos en las Normas NCh 409 y 1333, por lo que descarta el riesgo por toxicidad en el Vertedero Asquee para la población existente en el sector. Las concentraciones de elementos trazas en los suelos de ambos vertederos (Lepún y Asquee) se encuentran todas dentro de los rangos, ya sea al compararlos con el *background* como con los valores guía indicados por el CCME en Canadá y con los valores EMEG calculados. Por lo tanto, se descarta que exista riesgo tóxico en la población humana y/o ecosistemas, ya sea por ingestión o por contacto dérmico con alguno de los metales analizados.

GIAM-2: Geoquímica Ambiental: contaminación y polución de ambientes superficiales

Caracterización del recurso hídrico y evaluación de la presencia de contaminantes en el humedal Boca Maule de Coronel

Carlos Rodríguez Font[1].
(1) PGS SpA

Introducción Coronel es una ciudad declarada Zona Saturada por material particulado fino respirable MP2,5 y por los contaminantes provenientes de las industrias que abundan en la bahía de Coronel, entre las que se encuentran termoeléctricas, pesqueras, madereras y varios tipos de fábricas. El humedal Boca Maule, es un sitio natural, que si bien se encuentra ampliamente intervenido, aún conserva parte de la flora y fauna que rebosó en un tiempo pasado. Es así como el humedal Boca Maule alberga a diversas de especies, algunas de ellas con problemas de conservación según el Reglamento de Clasificación de Especies Silvestres del Ministerio del Medio Ambiente y el Reglamento de la Ley de Caza del Servicio Agrícola y Ganadero. Estas especies se han visto amenazadas por factores como la intervención de recurso hídrico por obras viales (puente Los Araucanos), contaminación de aguas por actividad ganadera, minera del carbón y actividad agrícola, descargas de residuos líquidos domiciliarios y escombros, además de las obras de relleno cercanas al humedal, presencia de vertederos ilegales y perros callejeros. Características principales El humedal Boca Maule está ubicado geográficamente dentro el área urbana costera de la comuna de Coronel, Provincia de Concepción, de la Región del Biobío, en las coordenadas 36°99'S; 73°31'W (Municipalidad de Coronel, 2013). Desde el punto de vista geomorfológico, el humedal Boca Maule se desarrolla sobre la unidad denominada Planicie de Sedimentación Marina y/o Fluviomarina, localizada entre el Océano Pacífico y la Cordillera de Nahuelbuta, en el mismo lugar donde se emplaza el área urbana de Coronel. El agua que da origen al Humedal Boca Maule proviene del aporte de esteros costeros que nacen en el macizo cordillerano de Nahuelbuta, y escurren a través de una llanura de pendiente débil, siguiendo antiguos cordones de playa, antes de alcanzar la desembocadura. Durante su recorrido, confluyen en distintos puntos del estero Maule que corresponde al curso principal y el último tramo de la cuenca del Estero Quiñenco, antes de descargar sus aguas 19 km inmediatamente al sur de la desembocadura del río Biobío. La zona de meandros, al oeste del puente, presenta un importante valor paisajístico y significancia para la comunidad. Es una de las zonas donde diversas especies de aves acuáticas desenvuelven parte de su nicho ecológico. Por otra parte, el espejo de agua es uno de los rasgos en donde la mayoría de la población, que frecuenta el humedal, afirma que puede percibir cambios en los niveles del agua, provocados por pluviometría estacional. Metodología Se diseñó un plan de muestreo que consideró la determinación de parámetros fisicoquímicos, microbiológicos y tróficos, entre otros. De acuerdo a lo anterior, se realizó la toma de muestras (de agua y sedimento), en puntos de muestreo que se presentan en la Figura. Los puntos M4, M9 y M11, se ubican en la afluencia de los esteros La Posada, Lagunillas y Maule, respectivamente, con el objetivo de caracterizar sus aguas y detectar posibles fuentes de contaminación. El punto M8 se ubica en un sector donde el cause sufre un estancamiento o embotellamiento, debido a la presencia de un puente vehicular que dificulta el paso de agua, el punto M8 corresponde al que, de acuerdo a los antecedentes recopilados y lo observado en terreno, presenta el mayor grado de eutrofización. El punto M2 corresponde a un punto de muestreo de sedimentos, ya que estos, al encontrarse en la desembocadura del humedal, podrían acumular contaminantes de interés. El punto M1 se ubica en el estero La Posada y su objetivo fue detectar una potencial fuente de contaminación asociada a la zona industrial que se ubica al norte del punto. Los puntos M3, M5, M6, M7 y M10, corresponden a puntos intermedios y de control y monitoreo de parámetros fisicoquímicos, con los que se realizará una correlación estadística con los demás parámetros determinados en los otros puntos. **Análisis** Los análisis fueron realizados en el Laboratorio ALS, mediante métodos estandarizados y certificados. Los parámetros caracterizados, en distintos puntos, en total fueron: metales disueltos y totales (Cu, Cr, Ni, Se, Zn, Fe, Al, As, S, Cd, Hg, Ag, Ba, B, Pb, Co, Mn, Mg, Mo y V); Especiación de As, Fe, Cu y Se; DBo5; DQO; compuestos orgánicos (AOX; organofosforados, organclorados, organobromados, COPs, HAPs, COVs, hidrocarburos totales, hidrocarburos fijos, hidrocarburos volátiles, grasas y aceites, COT y COD); aniones y cationes; nutrientes (nitrato, nitrito, nitrógeno amoniacal, nitrógeno orgánico, nitrógeno total, fosfato, fósforo total, cloruro, sulfato, sodio); parámetros microbiológicos (coliformes fecales, coliformes totales, clorofila a). Los parámetros fisicoquímicos fueron caracterizados mediante un equipo multiparámetro portátil (pH, temperatura, potencial RedOx, conductividad, oxígeno disuelto y sólidos totales disueltos).

GIAM-2: Geoquímica Ambiental: contaminación y polución de ambientes superficiales

Resultados Agua Los resultados para los parámetros pH, temperatura, potencial RedOx, conductividad, oxígeno disuelto y solidos totales disueltos, se presentan a continuación:

cod	T°	pH	Potencial RedOx (mV)	Conductividad Eléctrica (uS/cm)	Oxígeno Disuelto mg/L	Sólidos Disueltos Totales (mg/l)
M1	23,1	6,42	182,5	95,2	8,23	47,60
M3	22,9	6,86	262,6	400	7,02	200,00
M4	22,2	6,83	241,2	377	5,65	188,50
M5	22,2	6,84	266,4	341	5,77	170,50
M6	22	6,88	286,4	107	4,72	53,50
M7	21,9	6,77	249,2	286	5,98	143,00
M8	18	6,53	259,5	232	3,86	116,00
M9	17,1	6,66	214,4	193,1	3,39	96,55
M10	15	6,53	279,7	198,4	2,21	99,20
M11	17,6	6,53	240,1	165,6	1,77	82,80

La norma de calidad de agua NCh409 establece los requisitos de calidad que debe cumplir el agua potable en todo el territorio nacional, en cuanto a requisitos físicos, químicos, bacteriológicos y de desinfección. De todos los parámetros químicos, los únicos que superan la norma chilena en los parámetros químicos son el Hierro y Manganeso (límite máximo permitido de 0,3 y 0,1 mg/l para el Fe y Mn respectivamente). Las muestras que superaron estos valores fueron: M4, M8, M11 y M9, alcanzando un máximo de 2 mg/l para el Fe en el punto M4 y 0,38 mg/l para el Mn en el punto M11. Por otro lado, no se encontraron concentraciones detectables de contaminantes orgánicos persistentes, plaguicidas ni otros residuos peligrosos.

Esenciales		Muestra			
Elemento	Límite máximo mg/l	M4A	M8A	M11A	M9A
Hierro	0,3	2	1,54	0,96	1,01
Manga-neso	0,1	0,3	0,34	0,38	0,03

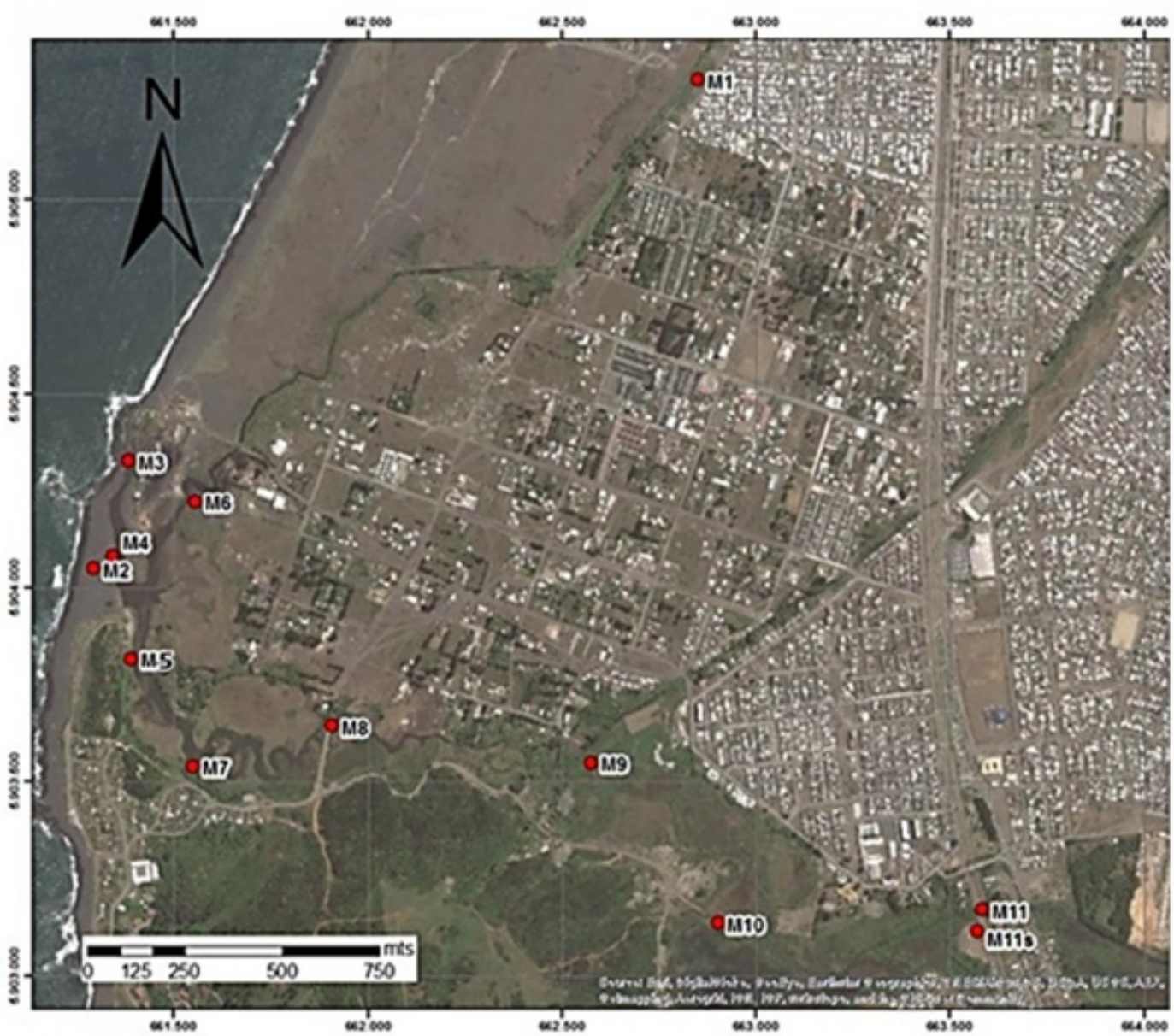
Tabla 1: Comparación con NCh409. Respecto de los parámetros bacteriológicos, se detectaros altas concentraciones de coliformes fecales en las muestras M4 y M8, y menores concentraciones en las muestras M11 y M9.

Análisis	Unidad	Límite Detección	Muestra			
			M4A	M8A	M11A	M9A
Coliformes Fecales	NMP/100 mL	1,8	540	1600	79	33
Coliformes Totales	NMP/100 mL	1,8	1600	>1600	220	>1600

Tabla 2: La norma chilena indica que el agua para el consumo no debe presentar coliformes fecales. **Sedimentos** No se encontraron concentraciones de sustancias peligrosas en los sedimentos más próximos al humedal. **Análisis de resultados** De los contaminantes orgánicos, entre los que se encuentran pesticidas y compuestos peligrosos, la mayoría de los cuales se encuentra prohibidos, los resultados indican que no se encuentra concentraciones detectables en el área de estudio, ni en agua ni en sedimentos. Respecto de la fuente, dado el abrupto incremento de coliformes fecales aguas abajo del sitio en donde se desarrolla ganadería, y dadas las bajas concentraciones detectadas en los puntos M9 y M11, considerando la presencia del puente los araucanos, se puede llegar a la misma conclusión de que la contaminación por coliformes fecales es originada por las heces de ganado y el puente que estanca

el curso del agua del humedal. Respecto de las concentraciones de Fe y Mn, estas posiblemente se deban a características geológicas y naturales de la zona. En el mundo se han reportado concentraciones manganeso superiores a los 400 mg/l en agua fresca, sin embargo, al ser un elemento esencial para el organismo humano, un adulto puede consumir entre 0,7 y 10,9 mg/día de manganeso (USEPA, 2004). Concentraciones naturales superiores a los rangos de Mn y Fe establecidos por la norma (NCh409) han sido reportados con anterioridad: "Desde la perspectiva del uso de las aguas subterráneas para fines domésticos, entre las regiones IV y X, especial atención tienen el hierro y manganeso, por tener altas concentraciones de origen natural." (SAG, 2005). Por otro lado, el Hierro y Manganeso corresponden a elementos esenciales para el organismo humano (Alloway, 2010), por lo que concentraciones ligeramente por sobre la norma, no implican un riesgo a la salud ante la exposición a estas aguas. Sin embargo, no es recomendable consumir agua, sin un previo tratamiento. En tanto, el resto de los parámetros medidos, presentan concentraciones menores a las exigidas por dicha norma. En base a los resultados bacteriológicos realizados en el humedal se puede concluir que el principal factor de contaminación es la descarga al humedal desechos domiciliarios y las heces de ganado circundantes al humedal. Los demás parámetros están por debajo de los límites máximos permitidos por la NCh N°409 para agua potable y la NCh N°1333 para agua de riego, por lo cual se concluye que no existe otra fuente de contaminación para el humedal.
Discusión Los humedales son importantes para remover los sedimentos finos y compuestos químicos potencialmente tóxicos del agua, regulando la calidad de esta y consecuentemente la influencia del aporte hídrico del ecosistema. Mientras el agua escurre por estos ecosistemas, las partículas finas decantan hacia el fondo o son filtradas principalmente en los meandros, en el contexto de Boca Maule. Otros contaminantes son disueltos y estabilizados. Finalmente, los procesos biológicos asociados a la actividad bacteriana comunidades de plantas acuáticas completan el proceso de purificación del agua. De los contaminantes orgánicos, entre los que se encuentran pesticidas y compuestos peligrosos, la mayoría de los cuales se encuentra prohibidos hace varios años. Los resultados indican que no se encuentra concentraciones detectables en el área de estudio, ni en agua ni en sedimentos. Las concentraciones de metales presentes en el agua del humedal se encuentran bajo los rangos entregados por las normas (Nch1333 y Nch409), a excepción de los elementos hierro y manganeso, cuyas concentraciones en agua superan, levemente, lo establecido en la norma Nch409. Estas concentraciones pueden considerarse dentro del rango de variabilidad natural. Por otro lado, al ser elementos esenciales para el organismo humano, se puede descartar riesgo asociado a estas concentraciones. Los coliformes fecales corresponden a bacterias que se reproducen en el intestino de los animales de sangre caliente, por lo tanto, su presencia se puede asociar a contaminación fecal. Las mediciones de parámetros microbiológicos asociados a contaminación fecal indican que existe un aumento explosivo de la densidad de Coliformes fecales en el punto M8 (Puente Los Araucanos). A diferencia de los puntos ubicados aguas arriba del punto, en donde la densidad es mucho menor. Si bien, el cese de la actividad ganadera disminuiría la presencia y contaminación de coliformes fecales en el humedal, posiblemente la medida más efectiva para restaurar la capacidad de purificación del agua sería la reconstrucción del puente Los Araucanos. Claramente la presencia de esta estructura, deficientemente diseñada, genera un embotellamiento al cauce. Esto genera acumulación de materia orgánica, produciendo incluso cambios en la morfología del cauce aguas arriba del puente, respecto de lo que ocurre aguas abajo.

GIAM-2: Geoquímica Ambiental: contaminación y polución de ambientes superficiales



Se un mapa de la zona de estudio con los puntos de muestreo. En el punto M8 se puede observar el puente Los Araucanos y la diferencia entre la morfología entre el cauce aguas arriba y aguas abajo, la primera sin presencia de meandros. y la seguna con una clara presencia de meandros.

GIAM-2: Geoquímica Ambiental: contaminación y polución de ambientes superficiales

Diagnóstico de riesgo ambiental, región de Antofagasta: componente b) estudio de riesgo ambiental en suelos abandonados

Francisco Rojas[1], Jose Luque[1].
(1) Geologia, Facultad de Ingeniería y Ciencias Geológicas, Universidad Católica del Norte

El presente trabajo se encuentra enmarcado en el proyecto "Diagnostico de riesgo ambiental, región de Antofagasta: componente b) estudio de riesgo ambiental en suelos abandonados" quien presenta como mandante al Gobierno Regional de la región de Antofagasta con contraparte técnica la Seremi de Medio Ambiente, el objetivo de este estudio es evaluar el riesgo ambiental de los suelos con potencial presencia de contaminantes de la región y diagnosticar preliminarmente fuentes activas, de manera tal de establecer acciones para prevenir, mitigar, controlar o corregir la exposición y los efectos o impactos negativos en la salud de la población y ecosistemas. El término "contaminación" segun la US EPA (United States Environmental Protection Agency) se define en general, a la presencia de una sustancia en el ambiente que, debido a su cantidad o composición quimica, prohibe el funcionamiento de procesos naturales y produce efectos indeseables para la salud y el medio ambiente. Bajo la Ley de Agua Limpia, el termino ha sido definido así: las alteraciones hechas o provocadas por los seres humanos a la integridad física, biolólogica, química y radiológica del agua y otros medios. Este trabajo se basa en la Guía Metodológica para la Gestión de los Suelos con Potencial Presencia de Contaminantes del ministerio de medio ambiente, la cual divide el estudio en tres fases principales, fase I: Identificación y priorización de SPPC (Suelo con Potencial Presencia de Contaminantes) a la cual después se obtiene una Jerarquización de SPPC, Fase II: Evaluación preliminar y confirmatoria a través del estudio geoquímico ambiental, Fase III: Evaluación de riesgo y Gestión del riesgo. Una evaluación de riesgo, consiste en analizar si las sustancias detectadas en los sitios en estudio, suponen un riesgo a la salud de los receptores existentes y futuros previstos en el entorno. Para que el riego exista deben existir tres factores; una fuente, una vía de exposición y un receptor potencial. Para el caso de la región se realizará un catastro de todas las empresas activas, las cuales podrían provocar una afección al suelo, de esta manera poder jerarquizar los sitios potencialmente contaminantes, un estapa preliminar que consiste en la realización de Fase I, para el estudio en Fase II se identificaron 10 sitios con probable presencia de contaminantes y para el caso de Fase III se analizarán 13 sitios.

GIAM-2: Geoquímica Ambiental: contaminación y polución de ambientes superficiales

Implementación de filtro lento de arena en comunidades rurales (Mapuches). Galvarino, Región de la Araucanía. ***Mejorando la calidad del agua de manera simple y económica***

Diego Ricardo Schmidlin[1], Christian Antileo[1], Denisse Dufey[1], Hardy Medina[1].
(1) Agroindustria, Agroindustria, Universidad de La Frontera

El proyecto se enmarca en el programa social de mejoramiento de barrios, administrado por la SUBDERE y los Gobiernos Regionales, que tiene como objetivo abastecer de agua potable a la población de sectores rurales, mejorando así su calidad de vida. La problemática consiste en mejorar la calidad del agua de los sistemas de abasto de agua implementados en comunidades rurales de la Comuna de Galvarino. Estos sistemas consisten en una solución a nivel de hogar o familia, en la que se le construye un pozo con una bomba que impulsa el agua a un estanque de acumulación en altura. En la región se ha tenido serios problemas de sequía y la mayoría de las zonas rurales se abastecen por medio de camiones aljibes, siendo esta una solución eficaz a ese problema. El problema consta en que estas aguas de pozo noria o profundos (20-30m), en su mayoría no cumplen la normativa de agua potable (NCH.409), en particular en hierro y manganeso, siendo una problemática a nivel regional. Es por esto que los beneficiarios de los abasto de agua potable no pueden obtener su resolución sanitaria de agua potable impidiéndoles optar a otros beneficios estatales, como caseta sanitaria o vivienda rural. El proyecto en sí llevaba por nombre "Modelamientos pilotos para selección e implementación de filtros para minerales en solución de abasto de agua", que consistió en el desarrollo de un filtro acorde a la situación rural; de fácil manejo que el mismo propietario pudiera mantener y económico, el cual fue gestionado por la Municipalidad de Galvarino y puesto en marcha por la Universidad de la Frontera. El proyecto consistió de 4 etapas; una primera etapa de catastro: muestreo y análisis químicos de 93 captaciones de Abastos de Agua; una segunda etapa de recopilación bibliográfica y pruebas de laboratorio; una tercera etapa de implementación de 10 filtros en los Sistema de Abasto de Agua y una última etapa de monitoreo de los filtros implementados y capacitaciones a los usuarios. De la primera etapa se detectaron una serie de problemas como pozos secos, bombas en mal estado, abandono de vivienda, no renovación de pastilla de cloro, entre otros. Por estos problemas solo se muestrearon 82 captaciones, a las cuales se les realizaron análisis químicos de hierro, manganeso, nitrito, nitrato y Escherichia coli, además de los parámetros de campo temperatura, pH, conductividad eléctrica y turbiedad. Los resultados obtenidos mostraron que más de la mitad de los pozos se encontraban fuera de norma, en particular concentraciones elevadas de hierro, manganeso, E.coli y turbiedad. Para el hierro se midió el total y disuelto, donde se observó que el hierro disuelto presentaba concentraciones bajo la norma y el no disuelto constituía el mayor problema. Se compararon estos parámetros respecto a los 3 tipos de captaciones; noria, vertiente y pozo profundo, siendo los pozos tipo noria los de mayor problema. En la segunda etapa de recopilación bibliográfica y análisis de laboratorio se estudió la capacidad de remoción de hierro, manganeso y turbiedad mediante métodos convencionales; reactivos como sulfato de aluminio, hiploclorito de sodio, permanganato de potasio y se comparó con materiales filtrantes naturales como la zeolita y el carbón. Los resultados obtenidos indican una buena capacidad de remoción para ambos grupos testeados en el laboratorio, en particular para el carbón vegetal el cual es autóctono de la zona de estudio. Además se probó un sistema de aireación para la remoción de hierro el cual presento buenos resultados pero en espacio de tiempo muy largos. Por último se probó el sistema de filtración lenta de arena (biofiltro) a escala de laboratorio, con distintos lechos filtrantes, el cual se monitoreo durante 1 mes y se observó una alta capacidad de remoción de hierro, manganeso, turbiedad y E. coli. Dado los buenos resultados arrojados por este último sistema y sus características acorde al contexto (simple y económico), se optó por desarrollar este sistema de filtración. La filtración lenta en arena ha sido ampliamente usada para mejorar la calidad del agua, de hecho fue de los primeros sistemas de filtración de agua desarrollados por el humano. Se tienen tanto a escala de país, como Ámsterdam y Londres, de mayor tamaño (área) y a escala domiciliaria, donde han sido ampliamente implementados en países subdesarrollados como África o comunidades rurales como en Colombia. En particular en Chile no se ha implementado este sistema de filtración a ninguna escala. Es por esto que este proyecto fue pionero en un sistema de mejoramiento de calidad de agua nunca antes implementado en Chile. A nivel domiciliario suele denominársele biofiltro, dado que mayoritariamente se ha usado como filtro microbiológico, el cual ha llegado a salvar miles de vidas por ingesta de agua contaminada en países subdesarrollados donde los niños mueren por problemas causados por agua contaminada (ej: diarrea). El sistema es bastante simple y consiste en usar un lecho de arena de características particulares, además de controlar la velocidad de filtración, para remover agentes patógenos (microbiológicos) y metales pesados. Se adaptó el biofiltro a la instalación ya echa del Abasto de Agua; donde el agua impulsada por la bomba era acumulada en un pre-estanque de 300L, para posteriormente pasar al filtro lento de arena y finalmente acumular el agua filtrada en el estanque de acumulación de 1000L. Dadas las velocidades lentas de filtración, se requería aproximadamente unas 8Hrs para llenar el estanque de 1000L. El pre-estanque y biofiltro se instalaron en la torre pre-existente donde se encontraba el estanque de acumulación, evitando así el uso extra de bombas o hidropack que impulsaran el agua, manteniendo la presión de agua dada por la torre. Aparte de las mantenciones por desgaste de material, como filtraciones, la única mantención consistía en destapar el filtro. Los agentes patógenos y metales pesados se acumulan en los 5 primeros centímetros del lecho de arena, el tiempo en que ocurre esto depende básicamente de la calidad del agua (ej: turbiedad y contenido

de hierro). Para destaparlo se procede a revolver esta capa de arena con agua, e ir removiendo el agua sucia hasta que se limpie y el filtro retome sus condiciones iniciales de filtración. Se escogieron 10 familias con los mayores problemas de calidad de agua referente al hierro, manganeso y turbiedad, a las cuales se les instaló el biofiltro adaptado. Dado que con condiciones de turbiedad altas (>50 NTU) el filtro tiende a taparse muy rápido, se agregó una unidad de pre-filtrado en 4 de los filtros, que consistió en un filtro grueso; de lecho de gravas con flujo ascendente, el cual se ubicó previo al filtrado por arena. Se realizó un monitoreo de 3 meses, donde se analizaron los parámetros de campo, hierro, manganeso y turbiedad, además se midió el caudal de salida del filtro lento de arena, el cual funciona como indicador del grado de taponamiento. Los resultados obtenidos fueron totalmente satisfactorios, logrando mejorar la calidad del agua a lo que establece la norma de agua potable. Donde el agua cruda presentaba concentraciones sobre 10 mg/l de hierro, 1,5 mg/l de manganeso, 70 NTU de turbiedad. Por último se capacitó a los usuarios sobre el uso del filtro, el cual presentó un alto grado de aceptabilidad por sus usuarios. El monitoreo fue realizado en la época de verano, y dado que los parámetros físico químicos del agua cambian radicalmente en época de lluvias, con turbiedades de hasta 200 NTU, se recomendó la continuación del proyecto para realizar un monitoreo de un año, donde se pueda observar el funcionamiento del filtro ante distintas condiciones climáticas y de calidad de agua. Además se recomendó hacer análisis bacteriológicos también durante todo el año, dado que la eficacia del filtro microbiológico es dependiente de la temperatura, funciona bien con temperaturas medias a altas (>10°C), y en la región en invierno las temperaturas descienden bajo los 5°C. Además se podría implementar esta solución en el resto de captaciones que tienen este problema las cuales ascienden a un mínimo de 400 familias.



Biofiltrado implementado en familia de Eduviges Meliñir. Comunidad de Pedro Lincoñir

GIAM-2: Geoquímica Ambiental: contaminación y polución de ambientes superficiales

Development of a sustainable low-cost bio-active amendment for the *in situ* remediation of urban brownfield sites

Felipe Esteban Sepulveda[1], Gillian MacKinnon[1], Caroline Gauchotte-Lindsay[2].
(1) Scottish Universities Environmental Research Centre, College of Science and Engineering, University of Glasgow
(2) School of Engineering, College of Science and Engineering, University of Glasgow, Glasgow, Reino Unido

The old Glasgow Meatmarket vacant site is located in the east side of Glasgow. As many urban sites, it presents a mixture of organic and inorganic contaminants. This project, in collaboration with Glasgow City Council (GCC), aims to develop a sustainable bioactive amendment that can immobilize heavy metals and support biodegradation of organic contaminants in soil. An initial site investigation has shown the main contaminants of concern are Lead (Pb) and Polycyclic aromatic hydrocarbons (PAHs) of which Benzo(a)pyrene (B(a)P) is of particular importance. Consequently, the focus of this research is to reduce bioavailability of Pb and support degradation of PAHs. The formation of pyromorphite with phosphate amendments has been shown to be the most effective way of reducing Pb bioavailability (Henry et al. 2015). Recent studies have demonstrated that *Paecilomyces javanicus*, a fungus isolated from a Pb-contaminated soil, was able to grow in the presence of metallic Pb, and induce the formation of pyromorphite in a liquid media (Liang et al 2016). Biodegradation of PAHs, by bacteria and fungi, is the most important process responsible for reducing concentration of these contaminants in soil (Haritash and Kaushik, 2009). Pyromorphite biomeralization by *P. javanicus* has not been tested in a soil matrix, and the availability of an in-situ demonstration area, allows us to do so for the first time. In addition, the capacity of *P. javanicus* to biodegrade PAHs can be studied. Initial qualitative culture experiments showed that *P. javanicus* grew successfully in the presence of Pb (400 mg l^{-1}) and B(a)P (10 mg l^{-1}). After 10 days, *P. javanicus* showed growth attached to B(a)p grains, indicating a possible use as a C source. After 30 days, a 90.7% reduction of Pb in solution was observed. Fungal material was analysed by pXRD, and preliminary interpretations indicate Pb oxalate seems to predominate, probably due to absence of an additional phosphate source and an acidic pH (not adjusted to emulate site conditions or pyromorphite stability domain). A full scale experiment encompassing Pb-spiked treatments and controls was subsequently carried out to investigate this initial finding. *P. javanicus* showed significant and continuous growth throughout the experimental period (harvesting times 10, 20 and 30 days). Sample preparation for ICP-OES, pXRD and EDXA is in course. Results from this and further related experiments will be presented and discussed.

GIAM-2: Geoquímica Ambiental: contaminación y polución de ambientes superficiales

Anomalías de As durante el Neógeno en el Altiplano-Puna de Argentina, Bolivia, Chile y Perú: implicancias en contaminación de aguas

Joseline Tapia[1], Jesica Murray[2], Mauricio Ormachea[3], Noemi Tirado[4].
(1) Escuela de Geología, Facultad de Ingeniería, Universidad Santo Tomás, Valdivia, Chile
(2) Instituto de Bio y Geo Ciencias del NOA (IBIGEO), CONICET, Av. 9 de Julio 14, Universidad Nacional de Salta, Salta, Argentina
(3) Instituto de Investigaciones Químicas, Campus Universitario, Calle 27 Cota Cota, Casilla 303, Universidad Mayor de San Andrés, La Paz, Bolivia
(4) Instituto de Genética-Facultad de Medicina, Av. Saavedra No 2246, Universidad Mayor de San Andrés, La Paz, Bolivia

Introducción

La región del Altiplano-Puna es una superficie de $5{\cdot}10^5$ km^2 localizada en el NW de Argentina, SW de Bolivia, NE de Chile y SE de Perú. Este plateau se extiende por 1800 km NS y 350-400 km EW a 3800 m s.n.m. (Allmendinger, 1986). El Altiplano corresponde a una superficie *plana* al norte de los 22°S; la Puna se localiza al sur de esa latitud y tiene una superficie tipo *basin and range* a una elevación promedio de 4200 m s.n.m. La mayor parte de las rocas son volcánicas y del Cenozoico, presentando el *Complejo Volcánico del Altiplano-Puna* (Kay et. al., 2010). En este plateau se han determinado concentraciones elevadas de As en agua superficial y subterránea, y pobladores originarios han desarrollado adaptación genética al As (Schlebush et al., 2015). El origen del As en este plateau es aún un enigma, una de las hipótesis se presenta en este estudio.

Metodología

Usando los mapas geoquímicos de San Antonio de Los Cobres (Argentina) y de las regiones de Arica y Parinacota y Tarapacá (Chile) se obtuvo valores de As y coordenadas. De cada coordenada se obtuvo la edad y tipo de roca o depósito del punto en base a mapas geológicos.

Resultados

Al analizar la concentración de As, se obtiene que el promedio general (112 mg·kg^{-1}) es ≫ que el promedio de la corteza continental superior (4.8 mg·kg^{-1}; Rudnick y Gao, 2003); siendo las rocas volcánicas del Neógeno las que presentan las mayores concentraciones promedio (351 mg·kg^{-1}) con una mediana de 31 mg·kg^{-1}.

Discusiones y conclusiones

Se propone que el alzamiento de los Andes y engrosamiento cortical, produjeron un enriquecimiento en elementos incompatibles (como As). El cierre del plateau a partir del Neógeno y la escasa precipitación, favoreció la hiper concentración de As, al punto de ser difícilmente comparable con otras zonas del planeta.

Referencias

Allmendinger, R. 1986. Tectonic development, southeastern border of the Puna Plateau, northwestern Argentine Andes. GSA Bulletin ; 97 (9): 1070–1082. Kay, S., Coira, B., et al. 2010. Regional chemical diversity, crustal and mantle sources and evolution of central Andean Puna plateau ignimbrites. https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2010.08.013 Rudnick, R., Gao, S. 2003. Composition of the Continental Crust. In: Treatise on Geochemistry. V. 3, 1-64. Schlebush, C., Lewis, C., et al 2015. Possible Positive Selection for an Arsenic-Protective Haplotype in Humans. Environ Health Perspect, 121(1): 53–58. doi: 10.1289/ehp.1205504

GIAM-2: Geoquímica Ambiental: contaminación y polución de ambientes superficiales

Análisis hidrogeoquímico de las aguas ácidas en Campos de Ahumada, Chile Central (32°35'S – 33°45'S)

Vanessa Treskow[1], Matías Taucare[1,2], Linda Daniele[1,2], Diego Morata[1,2].
(1) Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile
(2) Centro de Excelencia en Geotermia de los Andes (CEGA), Chile

La zona de Campos de Ahumada, a 15 km al noreste de la ciudad de Los Andes, muestra una intensa alteración hidrotermal. En esta área, la principal actividad de sus habitantes es la agricultura, para la cual utilizan agua proveniente de cauces y manantiales que afloran en los alrededores. Sin embargo, la alteración hidrotermal en estas rocas influye directamente en la composición química del agua, dando como resultado aguas que pueden no ser aptas para los usos que la comunidad necesita. Con la finalidad de determinar los procesos hidrogeoquímicos que influyen en el quimismo de estas aguas, se midieron in situ los parámetros fisicoquímicos (temperatura, conductividad eléctrica, pH y Eh) de los manantiales y aguas superficiales. Se recolectaron 9 muestras de agua para el análisis químico de elementos mayores, menores y trazas. Se instalaron 3 recolectores de lluvia a diferentes cotas para análisis de isótopos estables (δD, $\delta^{18}O$) y se identificaron los minerales de alteración mediante difracción de rayos X, tanto en roca total como en la fracción tamaño arcilla. Los resultados preliminares indican que el pH varía entre 3.8 y 7.3, la temperatura entre 9.5 hasta 27°C y la conductividad eléctrica está en un rango de 48 a 714 µS/cm. Las aguas son principalmente del tipo SO_4-Ca y contienen importantes cantidades de iones metálicos como Fe (hasta 7000 ppb), Mn (hasta 1000 ppb), Al (hasta 6350 ppb), Zn, Cu, Co y Ni. La alteración hidrotermal es del tipo argílica avanzada e incluye los minerales: pirita + goethita + jarosita + cuarzo + sericita ± alunita. De acuerdo con la Norma Chilena de agua potable (NCh 409/1.of 2005) y de agua para riego (NCh 1333), estos resultados indican que las aguas no son aptas ni para el consumo humano ni para regadío. En el futuro los datos obtenidos se usarán para implementar simulaciones de modelos de transporte reactivo (MTR) con el software Crunchflow. **Agradecimientos**
Este resumen es una contribución al proyecto FONDECYT n° 1170569 y FONDAP/CONICYT n°15090013 "Centro de Excelencia en Geotermia de los Andes".

GIAM-2: Geoquímica Ambiental: contaminación y polución de ambientes superficiales

Geoquímica de sedimentos activos del Río Copiapó como herramienta de evaluación ambiental de los eventos aluvionales de marzo del 2015.

A. Valdés[1], G. Aguilar[2], F. Galdames[2,3], K. Deckart[2,3].
(1) Servicio Nacional de Geología y Minería, Chile. Av. Santa María, n° 0104. Chile.
(2) Centro Avanzado de Tecnologías para la Minería, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas (AMTC), Universidad de Chile, Santiago, Chile. Av. Beauchef n° 850.
(3) Departamento de Geología, Facultad de Ingeniería, Universidad de Chile. Plaza Ercilla n° 803.

A finales de Marzo del año 2015 y mediados de Mayo de 2017 ocurrieron eventos aluvionales en el valle del Río Copiapó. Una de las preocupaciones generadas durante y después de los eventos, tanto en las autoridades como en la población, corresponde al posible impacto de la transferencia de pasivos ambientales existentes a lo largo del río Copiapó, dada su composición elemental, en el entorno y en sus habitantes.

El estudio a escala de cuenca, realizado en cinco estaciones de monitoreo geoquímico del Río Copiapó, muestra la disminución en las concentraciones de elementos en los sedimentos activos del río después de los eventos aluvionales. Los valores (antes; después), según Galdames (2018), son los siguientes: Cu (48-4340 ppm; 113-622 ppm), Pb (11-65 ppm; 12-19 ppm), As (10-26 ppm; 8,6-12 ppm) y Hg (0,07-0,33 ppm; 0,005-0,02 ppm). Estos resultados estarían relacionados con la transferencia de sedimentos empobrecidos en estos elementos, que en forma de flujos de detritos confluyeron desde las principales quebradas afluentes del río Copiapó. Luego de los eventos, los valores son menores respecto a aquellos que existían antes del evento (Rojos et al., aceptado), mejorando la calidad de los sedimentos activos en las mismas estaciones de monitoreo del Río Copiapó, en particular en las zonas de mayor actividad minera y urbana, tal como lo indican otros trabajo desarrollados en zonas pobladas inundadas de las comunas de Copiapó y Tierra Amarrilla (Hernández et al., 2017). En términos generales, también se observa un descenso en las concentraciones de este a oeste, tanto para las muestras pre y post aluvionales, con algunas excepciones en las zonas de Paipote y Cerrillos, que siempre presentaron altas concentraciones, lo que concuerda con los antecedentes publicados por Falcón et al. (2017). Finalmente se concluye que la transferencia de sedimentos desde los pasivos ambientales no implicó un incremento de las concentraciones de estos elementos en el cauce del Rio Copiapó, y que por el contrario, disminuyeron luego de los eventos, al transferirse sedimentos desde zonas no antropizadas por la actividad minera, industrial y urbana desarrollada en la cuenca.

GIAM-2: Geoquímica Ambiental: contaminación y polución de ambientes superficiales

Las aguas del Lago Villarrica: calidad y procesos fisicoquímicos de los recursos hídricos que lo alimentan

Agustín Valenzuela[1], Linda Daniele[1], Paula Díaz[2].
(1) Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile
(2) Departamento de Conservación de Ecosistemas Acuáticos, Ministerio de Medio Ambiente, Santiago, Chile

Los lagos son altamente valorados alrededor del mundo, debido a sus cualidades recreacionales y estéticas, además de constituir hábitats y fuentes de alimento para una diversidad de organismos acuáticos, peces y otros animales. Los ecosistemas lacustres son frágiles, y están sujetos a efectos de agentes externos, como la atmósfera, la propia cuenca del lago, y agua subterránea, que pueden producir cambios rápidos en estos ecosistemas, y la influencia de actividades humanas los puede acelerar aún más. Debido a esto es muy importante estudiar estos ecosistemas para contar con información relevante para una adecuada gestión de este recurso. En lo que respecta a su hidrogeoquímica, o la composición química relacionada a la geología con la que el agua entra en contacto, es una de las áreas del conocimiento más importantes sobre el agua, dado que se enfoca en los procesos químicos que afectan la circulación y distribución de los compuestos químicos en ella, dando información relevante sobre la calidad del agua para el consumo humano y aplicabilidad a usos económicos, y efectos en ecosistemas. Se ha constatado que en el lago Villarrica, un importante lago relacionado al turismo de la Región de la Araucanía en Chile, se han superado los valores norma de los parámetros "Clorofila a" y "Transparencia", establecidos en la Norma Secundaria de Calidad Ambiental (NSCA) de la Cuenca del Lago Villarrica en la mayoría de las áreas de vigilancia, por lo que se ha declarado Zona Saturada y ha iniciado un plan de descontaminación. Alrededor del lago y en sus afluentes se desarrollan actividades humanas que podrían alterar la calidad de las aguas tributarias del lago. Estas son pisciculturas, descargas de aguas servidas, fosas sépticas, predios agrícolas y de pastoreo, y un vertedero. Datos de la Dirección General de Aguas (DGA) del 2016 indican que las aguas son poco mineralizadas, por lo que los aportes de N y P de estas actividades podrían estar relacionados con la superación de los parámetros de la norma. Se tomaron muestras de 35 puntos, en aguas superficiales del lago y sus afluentes, además de pozos ubicados en las cercanías del lago, para análisis de cationes, aniones y trazas. En concordancia con los datos de la DGA se constata que las aguas tienen una baja conductividad y mineralización, y un pH cercano a neutro.

GIAM-3: Geología aplicada a la ingeniería, geotecnia y mecánica de rocas

Caracterización de suelos utilizando el método de refracción de microtremores.

Sebastian Ignacio Ahumada[1], Arturo Belmonte-Pool[1], Cesar Nuñez[1].
(1) Geofisica, Ciencias Fisicas y Matematicas, Universidad de Concepcion

En el contexto de mediciones de sísmica de refracción y ReMi (de tipo experimental) en ambientes termales, se analizan las variaciones de velocidad de propagación de ondas P y S, comparándolas a su vez con ambientes de referencia como el volcánico. El objetivo es establecer si las observaciones indican y establecen una relacióncon los ambientes donde se realizan las mediciones.

La metodología consiste en la instalación de una serie de sensores llamados geófonos, los que se disponen separados uno de otro a una distancia establecida previamente.

Gracias a la presencia de ruido ambiental, es posible ejecutar el método realizando un análisis espectral de las ondas Rayleigh. En este caso el ruido está asociado principalmente a las termas en la zona de la Araucanía, también al ruido proveniente de la Cascada ubicada en la Universidad de Concepción y al ruido asociado a otras actividades que están presentes en zonas urbanas. Además se revisa la razón Vp/Vs, de la forma Vp30/Vs30.

Para la obtención de los datos se tomaron las mediciones -realizadas en el marco de cursos del departamento de Geofísica de la Universidad de Concepción- en diferentes lugares de la región de la Araucanía como las termas de Manzanar, otros lugares como Malalcahuello y también en la región del Biobio, específicamente en la Universidad de Concepción. En la zona correspondiente a termas de Manzanar se realizaron 6 perfiles de variada longitud, en el camino a Malalcahuello se realizaron 2 perfiles, y 2 perfiles más en la Universidad de Concepción. Estos perfiles cuentan con extensiones de hasta 120 metros de largo.

En la ejecución del método ReMi se utilizaron rutinas creadas en Matlab para el procesamiento de datos y elección de la curva de dispersión,tambiénseutilizaronlossoftwareslibresDinveryGeopsyparalaconversióndeformatoseinversióndelacurvadedispersión respectivamente.Además,lainvestigaciónsehaapoyadoeneltrabajodeNuñez(2017),quienrealizóunacaracterizacióndeestossuelos.

Finalmente cabe mencionar que resultados preliminares indican valores Vp/Vs>1.73, más bien cercanos a 2.0, para zonas de sedimentos así como suelo altamente meteorizado. A pesar que existe cierta sensibilidad a las metodologías de cálculo, estos valores aparentemente no se diferencian notablemente de suelos en zona termal, dificultando la posible utilidad de métodos de sísmica en ambientes con alta presencia de fluidos.

GIAM-3: Geología aplicada a la ingeniería, geotecnia y mecánica de rocas

Relevancia geotécnica de la caracterización estructural en la mina Antucoya, Sistema de Fallas de Atacama, norte de Chile

Daniel Carrizo[1], Marcelo Gallardo[2], Eduardo Casas[4], Camila Soto[3], Boris Duarte[4], Gonzalo Mendoza[5], Ivan Aguirre[6].
(1) Advanced Mining technology Center, Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile
(2) Minera Antucoya, Chile
(3) E-Mining Technology, Chile
(4) Minera Antucoya, Chile
(5) Minera Antucoya, Chile
(6) Minera Antucoya, Chile

La mina Antucoya ha desarrollado múltiples fases de explotación por medio de rajos abiertos relacionadas a la explotación de un sistema porfídico emplazado en el Sistema de Fallas de Atacama, por lo que las discontinuidades y zonas débiles en los macizos son en extremo relevantes en el proceso de caracterización geotécnica. Este trabajo expone los resultados de un programa de caracterización estructural sistemática, focalizada en optimizar la información estructural para el diseño geotécnico en tres escalas operacionales. Talud Global: i) Las fallas discretas corresponden a discontinuidades persistentes, planares, que varían de alto ángulo a 30º- 40º de inclinación, con rellenos de salbanda discretos < 0,5 m, y espaciamientos >150 m. Estos representan escenarios de potenciales deslizamientos planares en taludes de orientación E-O. ii) Se expone una zona de falla, cataclástica, asociada al escarpe principal de la Falla de Atacama. Dicha zona expone rocas fracturadas (protocataclasitas), con un pobre desarrollo de matriz, fuertemente hematitizada, y limitada al oeste por fallas discretas de alto ángulo. Dicha zona representa una unidad geomecánica individual, que controla la mitad este de uno de los rajos en extracción. Interrampa: i) Las fallas discretas exponen persistencias < 64 m, y espesores centimétricos, con pobre desarrollo de salbanda, y ángulos de inclinación entre 80º – 50º, con desarrollo de sistemas de diaclasas paralelas. La intersección de estas discontinuidades forman potenciales cuñas discretas (< a 2 bancos) y algunos escenarios tipo toppling. ii) Las zonas de contacto (pórfidos - caja volcánica), generan zonas débiles de límites planares de alto ángulo, que pueden generar condiciones tipo toppling, iii) Diques microdioríticos, de alto ángulo y bordes rectos, concentran sulfatos en sus entornos formando zonas locales de menor calidad del macizo rocoso. Banco: i) Los sistemas de diaclasas, exponen una fábrica pervasiva en los macizos, con alto y bajo ángulo de inclinación, formando potenciales cuñas discretas y controlan la blocosidad en los macizos. En los casos que se orientan con inclinaciones desfavorables a los taludes, potencialmente pueden formar discontinuidades aparentes que pueden escalar a estructuras interrampa. ii) La presencia de cuerpos porfídicos menores, con morfologías discretas (< 20 m), generan sistemas de diaclasas curvos y ondulados en las rocas de caja, que pueden generar, localmente, deslizamientos planares.

GIAM-3: Geología aplicada a la ingeniería, geotecnia y mecánica de rocas

Metodología de construcción modelo estructural multiescala Minera Antucoya. Nuevos criterios de integración y correlación estrucutral desde distintas fuentes de información

Eduardo Andres Casas[1], Camila Soto[2], Daniel Carrizo[3].
(1) Minera Antucoya. AMSA
(2) Consultora, Chile
(3) AMTC - FCFM, Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile

La necesidad de contar con un modelo estructural que responda a los requerimientos tanto geológicos como geotécnicos asociados a la explotación de minas a rajo abierto, plantea un desafío importante en cuanto al uso criterioso de la información disponible, desde la jerarquización de las fuentes de dicha información, uso y aplicaciones, criterios de integración, hasta el proceso de modelamiento y validación en terreno. El contar con un modelo estructural es fundamental para el aseguramiento de la continuidad operacional de una mina, considerando: i) Interpretación del Modelo Geológico, por ende Modelo de Reservas y Modelo Geotécnico, ii) Evaluación de la estabilidad de los diseños, iii) Detección temprana de mecanismos de inestabilidad que pudiesen afectar a la continuidad operacional. Para responder a dicha necesidad es vital contar con una metodología robusta que integre, de manera criteriosa, las distintas escalas de información, desde los datos estructurales obtenidos en los bancos, sondajes orientados, escaneo de taludes, herramientas geofísicas y mapas geológicos distritales/regionales. Este trabajo presenta una metodología para la construcción de un modelo estructural, enfocada principalmente en la correlación directa entre diferentes fuentes de información, mediante una secuencia de trabajo que permite la maximización, valorización y jerarquización de la información disponible, permitiendo una correcta trazabilidad de los datos. El resultado es un modelo estructural multiescala, auditable y de fácil actualización, con un proceso que permite visualizar de manera concreta las falencias que pudiese presentar en cada una de las etapas de construcción.

GIAM-3: Geología aplicada a la ingeniería, geotecnia y mecánica de rocas

Aplicabilidad de GSI en mapeo geotécnico de testigos. Correlación entre diferentes métodos de estimación y sus limitaciones

Eduardo Andres Casas[1], Camila Soto[2].
(1) Minera Antucoya. AMSA
(2) Consultora, Chile

El Índice de Resistencia Geológica (GSI) se ha fortalecido como índice geotécnico dado el aumento de su uso como base en la estimación de parámetros utilizados en modelamientos numéricos. Enmarcado en el desarrollo de un proyecto minero, el GSI es una fuente de información relevante para el cálculo de la resistencia del Macizo Rocoso, vital para la evaluación de los diseños; basados en lo anterior, los resultados dependerán de la confiabilidad que se tenga de la estimación de dicha variable. Si bien la fuente más directa de información para la estimación de GSI son los taludes y túneles, es posible su obtención en testigos de sondajes, extrapolando su información unidireccional a una escala tridimensional (Marinos et al, 2007). A lo largo de los años se han realizado trabajos para su estimación directa desde testigos de sondajes o mediante la correlación con otros indicadores geotécnicos (RMR, RMR4, JC) (Hoek et al, 1995; Cai et al, 2004; Marinos et al, 2007; Marinos et al, 2010; Hoek et al, 2013). El presente trabajo compara diferentes métodos de estimación de GSI en sondaje considerando: i) Discusión sobre el carácter estadístico de la caracterización de sondaje (diferencia entre intervalo geotécnico y soporte fijo), ii) Limitaciones al momento de extrapolar los datos obtenidos desde el mapeo geotécnico de testigos a un ambiente 3D, iii) Evaluación de la distribución de los datos obtenidos con los diversos métodos basados en un caso de estudio. Como resultado de la comparación entre los diferentes métodos se observó un problema al momento de estimar GSI en testigos cuyas familias de discontinuidades presentan espaciamientos mayores que el largo del soporte medido. Se revisan diferentes métodos usados comúnmente para poder caracterizar esta condición, proponiendo una metodología que no sobreestime la condición del macizo rocoso, siendo coherente con lo que se registraría en un talud o túnel.

GIAM-3: Geología aplicada a la ingeniería, geotecnia y mecánica de rocas

Caracterización geotécnica de zona de contacto litológico entre las unidades Complejo Máfico y Pórfido Dacítico a partir de ensayos de compresión uniaxial simple, Mina El Teniente.

Jack Cubillos[1], Carlos De Los Santos[1], Roberto González[1].
(1) Superintendencia de Geología, Codelco Chile - División El Teniente, Rancagua, Chile

La necesidad de desarrollar una minería a mayor profundidad, como es el caso actual en la Mina El Teniente, requiere un mayor entendimiento de las variables geológicas que afecta al macizo durante su explotación. En ambiente de altos esfuerzo, típicas para una operación subterránea de tipo Panel Caving, el contraste entre propiedades de los cuerpos litológicos que conforman el yacimiento influye en el comportamiento del macizo rocoso, es por ello que conocer sus propiedades resulta de fundamental importancia para los proyectos mineros, durante el diseño, desarrollo y explotación. Con el objetivo de aportar a la comprensión del rol del contacto litológico en el comportamiento del macizo, se diseña una campaña de ensayos de compresión uniaxial (UCS) en probetas ubicadas en la zona de contacto entre las unidades litológicas Complejo Máfico El Teniente (CMET) y Pórfido Dacítico (PDA). También se han utilizados valores de ensayos históricos realizado por la división en las unidades litológicas antes mencionadas y la brecha ígnea asociada. Se obtuvieron para este análisis 26 probetas de diámetros HQ (63.5 mm) y 4 en NQ (47.6 mm), determinando mediante ensayo la resistencia a la compresión simple y constantes de elasticidad. A pesar de no conseguir la ruptura explicita por el contacto litológico se buscó la caracterización geotécnica del enrejado de vetillas que participó en ruptura del ensayo destructivo, mediante la descripción mineralógica del relleno de la estructura y el tipo de ruptura obteniendo que el universo muestral de probetas tiende a una ruptura definida como tipo B (60%), según clasificación de Marambio (1999), vale decir, lo hace siguiendo uno o varios planos preferenciales de ruptura, que incluye tanto matriz como vetillas. Para la resistencia a la compresión simple los valores UCS en probetas de contacto fueron 96 MPa, siendo este valor menor al obtenido para la unidad litológica PDA (151 MPa) y para el CMET (135 MPa). Además, los valores tienden a disminuir en la medida en que albergan mayor cantidad de vetillas en su arreglo estructural y el JRC de las estructuras es menor. En lo que respecta al módulo de deformabilidad, el módulo de Young obtenido para la zona de contacto es de 60 GPa, valor mayor al obtenido para las unidades litológicas PDA (57 GPa) y CMET (39 GPa). En vista de los antecedentes recopilados en este trabajo, se podrá redefinir zonación geotécnica de mayor detalle en torno al contacto entre las unidades PDA y CMET.

GIAM-3: Geología aplicada a la ingeniería, geotecnia y mecánica de rocas

Morfología de las estructuras geológicas para la caracterización geotécnica en Mina El Teniente

D Diaz[1], A Brzovic[1].
(1) División El Teniente, Superintendencia de Geología, Codelco Chile

La geometría o rugosidad de las superficies de las estructuras geológicas es uno de los parámetros más relevantes en la determinación de su resistencia al corte o trabazón frente a los movimientos de cizalles. Por lo mismo, la calidad geotécnica del macizo rocoso se verá afectada por las características de este parámetro geométrico.

La forma de medición y estimación de la rugosidad en labores de la mina subterránea El Teniente, a la fecha, conlleva tres problemas fundamentales: 1) La medición de la rugosidad se realiza a escala de probetas (hasta 0.3 m), sin embargo, ha sido demostrado que esta cambia con el tamaño de la observación (Barton y Bandis, 1982 y otros). 2) Las mediciones solo se hacen en 2D, siendo la rugosidad una propiedad 3D. 3) El historial de medición se basa en Laubsher (1990), cuya determinación es solo cualitativa, pudiendo cambiar de observador a observador. Este trabajo postula utilizar el coeficiente de rugosidad JRC (Joint Roughness Coefficient) definido por referencia (JRC), que permite cuantificar la rugosidad de una manera objetiva, pues esta mide la amplitud máxima que definen las asperezas para el largo de perfil observado.

La División El Teniente, ha implementado un sistema de fotogrametría digital, basado en los principios de estereogrametría, que permite generar modelos 3D de los frentes mineros con buena resolución (3 mm). Sobre la base de esta técnica fue posible obtener mediciones de la rugosidad de las superficies de las estructuras geológicas en trazas mayores a 0.3 m. Además de estudiar sus características geométricas en 3D. El análisis de resultados revela que al utilizar esta técnica, se amplió la ventana de muestreo de rugosidades desde 0.3 m hasta 4 m. Los valores JRC para las estructuras geológicas de la mina el teniente para la escala descrita arrojaron valores desde un mínimo de 4 y un máximo de 20, con el 60% de los datos sobre 10. Los datos demuestran que la ley de escalamiento propuesta por Barton y Bandis (1982) se ajusta, sin embargo, es posible inferir una tendencia distinta a la sugerida por estos autores. Los datos sobre el JRC en múltiples direcciones demuestran que las estructuras geológicas presentan una rugosidad anisótropa. La razón de espesor/amplitud observada en las vetillas resultó ser menor a 1, se infiere con esto que la resistencia al cizalle de estas estructuras estará gobernada fundamentalmente por la rugosidad de estas, otorgándole al macizo rocoso una alta competencia

GIAM-3: Geología aplicada a la ingeniería, geotecnia y mecánica de rocas

Caracterización geotécnico-estructural y resultados de tronaduras de contorno en Teck CDA Fase 4H Norte

Rene Fuenzalida[1], Pablo Andrés Casanova De Larraechea[2], Juan Patricio Aravena Diaz[3], Javier Andrés Lira Ahumada[2], Marcelo Rodrigo Veloso Nilo[1].
(1) Ingeniería Geomecánica, Teck Carmen de Andacollo
(2) Ingeniería Geomecánica, EGM Servicios Geológicos y Mineros Limitada
(3) Perforación y Tronadura, Teck Carmen de Andacollo

El área de Geotecnia e Ingeniería Geomecánica de Compañía Minera Teck Carmen de Andacollo desarrolla un proceso de evaluación continua de la estabilidad de sus taludes y el logro de diseño planificado, retroalimentando el proceso de tronadura, la cual en sus diseños considera la información geotécnica-estructural. Dentro de los objetivos principales del área Ingeniería Geomecánica está el lograr taludes estables, evitar la activación de mecanismos de falla y conseguir los parámetros geométricos del diseño de taludes. El presente trabajo corresponde a la evaluación del talud norte de Fase 4, donde tienen expresión diversas unidades geotécnicas básicas de calidad moderada con valores de UCS entre 70MPa y 100MPa y GSI en el rango 40 a 50. En el sector oriental de este talud tiene presencia de la UGB9 correspondiente a la Brecha Hermosa, la cual posee valores de UCS cercanos a 10MPa y GSI en el rango 30 a 40 asociada a Falla Mayor Hermosa. Los sistemas estructurales menores, sets de fallas y diaclasas tienen diversas orientaciones. El análisis cinemático indica que existe una mayor probabilidad de generar sistemas de cuñas, en relación con deslizamientos planos o volcamientos, y estos mecanismos de inestabilidad son más probables en taludes con orientación NW a WNW. La geometría del talud presenta una zona convexa que favorece la concentración de esfuerzos y activación de mecánismos de inestabilidad. Es importante destacar que en este talud se han utilizado diferentes configuraciones de tronadura y en general se ha eliminado el uso de tronadura de precorte y en algunos sectores solo se utiliza la línea de perforación. Las evaluaciones de condición de estabilidad muestran que es posible conseguir taludes relativamente estables. Las inestabilidades generadas son a escala de banco y en general asociadas a los sistemas estructurales y la geometría del talud. Respecto del logro de los parámetros de diseño los resultados son aceptables y la principal desviación corresponde al ancho de berma efectiva. Este proceso de evaluación continua permite retroalimentar a las áreas de planificación y tronadura para el logro de diseños más estables y seguros.

GIAM-3: Geología aplicada a la ingeniería, geotecnia y mecánica de rocas

Sistemática de control geotécnico en obras subterráneas, para clasificar el nivel de riesgo de estabilidad en secciones excavadas.

Luis Patricio Lépez[1].
(1) Derk Ingeniería y Geología Ltda.

La vida útil de una excavación, es un punto de gran importancia en obras civiles y mineras permanentes, por lo que debe ser asegurada por medio de registros y criterios técnicos apropiados, que deben recopilarse en una base de datos trazable y que se actualice según la dinámica de la actividad minera constructiva de fortificación, re-fortificación y de saneamiento de galerías. Además, desde el punto de vista de seguridad para los trabajadores, la capacidad, que tenga dicha base de datos, de aportar con información útil para la identificación de condiciones de riesgo, durante las labores de excavación, es un valor agregado que se debe utilizar para elevar los estándares de seguridad en el desarrollo de las excavaciones. Todo esto, es lo que se puede lograr con la formulación de una sistemática de control geotécnico que despliegue descripciones apropiadas y registros de información geológico-geotécnica con un grado de detalle específico. En el presente trabajo, se expone un protocolo de levantamiento de información que plantea, como herramienta, la superposición de mapeo geotécnico-estructural con el registro sistemático de la condición del soporte instalado. Esto para identificar sectores con determinado nivel de riesgo de inestabilidad, una vez evaluados los criterios que se formularán. Dicho protocolo de levantamiento de información, se explica en el siguiente diagrama de flujo:

En el nivel base de la información, que se recopila durante la etapa constructiva de una obra subterránea, se realiza el Mapeo geotécnico-estructural que permitirá determinar a) Clasificación de calidad geotécnica del Macizo Rocoso, b) Sistemas estructurales preferenciales, c) Tipo de estructuras presentes e identificar finalmente la presencia de d) Inestabilidades geomecánicas con o sin control estructural.

Características asociadas a las discontinuidades, como conformación de bloques removibles que pueden caer gravitacionalmente o deslizar a través de planos con baja fricción, orientación desfavorable en relación a la excavación, persistencia de las discontinuidades e infiltración de agua, definen el nivel de riesgo de estabilidad que se propone, como Muy Desfavorable, Desfavorable y Moderado. Dicho Nivel de Riesgo considera, en la evaluación, variables como tipo de discontinuidad, porcentaje del área tributaria que contiene a las discontinuidades, relación angular entre el eje de la excavación versus rumbo de la discontinuidad, más persistencia de discontinuidades en metros.

Paralelamente a lo anterior, o posterior (dependiendo del tiempo en que se realiza la instalación del soporte temporal y/o definitivo) se debe evaluar el sostenimiento instalado para determinar si se cumple, o no, con el estándar de fortificación definido según la calidad geotécnica de la roca excavada (Fortificación Tipo, de diseño ingenieril, definida según calidad geotécnica de la roca). La Metodología propuesta, tiene como premisa que:

1. El estándar de sostenimiento, definido según calidad geotécnica del Macizo Rocoso, es capaz de contener las inestabilidades geomecánicas y asegura la estabilidad en la sección excavada.

2. Los sectores con inestabilidades geomecánicas identificadas poseen un potencial de ocurrencia o de remoción y colapso (riesgo de estabilidad), inducido por un estándar de sostenimiento sin cumplir.

Todos los factores de inestabilidad mapeables, previamente citados, son los que deben ser registrados en los levantamientos o caracterizaciones durante la etapa de excavación-fortificación. Se recomienda, reconocer los criterios que permitan entender más claramente los mecanismos de falla que se desarrollan en el Macizo Rocoso donde se está excavando la obra subterránea. Dichos mecanismos de falla pueden estar desarrollados a: A). Macizos rocosos competentes con discontinuidades tipo fallas mayores, zonas de falla, rellenos blandos con espesores variables, más las características particulares de rugosidad y persistencia. Además, se deberán reconocer aquellos arreglos estructurales formadores de cuñas, determinar los ápices máximos posibles y correspondientes factores de seguridad.

En B). Macizos Rocosos de baja resistencia o poca competencia, en los que lo importante es el registro de las variaciones de resistencia relativa de la roca en la sección excavada, ya que la ruptura se producirá a través del Macizo con baja a nula intervención de estructuras. También se debe tener en consideración C). Fallamiento con parcial Control Estructural, donde parte de la ruptura se produce a través del macizo rocoso y otra fracción a través de estructuras geológicas. Este caso se presenta frecuentemente en macizos rocosos con sets estructurales desfavorablemente orientados (respecto del problema analizado) que por sí solos no definen una superficie de ruptura. En este caso son importantes a evaluar, las resistencias del macizo rocoso y de las estructuras.

GIAM-3: Geología aplicada a la ingeniería, geotecnia y mecánica de rocas

De lo anterior, se deduce que la base de datos debe contener información del tipo de estructuras presentes, orientación y número de sets preferenciales, persistencia de los planos, rugosidad, tipo de relleno y espesores, calidad geotécnica del macizo, resistencia relativa de la roca e infiltración de agua. En este punto se puede realizar la evaluación preliminar del riesgo de estabilidad, sin fortificación.

Ejemplo de evaluación Las inestabilidades geomecánicas con Control estructural, conllevan un riesgo asociado de activación y remoción de cuñas (y/o bloques) o activación de planos estructurales y consecuente falla de terreno. En este trabajo, dicho riesgo se propone subdividirlo en tres niveles (TABLA 1). **Tabla 1** Tipos de inestabilidades, con control estructural y el nivel de riesgo asociado (Modificado de Hutchinson and Diederichs, 1996)

Cuñas y/o Bloques	**Moderado:** Se observa una magnitud de cuñas y/o bloques removibles, en el rango 5 a 25% de la correspondiente zona tributaria analizada
	Desfavorable: la magnitud de cuñas y/o bloques removibles (es decir, con bloques con posibilidad de deslizar y/o caer al piso) es del orden de un 25 a 50% de la correspondiente zona tributaria analizada
	Muy desfavorable: Se observa muy alta frecuencia de cuñas y/o bloques removibles en techos, cajas de la unidad de control. Parte de los bloques ya han caído y han dejado moldes preformados en la sección excavada. En este caso, la magnitud de la blocosidad removible involucra un área superior al 50% de la correspondiente zona tributaria analizada
Discontinuidades paralelas al eje de excavación	**Moderado:** Discontinuidades con persistencias menores de 1 a 2 m y manteo de 0-20º
	Desfavorable: Discontinuidades con persistencias superiores a 2 m y manteo de 20-45º
	Muy desfavorable: Discontinuidades con persistencias superiores a 2 a 5 m y manteo de 45-90º
Discontinuidades perpendiculares al eje de excavación	**Moderado:** Discontinuidades con persistencias menores de 1 a 2 m y manteo de 0-20º
	Desfavorable: Discontinuidades con persistencias superiores a 2 m y manteo de 20-45º
	Muy desfavorable: Discontinuidades con persistencias superiores a 2 a 5 m y manteo de 45-90º. Algunos o todos los planos muestran alguna apertura.
Discontinuidades con cualquier ángulo (distinto de paralelo o perpendicular) respecto al eje de excavación	**Moderado:** Discontinuidades con manteo de 0-20º
	Desfavorable: N.A.
	Muy desfavorable: N.A.

En el caso de las inestabilidades Sin Control estructural, el riesgo es Desfavorable, pero se puede indicar riesgo Muy Desfavorable con la presencia de infiltraciones de agua en la sección excavada. Como ya se ha mencionado la descripción geotécnica durante la excavación debe considerar el registro del tipo de estructuras presentes, orientación y número de sets preferenciales, persistencia de los planos, rugosidad, tipo de relleno y espesores, calidad geotécnica del Macizo, resistencia relativa de la roca e infiltración de agua. Por lo que, en DIPS, se puede realizar la consulta (Query) para filtrar los tramos de excavación que cumplan con las características más desfavorables para la estabilidad de la sección excavada. Como ejemplo a utilizar como consulta en DIPS, para filtrar una Base de Datos, se tiene: TIPO==FLT || TIPO==JN && FF/M>=6 && (PERSISTENCIA(M)==1-3 || PERSISTENCIA(M)==3-10 || RELLENO==Blando>5mm || FLUJODEAGUA==Goteo || ORIENTACION==Desfavorable || ORIENTACION==Moderado) ***Last Line*** Luego de que el programa efectúa el filtro especificado obtenemos los tramos de excavación con características desfavorables. Según la metodología del Control Geotécnico, una vez instalada la fortificación temporal o permanente, se procede a realizar el levantamiento de la condición del sostenimiento instalado, para identificar y registrar si se cumple o no con el diseño, vale decir, si la cantidad de elementos de sostenimiento dispuestos, corresponde con la fortificación Tipo y que además dichos elementos estén correctamente instalados, no dañados, doblados y con todas sus partes o piezas sin faltar alguna. Las bases de diseño de fortificación, en una obra subterránea, establecen una fortificación de diseño o Fortificación Tipo, por calidad geotécnica del Macizo Rocoso. Dicha fortificación corresponde a un estándar que debe cumplirse en lo referente a cantidad, calidad de instalación y distribución de los elementos de fortificación en la sección excavada (tuerca-planchuela-perno, resina o lechada de cemento, malla y/o shotcrete-con o sin fibra, barril-cable-resina y marcos). Por lo que, el control del sostenimiento instalado se enfoca en levantar las siguientes observaciones: Pernos, Cumple / No Cumple (con estándar de instalación):



GIAM-3: Geología aplicada a la ingeniería, geotecnia y mecánica de rocas

- Falta instalación de pernos. (indicar cuantos)
- Falta instalación de pernos puntuales o adicionales (ver nota Técnica)
- Falta instalación de planchuelas. Mala instalación de planchuelas. En tramo PK (desde-hasta) o en PK específico.
- Falta instalación de tuercas.
- Falta instalación de planchuelas y tuercas.
- Falta apriete (torque) de tuercas (planchuelas sueltas).
- Pernos y/o planchuelas en mal estado (doblada y/o dañada).
- Pernos adicionales que no corresponden. (No solicitados)

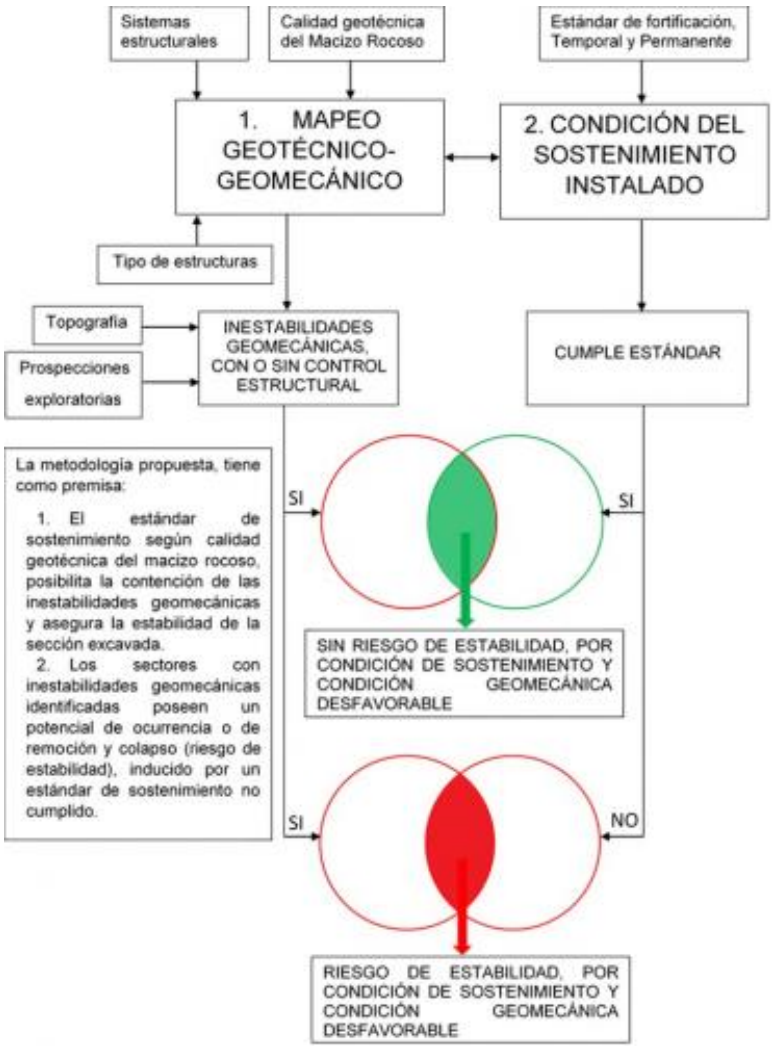
Malla, Cumple / No Cumple (con estándar de instalación):

- Malla suelta sin afianzar al macizo rocoso.
- Falta de instalación en tramo PK (desde-hasta) o en PK específico.
- Traslape deficiente en tramo PK (desde-hasta) o en PK específico.
- Malla en mal estado (rasgada y/o dañada). Reparar malla o reemplazar malla.

Los registros, de levantamiento Geológico-Geotécnico más el de condición de la fortificación instalada están referenciados al trazado topográfico de la obra (PK), por lo que pueden ser correlacionados en una tabla consolidada resumen, en la que para un mismo punto o tramo del túnel una determinada condición geológico-geotécnica tiene como contraparte un sostenimiento que cumple o no con el estándar definido por la fortificación Tipo. Por lo cual, se debe cruzar la información de las tablas de condición geotécnica con riesgo de inestabilidad con o sin control estructural con la condición del sostenimiento, resultando lo indicado en la figura de flujo de la metodología, donde riesgo de inestabilidad geomecánica con fortificación que cumple el estándar no representa riesgo de estabilidad para la sección excavada. Por el contrario, cuando se verifica una condición de riesgo de inestabilidad geomecánica y hay un estándar de fortificación sin cumplir, si se genera la condición de riesgo de estabilidad en la galería o túnel.

Establecido este Control Geotécnico y analizados los resultados, se identifican los tramos de la obra subterránea que están en riesgo de inestabilidad inducido por la condición de sostenimiento que no cumple el estándar de diseño del proyecto, con ello se indican trabajos de refortificación o saneamiento del sostenimiento. Finalmente establecer un Control Geotécnico de este tipo, propenderá a generar condiciones de mayor seguridad durante la construcción y dará valor agregado al asegurar la vida útil de la obra subterránea.

GIAM-3: Geología aplicada a la ingeniería, geotecnia y mecánica de rocas



Esquema de entradas de información, para determinar el Riesgo de estabilidad, en la sección excavada de obras subterráneas.

GIAM-3: Geología aplicada a la ingeniería, geotecnia y mecánica de rocas

Reducción Secundaria y Modelo de Fragmentación en mina Esmeralda, El Teniente, Chile.

Marcelo Ernesto Ramírez[1], Paulina Schachter[1].
(1) Codelco

Resumen El proceso de fragmentación en la minería subterránea, asociado a métodos de caving, es de vital importancia para la continuidad operacional en la extracción del mineral, pues dependiendo de las dimensiones del bloque de roca, ésta presenta un impacto en los procesos de flujo gravitacional, traslado y traspaso en piques de producción. El estudio de la fragmentación de la roca, en mina El Teniente, ha sido de gran interés por el alto impacto sobre la producción que esta tiene. A partir del año 2015, se implementó un sistema de control y registro del proceso de reducción secundaria, llamado Sistema de Mantenimiento de Tronadura (SMDT), el cual permite almacenar la información de este proceso, asociado a cada punto de extracción de la mina. A partir de estos registros se ha desarrollado una base de datos que permite el análisis de variables que ayudan a entender el proceso de fragmentación, y cuál de ellas presenta mayor relevancia según las características geológico-mineras dominantes en el sector explotado. En el caso particular de mina Esmeralda, sector con tasas de extracción de 34.000 tpd, la litología (o más aún, la heterogeneidad litológica presente en el sector), el preacondicionamiento mediante fracturamiento hidraúlico y la altura de extracción, condicionan fuertemente el comportamiento de la fragmentación, mostrando variaciones considerables en la productividad de los puntos de extracción. Es así como utilizando los datos de producción (extracción), fragmentación y del modelo geológico asignado a los puntos de extracción, se ha podido determinar el comportamiento de la productividad para grupos litológicos principales de mina Esmeralda, donde el Complejo Máfico El Teniente (CMET) se muestra como la unidad más productiva, seguido por Intrusivos Félsicos pertenecientes al Bloque 1 y finalmente el grupo de Brechas e Intrusivos Félsicos del Bloque 2, con los menores índices de productividad. Esta caracterización del macizo rocoso, en base a mediciones en los puntos de extracción, definen el comportamiento de las distintas litologías frente al proceso de caving, información que es utilizada para complementar el modelo de fragmentación y zonación geotécnica de la mina El Teniente, el cual se realiza principalmente en base a la descripción de sondajes de roca intacta.

GIAM-3: Geología aplicada a la ingeniería, geotecnia y mecánica de rocas

Análisis de la estimación del módulo de deformación (E) de un macizo rocoso en base a GSI y RMR_{89}

Sofia Rebolledo[1], Romina Sabaj[2], Sebastián Moya[2].
(1) Geologia, Ciencias Fisicas y Matemáticas, Universidad de Chile
(2) IDIEM, Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile

Se analiza y discute la aplicación y resultados de las relaciones empíricas que se utilizan para la estimación del módulo de deformación E de un macizo rocoso en base a la evaluación en terreno de la resistencia de la roca (UCS), GSI y RMR_{89}. Las relaciones utilizadas son principalmente:

- Bieniawski (1978), quien establece para RMR >50-55:

E (Gpa)= 2*RMR-100 (GPa)

- Serafim y Pereira (1983) válida para RMR

$E= 10^{((RMR-10)/40)}$ (GPa)

- Hoek et. al. (1995): $E=(\sqrt{(\sigma_{ci}/100)})\ 10^{((GSI-10)/40)}$, con s_{ci} en MPa y E en GPa.

Para el análisis se utilizan datos levantados de terreno, se determina la relación entre GSI y RMR para distintas calidades y luego se aplican las relaciones empíricas en base al menor y mayor GSI de un rango. Se determinaron también los valores de E_{min} y $E_{máx}$ propuestos por Serafim y Pereira (1983): Emin=0,4*E y Emáx= 1,6*E. Estos valores son sugeridos como un intervalo dada la variabilidad de la deformabilidad de los macizos rocosos. Los resultados mostraron una buena relación entre GSI y RMR89 y que el E, obtenido a partir del valor mínimo de GSI en un rango, es menor al obtenido a partir del RMR, excepto para valores de RMR cercanos a 50. Si se considera el valor mayor del rango de GSI, los valores de E obtenidos a partir de ambas relaciones se aproximan y, en algunos casos el E estimado usando GSI es mayor que el obtenido de RMR_{89}.

Referencias

Bieniawski, Z.T. (1978). Determining rock mass deformability: experience from cases histories. Int J. Rock Mech and Min. Sc., vol. 15, 237-247. Bieniawski, Z.T. (1989). Engineering rock mass classification: a complete manual for engineers and geologists in mining, civil and petroleum engineering. John Wiley & Sons, 251 pages. Hoek E, Kaiser P.K., Bawden W.F. (1995). Support of underground Excavations in Hard Rock. Ed. Balkema, 215 pages.

GIAM-3: Geología aplicada a la ingeniería, geotecnia y mecánica de rocas

Parametric-space exploration of pit geometry to determine the best geomechanical situation under the criterion of Mohr-Coulomb

Esteban Román[1], **Patricio Toledo[2]**, Mario Durán[3], Eduardo Godoy[3].
(1) Centro de Matemática, Facultad de Ingeniería y Ciencias, Universidad Adolfo Ibáñez, Santiago, Peñalolén
(2) iUAI Mining Center, Facultad de Ingeniería y Ciencias, Universidad Adolfo Ibáñez
(3) R&D Centre, INGMAT Ingenieros Matemáticos, Santiago, Chile

Given the sustained decline in the grade of the deposits, it is necessary to reach greater depths to extract the minerals using open pit methods. This fact produces geomechanical instability because the excavation has a steeper geometry. Usually, to study the stability, the tensional state of the rock mass must be determined using a numerical method, to which must be added a criterion that indicates whether or not there is stability. In practice, the induced deformations have a long range, therefore, it must be taken into account that the domain is unbounded. Therefore, it is necessary to apply some mathematical tool to deal with this: in this work, the use of the Dirichlet-to-Neumann (DtN) operator is proposed. It requires solving two coupled problems, one interior and the other one exterior. For the external problem, an analytical solution is applied, while for the internal problem, a finite element method is applied. To measure the stability of the rock mass, the Mohr-Coulomb criterion is used, where a distance is calculated from a circle that represents the tensional state at a point to a line representing the failure criterion. If the distance is positive, it is considered stable. The problem analyzed in this work is to parameterize the geometry of an excavation, calculate the tensional state (via the operator DtN) and determine the stability of a set of different configurations that could be interesting. Two different geometries were analyzed: the first represents a real pit, with a sequence of heterogeneous steps. It was found that for the materials and dimensions commonly used in mining, they are stable cases, as expected. The second geometry is parameterized by two angles, one which determines the overall slope of the pit and the other that determines the slope of the bank. Slope of the bank is used to refer to a single step. 140 combinations of these angles were explored to study the stability for all of them. Again it was found that for the materials studied, the configurations are most of them stable. A future opportunity is the need to study the stability under conditions of heterogeneity of the environment and under the action of external forces such as blasting, static charges or landslides. Finally, it remains to be emphasized that the proposed methodology enables the study, in quite reasonable times, geomechanical problems applied in conditions of axial symmetry.

GIAM-3: Geología aplicada a la ingeniería, geotecnia y mecánica de rocas

Challenges in the geostatistical modelling of geotechnical and hydrogeological variables

Katherine Sanchez[1,2,3], Xavier Emery[2], Eleonora Widzyk-Capehart[3].
(1) MINES ParisTech (Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris), Centre de Géosciences, Ecole Doctorale Géosciences et Ressources Naturelles Environnement, Fontainebleau, Francia
(2) Departamento de Ingeniería de Minas, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile
(3) Advanced Mining Technology Center, Universidad de Chile, Santiago, Chile

The identification of the geomechanical and hydraulic properties of a rock mass is a crucial task for the economic development of open pit and underground mining operations. Geological phenomena present spatial heterogeneities involving transitions between zones of greater or lesser strength and rigidity, showing a high contrast at short scale. Geostatistics offers tools that take into account the spatial behaviour and accurate prediction of the variable and can measure uncertainty, contrary to traditional probabilistic and deterministic approaches. However, there are difficulties in the application of geostatistical techniques in geomechanics and hydrogeology due to the lack of additivity of the variables, which complicates the change of support (from a sample to a block support), as well as the directionality (i.e., that the measurement depends on the direction of sampling or, in other words, are the components of a tensor). To overcome these limitations, we propose a new conceptual model where the spatial continuity of correlated geomechanical and hydrogeological variables (directional and non-directional) should be modelled by using a multivariate variogram analysis. In this analysis, we will consider the directional variables defined in a space of 5 dimensions (east, north, elevation, azimuth, dip), while non-directional variables will be defined in the space of 3 dimensions (east, north, elevation). It is suggested to decompose the covariance functions of the directional variables as the product (or sums of products) of a spatial covariance (depending on the east, north, and elevation coordinates) and a directional covariance (depending on azimuth and dip). Cross-correlations between variables can be modelled through spatial terms. Regarding the directional terms, attention will be paid to the periodicity constraints presented by the angles (azimuth and inclination). This new conceptual approach aims to a better geomechanical characterisation of the rock mass that is critical for the economic development of underground or open-pit mining and advance in our understanding regarding the response of the rocks and water (contained in a rock mass) to changes in the state of tension and the hydraulic pressure regime caused by mining operations, in order to develop more accurate geomechanical models coupled to the advance of the excavation.

GIAM-3: Geología aplicada a la ingeniería, geotecnia y mecánica de rocas

Enrejado de vetillas y su relación con propiedades de resistencia y deformación de la roca huésped de la mineralización en Mina El Teniente

José Seguel[1], José Cavieres[2], Andres Brzovic[3].
(1) Divisiíon El Teniente, Superintendencia Geiología, Codelco, Rancagua, Chile
(2) Geología, Ciencias de la Tierra, Universidad de Concepción, Concepción, Chile
(3) División el Teniente, Superintendencia Geología, Codelco , Rancagua, Chile

En este trabajo se presentan para la roca huésped de la mineralización, resultados obtenidos en probetas que correlacionan valores de resistencia y deformación, con: i) porcentaje de vetillas, ii) ángulos de ruptura de las vetillas, iii) tipos de rupturas, iv) influencia de la mineralogía en el tipo de ruptura y v) relación entre la resistencia y rugosidad. Los ensayos demuestran que la resistencia a la compresión simple (UCS) disminuye a medida que aumenta el número de vetillas en la probeta desde los 250 MPa hasta valores de 100 MPa. Como resultado de la carga aplicada se producen rupturas en las probetas, que ocurren entre los 20° y 48° según las curvas de Jaeger (1960). Para vetillas con inclinaciones fuera de este rango las resistencias son mayores y por lo tanto no fallan. El estudio del tipo de ruptura muestra que a menor cantidad de vetillas hay una mayor participación de la matriz en la ruptura (tipo B) y los valores de resistencia son más elevados, en tanto que cuando la cantidad de vetillas es mayor, los resultados de resistencia son menores y se dan en mayor proporción las rupturas por vetillas (tipo D y C), en donde la resistencia depende más de la dureza del relleno mineralógico de esta. Previo a que ocurra la ruptura se produce deformación de las probetas, que se mide a través del Módulo de Young (E), los resultados de ensayos indican que cuando los rellenos son más duros (cuarzo) los valores de E son mayores, es decir muestran un comportamiento rígido, en tanto cuando son más blandos (anhidrita, yeso) los módulos son menores, es decir tienen una mayor deformación antes de fallar. El número de vetillas también juegan un rol en este parámetro, ya que los valores del módulo de Young (E) disminuyen desde 4 o 5 vetillas en probeta, fluctuando entre los 110 y 60 GPa. Los ensayos triaxiales, permiten observar el comportamiento de las probetas en condiciones de confinamiento, en que mediante el criterio de Mohr-Columb, se obtuvieron los parámetros de cohesión (c) y ángulo de fricción (Φ). La participación de la matriz es menor en las rupturas de estos ensayos y la de las vetillas aumenta en condiciones confinadas, por lo que las propiedades antes mencionadas dependen de las estructuras presentes en la probeta (vetillas).

GIAM-3: Geología aplicada a la ingeniería, geotecnia y mecánica de rocas

Caracterización geométrica de fallas geológicas según parámetros críticos y estimación de su resistencia al corte en Mina El Teniente, Chile.

Daniel Sepúlveda A.[1], José Seguel S.[2], Andrés Brzovic P.[2].
(1) Departamento Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias Químicas, Universidad de Concepción
(2) CODELCO-División El Teniente, Chile

En minería subterránea, en ambiente de altos esfuerzos, el riesgo de ocurrencia de inestabilidades geotécnicas asociadas a la presencia de estructuras geológicas es una preocupación permanente. En mina El Teniente fallas geológicas aparecen relacionadas con siniestralidades geotécnicas: colapsos y eventos sísmicos de gran magnitud, que pueden causar cuantiosas pérdidas económicas, y en los peores casos, pérdidas humanas. Por esto, es importante su identificación, caracterización y análisis, que en el presente estudio se aborda en dos temas: primero, una caracterización geométrica estructural y, segundo, desde un enfoque dinámico y geométrico, en el cual se estima la resistencia al corte de ellas, vinculado a su potencial de activación.

Caracterización Geométrica

La caracterización geométrica se efectúa a las fallas de Segundo Orden Nivel Mina o Fallas Intermedias (traza entre 10 a 100 m), mediante un análisis de cinco parámetros críticos definidos para las fallas de El Tentiente: 1) Persistencia: corresponde a la longitud de falla, 2) Actitud: es la orientación espacial de la estructura, 3) Material de relleno: aquel entre las paredes de la roca caja, 4) Espesor del relleno: distancia perpendicular entre las paredes de la roca caja, y 5) Ondulación-rugosidad: describe la irregularidad de la geometría de la estructura (Seguel, 2013), aplicado en primera instancia a las Fallas Principales (traza >100 m).

Esta caracterización se realiza mediante el uso de estadística para la población de Fallas Intermedias del Nivel Sub6, el cual comprende las minas: Dacita, Reservas Norte y Pilar Norte. Se examinan los niveles de producción (2.102 m s.n.m.) y hundimiento (2.121 m s.n.m), por separado y de forma conjunta (Total Sub6). El total de la información recopilada es de 1.350 fallas registradas en la base de datos Xilab de la Superintendencia de Geología de Codelco División El Teniente, cuyos datos provienen de mapeos rutinarios que ejercen los geólogos en las labores de la mina y en modelos digitales de terreno (DTM), que han sido estudiados e interpretados y conforman el modelo geológico del yacimiento.

La caracterización llevada a cabo por Sepúlveda (2017) indica que gran parte de las estructuras analizadas son Fallas Intermedias (86%), y el restante corresponde a Fallas Principales (14%), con una relación aproximada de 9:1 respectivamente. Dentro de las primeras, el rango predominante de persistencia es entre 25 a 50 m (46%), seguido del rango de 50 a 75 m (23%); luego, fallas entre 10 a 25 m y 75 a 100 m atañen al 21 y 10% de la población a correspondencia. Las proporciones en ambos niveles (producción y hundimiento) son muy similares, relacionado a la cercanía que existe entre los dos, distanciados alrededor de 19 m.

Las Fallas Intermedias están mayoritariamente dispuestas entre las orientaciones ENE-WSW y E-W, y adyacentes. En general son de muy alto ángulo, subverticales a verticales (ángulo de manteo mayor a 75°) con un 63% de los datos; fallas de alto ángulo (60° a 75°) conforman un cuarto de la población, y manteos moderados a bajos (inferiores a 60°) representan en conjunto el 12%. Estos resultados son coherentes con información gráfica elaborada en el programa Dips. La proyección estereográfica equiareal de polos del Total Sub6 exhibe una mayor concentración de ellos cerca de los puntos cardinales Norte y Sur. Por otro lado, el diagrama de contornos exhibe dos máximos, uno cercano al polo Norte con probabilidad de 13% y otro cercano al polo Sur con una probabilidad pocas unidades porcentuales menor (~10%). De acuerdo a estos diagramas se infiere que es más probable encontrar fallas de alto ángulo y con orientación cercana al E-W, o más específicamente al rumbo N75°E.

El espesor mínimo varía principalmente entre 0,5 a 1,2 cm, el espesor máximo entre 1,0 a 3,0 cm y el espesor típico, distancia representativa entre las paredes de los bloques de falla, entre 0,5 a 1,5 cm, con promedios de 1,3 cm, 2,9 cm y 1,3 cm de forma respectiva.

Los materiales de relleno más característicos son: anhidrita, carbonato, yeso; subordinadamente calcopirita, clorita, cuarzo, salbanda; y en menor proporción: molibdenita, bornita y turmalina.

La base de datos no almacena información con el nombre de ondulación o rugosidad. El concepto más relacionado disponible es planaridad, descrita como recta a ondulosa predominante (70-80%).

GIAM-3: Geología aplicada a la ingeniería, geotecnia y mecánica de rocas

Estimación de la Resistencia al Corte

Con respecto al segundo tema, para todas las fallas (136 de 1.350) dentro un sector acotado a un polígono de referencia en el nivel de producción del Sub6, el cual abarca parte de la Zona de Transición de las minas Reservas Norte (RENO) y Dacita, que es la zona donde se concentran los esfuerzos producto de la actividad minera; se estima la resistencia al corte de acuerdo al criterio de Barton y Choubey (1977), determinando para cada una de las estructuras los parámetros: esfuerzo normal (s_n), *Joint Roughness Coefficient* (JRC), *Joint Compressive Strength* (JCS) y ángulo de fricción residual (f_r).

El esfuerzo normal sobre cada falla se calcula ocupando la expresión de Hoek y Brown (1985) en base a los esfuerzos principales locales, consecuencia de modelos de esfuerzos, generados mediante modelamiento numérico por la Superintendencia de Geomecánica de la División. Se delimitan tres zonas: sector Norte, sector Cabeza (ubicado al oeste) y sector Sur, para los cuales se define una dirección y magnitud de los esfuerzos principales a fin de calcular el esfuerzo normal.

El coeficiente de rugosidad o JRC se establece a partir de la geometría de cada falla registrada en el mapa de la base de datos. Utilizando el programa Rhinoceros, se obtiene una amplitud máxima y un largo del perfil, los que se grafican en la Tabla de Barton para evaluar el JRC.

Con respecto a la rugosidad, aproximadamente 1/3 de las fallas poseen alta rugosidad (JRC de 16 a 20), por ello se encuentran más trabadas, en cambio el 36% de las fallas poseen bajo a medio bajo JRC (de 0 a 8), por lo que son más propensas a activarse, tomando en cuenta sólo este parámetro.

Adicionalmente, el JRC de las fallas se estudia en partes más acotadas de ellas, considerando segmentos de hasta 40 y 80 m de largo. Producto de esto, se infiere que una misma falla tiende a poseer menor rugosidad en tramos más reducidos de ella, aunque también existe la posibilidad que el JRC de un segmento sea mayor, pero el promedio es siempre menor o igual (Sepúlveda, 2017).

Se confecciona un Mapa de JRC de Falla Total y otro de Fallas o Segmentos hasta 40 m. En el primer mapa, el sector Norte tiene mayor cantidad de fallas con rugosidad baja, y el sector Cabeza tiene fallas con rugosidades más altas. El mapa de Fallas-Segmentos 40 m exhibe mayor abundancia de JRC más bajos de forma general, debido a que las mismas fallas, en sectores más acotados de ella, tienen menores rugosidades.

El JCS de las fallas analizadas es igual a la resistencia en compresión uniaxial de la roca intacta (UCS), pues el material de relleno no tiene influencia en la resistencia al corte ya que g=espesor/amplitud (e/a) (De Los Santos, 2011) es menor a 1 para todas estas estructuras. En otras palabras, es la misma roca intacta la que tendría que romperse para que la falla pueda deslizarse. En consecuencia, considerando las unidades litológicas que cada falla atraviesa en el mapa de Xilab se evalúa un JCS ponderado, cuyo promedio es 138 MPa.

El ángulo de fricción residual es calculado mediante una expresión logarítmica establecida para las fallas de la mina por Millán (2014), su promedio es 27°.

Una vez obtenidos los parámetros influyentes, se determina el valor la resistencia al corte para cada falla. Los resultados indican que éstos varían entre un mínimo de 13 MPa y un máximo de 46 MPa, con un promedio de 36 MPa y una desviación estándar de 5 MPa para las fallas dentro del área de estudio de RENO-Dacita (Sepúlveda, 2017). La validez de estos resultados está acotada desde la fecha en que se determinan los esfuerzos principales (mayo de 2014) hasta un a dos años después, debido a la variación de los esfuerzos producto de la modificación de la geometría de las excavaciones.

Se elabora un Mapa de Resistencia al Corte de las fallas del sector RENO-Dacita, en el cual se visualiza una mayor cantidad de fallas con menor resistencia al norte, representadas por colores más cálidos, entre las que se puede mencionar (de norte a sur): Sistema de Falla N2, Falla AND-4, Falla AND-3, Sistema de Fallas N1 y una falla del Grupo de Fallas Este-Oeste (Figura 1). Se propone que aquellas cuyos valores de resistencia al corte estimados están más cercanos al esfuerzo de corte, poseen mayor potencial de activación.

En base a lo estudiado se recomienda: aplicar el estudio estadístico para caracterizar Fallas Intermedias según sus parámetros críticos en otros sectores productivos de la mina, para tener una visión más global de la geometría de las fallas a nivel del yacimiento; comparar la caracterización de Fallas Intermedias con la de Fallas Principales o de mayor escala, y establecer posibles relaciones; aplicar el método de la estimación de la resistencia al corte de forma continua y actualizada tanto a Reservas Norte-Dacita, como

a otros sectores productivos si es posible; comparar los resultados de la resistencia al corte con la tensión de corte de las fallas y relacionarlos a su probabilidad de activación; y confeccionar un "Mapa de Probabilidad de Activación de Fallas" en base a la relación entre la resistencia al corte y la tensión de corte, con el fin de analizar las fallas y/o sectores con mayor peligrosidad.

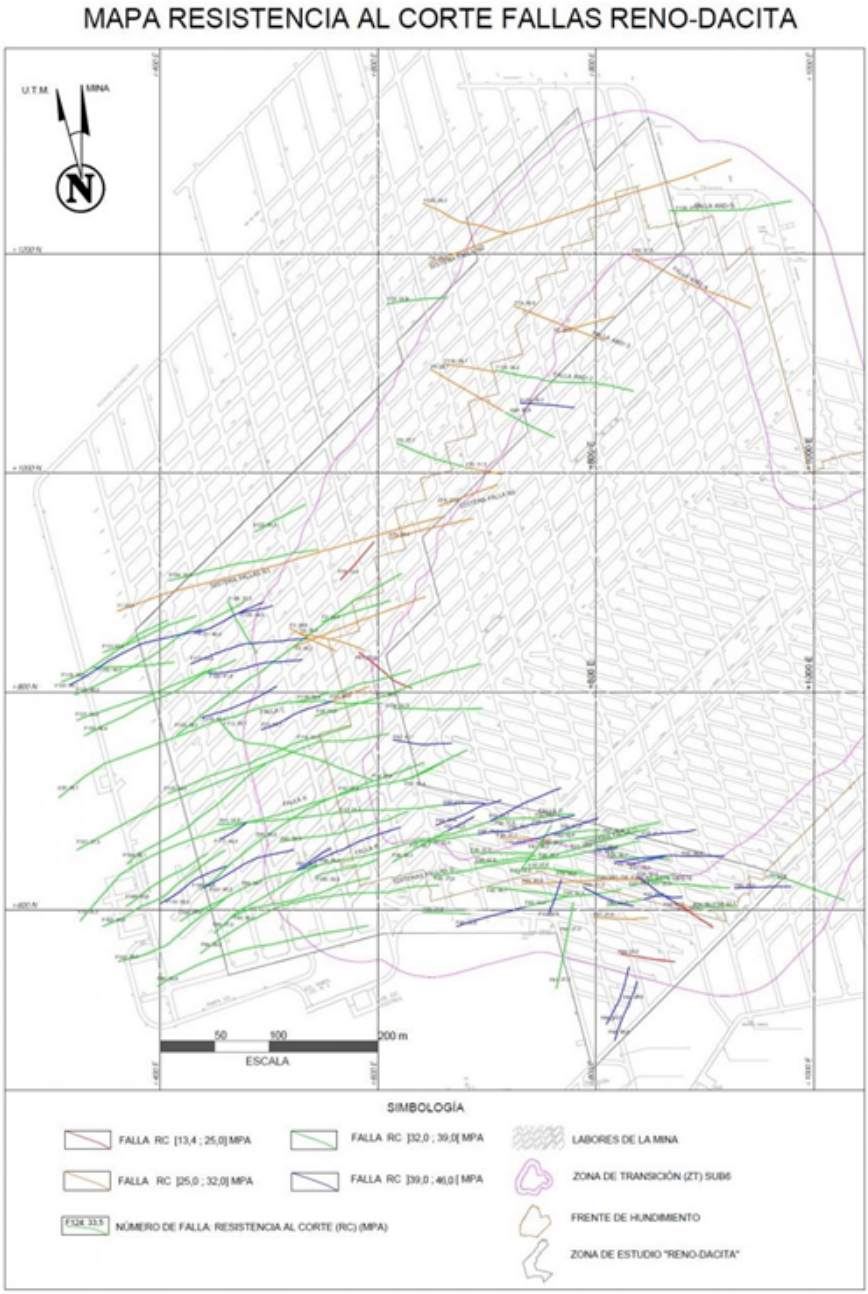


Figura 1: Mapa de Resistencia al Corte de Fallas en RENO-Dacita. Las fallas adquieren valores de resistencia al corte entre 13 a 46 MPa y están coloreadas de acuerdo a cuatro rangos: rojo, naranjo, verde y azul. Las estructuras coloreadas en rojo y naranjo poseen menor resistencia al corte, entre ellas se puede mencionar (de norte a sur): Sistema de Falla N2, Falla AND-4, Falla AND-3, Sistema de Fallas N1 y una falla del Grupo de Fallas Este-Oeste.

GIAM-3: Geología aplicada a la ingeniería, geotecnia y mecánica de rocas

Estimación de la orientación de los esfuerzos principales a partir de indicadores cinemáticos en sondajes orientados

María Paz Sepúlveda[1], Diego Diaz [2].
(1) Guiñez Ingeniería Limitada
(2) CODELCO, Chile

Los estallidos de roca forman parte de las problemáticas en El Teniente. Estos se atribuyen a la acumulación de esfuerzos en la superficie, la forma del frente de hundimiento y el método de explotación. Por esto, se requiere profundizar el estudio de los esfuerzos in situ del macizo rocoso y de los sistemas estructurales existentes. No obstante, en la minería subterránea la mayoría de los datos viene del logeo de sondajes y no del plano de falla in situ. Este trabajo busca establecer una metodología innovadora para medir el rake (estrías) en los sondajes orientados y mediante el MIM (Método de Inversión Múltiple), estimar la orientación de los esfuerzos principales y complementar la solución nodal de los mecánicos focales obtenidos de los eventos sísmicos.

La metodología parte con la incorporación de un nuevo parámetro, θ. Este ángulo posiciona la estría en el espacio en función de la máxima pendiente trazada en el testigo. A partir de la desviación del sondaje, la orientación de la falla (α y β) y θ, se orientaron los planos de las fallas en el espacio. Se determinó si el dato fue tomado en el techo o el piso de las estructuras y establecieron los siguientes datos de salida para cada estructura: tipo de fallamiento, *trend* y *plunge* de la estría. Finalmente se analizaron las orientaciones de σ1 y σ3. Los resultados preliminares distinguen 2 grupos de datos que representan 2 estados tensionales en el sector. El primero tiene un azimut de 316° con un plunge de 5° para σ1. Este primer estado ocurre cuando el factor de forma tiende a 1 (σ1 = σ2). Existe un segundo estado tensional en circunstancias en que σ1 = σ2, donde σ1 tiene un azimut de 83° y un plunge de 3°.

De los resultados se desprende que existe un estado de esfuerzo inicial con direcciones principales consistentes con el elipsoide de deformación de El Teniente. Este elipsoide debiera generar fallas del tipo inversas con rumbo NE-SW, coincidentes con las fallas estudiadas en este trabajo. Un segundo estado de esfuerzo actúa con posterioridad. Este podría estar influenciado por la acción de la minería. Ámbos estados tensionales pueden ser una guía para la construcción de futuros túneles (evitando la perpendicularidad con σ1) y para el análisis de futuros eventos sísmicos. Además, esta metodología permitirá alimentar una base de datos de indicadores cinemáticos (3D vectoriales) que puede ajustar de mejor manera los modelos números de esfuerzos que ya existen en el Teniente.

GIAM-3: Geología aplicada a la ingeniería, geotecnia y mecánica de rocas

Análisis numéricos del deslizamiento escalonado de roca del Cerro Catedral, Cajón del Maipo

Sergio Sepúlveda[1,2], César Pastén[3], Marisol Lara[1], Manuel García[1], Gabriela Saavedra[1], Tamara Véjar[1], Gonzalo Montalva[4].
(1) Geología, Universidad de Chile
(2) Ciencias de la Ingeniería, Universidad de O´Higgins
(3) Ingeniería Civil, Universidad de Chile
(4) Ingeniería Civil, Universidad de Concepción

El deslizamiento de roca de Cerro Catedral, ubicado en la ladera sur del río Volcán unos pocos kilómetros aguas arriba de Lo Valdés, es un ejemplo distintivo de grandes deslizamientos planos escalonados que se observan en el complejo de remoción en masa La Engorda, generados en rocas sedimentarias de la Formación Río Damas. El deslizamiento muestra dos planos de deslizamiento con un escalón intermedio y un volumen aproximado de $2\times10\ 5\ m^3$. A partir de modelos de elevación generados con LiDAR y datos de terreno, se han realizado modelos numéricos estáticos y dinámicos en dos y tres dimensiones con métodos de elementos distintos con los software UDEC y 3DEC, que buscan recrear la generación del deslizamiento de roca, interpretar el mecanismo de falla, la importancia de los sistemas estructurales y la presencia de puentes de roca entre las estructuras principales, la eventual incidencia de un desencadenante sísmico asociado a sismos corticales cercanos y el efecto topográfico y tridimensional sobre la estabilidad de la ladera y amplificaciones sísmicas en ésta. Los resultados concluyen la necesidad de la existencia de un puente de roca que asegure la estabilidad estática del talud. Los modelos dinámicos en 2D y 3D presentan diferencias en la ubicación de los puentes de roca principales, deformaciones y niveles de solicitación sísmica requeridos para generar el deslizamiento. Los modelos 2D muestran una correlación en los desplazamientos con parámetros sísmicos como velocidad y aceleraciones máximas e intensidad de Arias, mientras que los modelos 3D muestran, además de una buena correlación con la intensidad de Arias, la influencia del rango de frecuencias del input sísmico en la amplificación de las aceleraciones.

GIAM-3: Geología aplicada a la ingeniería, geotecnia y mecánica de rocas

Caracterización geotécnica en zonas de sulfatos ferrosos.

Camila Soto[1], Eduardo Casas[2].
(1) Consultora
(2) Minera Antucoya, Antofagasta Minerals S.A., Chile

Los sulfatos ferrosos son sales que se forman en depósitos de sulfuros oxidados ricos en pirita, típicamente en condiciones altamente ácidas y áridas. La meteorización de pirita promueve la formación sucesiva de este tipo de sales que pueden encontrarse en distintos grados de hidratación, y que al contacto con el aire seco pierde agua provocando la formación de distintos minerales en función del grado de humedad. Se ha reconocido que los sulfatos estudiados al ser expuestos a condiciones ambientales, disminuyen su calidad geotécnica como respuesta a modificaciones en sus propiedades mecánicas en el tiempo. Esta pérdida de calidad geoténica se agudiza en presencia de agua, generando dos tipos de comportamiento: i) Si están disipados en la matriz de la roca, esta aumenta de volumen y pierde cohesión y ii) Si están rellenando discontinuidades, aumenta de volumen y se disemina en el entorno de dicha discontinuidad. Como consecuencia se espera que los diseños construidos en rocas sulfatadas presenten problemas de estabilidad, desde no cumplimiento del dieseño a escala de banco, como potenciales fallamientos o deformaciones a escala interrampa y global. Dado lo anterior, es vital considerar en la evaluación geotécnica de un proyecto minero, no solo el comportamiento del material sulfatado detrás del talud, sino que también el decaimiento de la calidad del macizo rocoso con el tiempo. El presente trabajo relaciona la caracterización geotécnica realizada al macizo sulfatado a escala de sondajes; estimando sus propiedades resistentes a partir de ensayos geomecánicos de testigos de sondaje, y a escala mina; estimando sus propiedades a partir de probetas talladas en colpas en 3 yacimientos de la Región de Antofagasta.

GIAM-4: Valorización y estabilización de relaves

Exposure of Chilean Tailings to Earthquake Hazards from Potentially Seismogenic Crustal Faults

Steve Edwards[1], **Felipe Aron**[2,3,4], José Cembrano[2,3], Jorge Crempien[2,3], Joseph Gardner[5], Ramón Nazar[2], Carlos Ovalle[2], Isabel Santibáñez[2,3].
(1) UCL Hazard Centre, University College of London, London, UK
(2) Ingeniería Estructural y Geotécnia, Ingeniería, Pontificia Universidad Católica de Chile, Santiago, Chile
(3) CIGIDEN, FONDAP 15110017, Santiago, Chile
(4) Continental Shelf Unit, Chilean Ministry of Foreign Affairs, Santiago, Chile
(5) University of Liverpool, UK

Eighty-two percent of sand tailings dam incidents in Chile since 1915 have been seismically induced, including that which led to the 1965 El Cobre disaster. Subduction earthquakes (magnitudes 7.5+, return periods 10s–100s of years) have been traditionally regarded as representing the principal seismic hazard in the country and characteristically produce moderate, but widespread, damage. In contrast, much shallower earthquakes may be generated by potentially seismogenic crustal faults (PSCFs); these have relatively lower maximum magnitudes (7.0–7.5) and longer return periods (100s–1000s of years), yet are capable of producing extensive local damage within 5 km of the fault rupture. To our knowledge, a systemic study of the exposure of tailings storage facilities (TSFs) to earthquakes that could be generated by PSCFs has not been undertaken in Chile. Our study has filled this gap through integrating two publically available data sets: the 2016 national tailings database of SERNAGEOMIN and the catalogue of PSCFs published by the South America Risk Assessment Project of the Global Earthquake Model. There are 696 registered TSFs of varying size, age, operational status and construction type distributed throughout central and northern Chile. Of these, 91 lie within 5 km of a PSCF and 17 have been authorized to store volumes of tailings >106 m^3. In order to constrain the exposure of TSFs more robustly, a deterministic seismic hazard assessment along each major PSCF is now being undertaken. The completeness of the study is limited by the fact that it is anticipated that most PSCFs have poorly known fundamental fault parameters (e.g., slip rates and recurrence times), which have only been investigated systematically over the last 10 years. Despite that, recent large earthquakes nucleated on previously unidentified PSCFs have raised awareness of their potential hazard. Our main conclusion is that complete seismic risk assessments of TSFs in Chile must incorporate PSCFs.

GIAM-4: Valorización y estabilización de relaves

Evaluación de procesos hidrológicos que afectan la distribución espacial de los elementos críticos energéticos en el depósito de relaves de Cauquenes

Erika Yelisbeth González[1,3], Sebastian Garcias-Cardenas[2,3], Byron Riquelme[1,3], Manuel Caraballo[2,3], Brian Townley[1], Roberto Collao[4], Felipe Noriega[5].
(1) Ciencia Geológicas, Ciencias físicas y matemáticas, Universidad de Chile, Santiago , Chile
(2) Ingeniería de Minas, Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(3) AMTC, Chile
(4) Codelcotech, Chile
(5) Minera Valle Central, Chile

El depósito de relaves de Cauquenes se encuentra ubicado a 725 m de altitud en el valle central de Chile, 12 km al sureste de Rancagua y cuenta con una superficie de 649 hectáreas. Actualmente está siendo reprocesado por Minera Valle Central S.A. exclusivamente para la extracción de Cu y Mo. Sin embargo, debido a la demanda de otros elementos considerados como críticos por la comunidad mundial, surge el interés de evaluar la factibilidad de recuperar algunos de estos elementos como posibles subproductos del proceso principal. En esta perspectiva surge la necesidad de caracterizar los relaves, tanto en aspectos hidrológicos, caracterización textural detallada y distribución espacial 3D de los elementos químicos y mineralogía. Por lo tanto, esta investigación tiene como objetivo: 1) Elucidar la presencia de elementos críticos energéticos distintos del Cu y Mo, así como los minerales que los contienen, 2) Evaluar la distribución espacial de los elementos químicos y minerales que los contienen en función de las variaciones texturales y del modelo hidrológico del depósito.

Para alcanzar este objetivo se realizaron 10 sondajes de hasta 30 m de profundidad, mediante dos técnicas: Auger y Ensayo de penetración de cono estático (CPT). Además se tomaron muestras con un barreno manual, hasta 2 m de profundidad. Un total de 45 muestras fueron caracterizadas mineralógicamente por DRX, SEM, microscopio petrográfico y QEMSCAN. Para el análisis elemental se realizó una digestión parcial de las muestras con agua regia modificada en una proporción 1:1:1 HNO_3:HCl:H_2O, la cuales fueron analizadas por ICP-MS e ICP-OES. Adicionalmente se determinó la concentración de Cu, Mo y Fe por FRX mediante el CPT.

Un primer análisis de los resultados indica que los elementos críticos en el tranque de relaves no se encuentran en concentración económicamente rentable, con las tecnologías actualmente utilizadas y bajo las condiciones del mercado actual. Por otra parte, la distribución espacial y mineralógica dentro del depósito es bastante homogénea a lo largo del perfil de profundidad. Sin embargo, existen evidencias de procesos de lixiviación y enriquecimiento de algunos elementos hacia las zonas más profundas del depósito (entre estos el Cu y Mo). Este proceso ocurre en mayor o menor medida dependiendo de la ubicación del pozo, y es una función de las variaciones texturales, del comportamiento hidráulico del agua y de las variaciones climáticas anuales.

GIAM-4: Valorización y estabilización de relaves

Caracterización mineralógica y micro-química de relaves: ¿Algo más que un sedimento?

Ursula Kelm[1], Oscar Jerez[1], Alexey Novoselov[1], Leopoldo Gutierrez[2].
(1) Instituto GEA, --, Universidad de Concepción
(2) Departamento de Ingeniería Metalúrgica, Facultad de Ingeniería, Universidad de Concepción, Concepción, Chile

Las rutinas de caracterización mineralógica y micro-química de relaves y ripios requieren ajustes con respecto al mineral alimentador de la concentradora. Esta contribución examina las ventajas y desventajas de los métodos de caracterización de amplia disponibilidad en el ambiente minero, ya sea al interior de la empresa minera o como servicio externo, en vista de la información requerida para un eventual reprocesamiento. La microscopía óptica permite la adecuada identificación de fases de mena, incluyendo mineraloides, gangas no-argílicas o ultra finas, junto con micro-texturas en material con P80>100. Se requieren precauciones especiales en la preparación de muestras por fases secundarias solubles y extrema fragilidad textural. Como complemento, la difracción de rayos-X es el método de identificación de fases cristalinas indicadas para un P80<30, incluyendo filosilicatos. Limitaciones existen por la baja concentración de minerales de mena y las condicionantes de los límites de detección del método analítico, identificación de mineraloides, y patrones difractométricos alterados por procesamiento y reposo del material, en particular para un modelamiento Rietveld de rutina. La microscopía electrónica de barrido con detección de rayos-X característicos (SEM-EDS, sigla en inglés) es la vía indicada para visualizar cualquier textura de micro-agregados y alteración de superficie de fases de ganga, así como la formación de minerales secundarios. Sin embargo, el uso de SEM-EDS se limita a especímenes más que muestras representativas y debería apoyarse en información mineralógica y química complementaria. Un reto especial es la preparación de muestras para garantizar una mínima alteración de la muestra. La representatividad de la mineralogía automatizada permite agrupar texturas minerales y la asignación micro-química de fases de tamaño grueso, así como de su tamaño y grado de liberación. Aspectos difíciles de los métodos son la definición de fases con composición micro-química comparable, el ajuste de la base de datos micro-química de referencia a minerales fuertemente alterados por el procesamiento, y los límites de resolución de fases ultra-finas. Se presentan ejemplos de aplicación de cada técnica a relaves o ripios.

GIAM-4: Valorización y estabilización de relaves

Identificación y evaluación preliminar de recuperación de minerales y elementos de valor contenidos en depósitos de relaves chilenos

Karen Kotthoff[1,2], Brian Townley[1,2].
(1) Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(2) Advanced Mining Technology Center, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile

Según el *Catastro de Depósitos de Relaves en Chile* realizado por el SERNAGEOMIN, Chile cuenta con 740 depósitos de relaves. Además, debido a la disminución en las leyes de los minerales en explotación, el volumen de material a procesar ha incrementado para mantener el nivel de producción, lo que conlleva a un aumento en la generación de desechos mineros. Muchos de ellos se ubican en sectores poblados, pobremente contenidos y estabilizados, representando una amenaza para las personas que habitan esas zonas. Por lo anterior, es necesario buscar alternativas que conviertan estos Pasivos Ambientales Mineros en Activos. Una de ellas es la recuperación de elementos de valor contenidos en relaves a partir de su reprocesamiento y obtener un beneficio económico desde su explotación.

En este contexto se enmarca la investigación, que consiste en identificar elementos de valor presentes en 8 relaves chilenos para proponer y desarrollar tecnologías, de preferencia biometalúrgicas, que permitan generar modelos para su explotación. Los relaves fueron seleccionados según lo publicado por el SERNAGEOMIN, en su documento: *Datos de Geoquímica de Depósitos de Relaves de Chile* y la información expuesta por el Servicio Geológico Británico sobre elementos críticos y riesgosos.

La metodología se dividió en dos partes: La primera consistió en una caracterización mineral mediante Lupa Binocular y Difracción de Rayos X. Las muestras se obtuvieron desde el Laboratorio del SERNAGEOMIN. Se identificaron 3 relaves que perfilaron como potencialmente explotables, ya sea por su alto tonelaje como por su mineralogía: Almendral (Ba en Baritina, Cs en Pollucita), Bellavista (Ga en Titanita) y Sierra Gorda (Mo y Ni en Ceolita). Para el primero se propone una concentración por flotación para la Baritina. Para el segundo y tercero aún se deben realizar más estudios para determinar certeramente en qué fase mineral se encuentran los elementos mencionados.

La segunda parte, consistirá en realizar campañas de terreno en estos relaves para obtener muestras representativas y realizar estudios más profundos de su química y mineralogía. El resultado esperado es determinar si los elementos de interés se encuentran en minerales procesables desde una perspectiva metalúrgica extractiva y económicamente rentable, además de plantear métodos para su concentración.

De esta forma, se lograría caracterizar de buena forma los relaves elegidos y proponer técnicas para su procesamiento y recuperación.

GIAM-4: Valorización y estabilización de relaves

Characterization Protocol to Predict Acid Mine Drainage in Tailings Deposits

Paula Martinez[1], Lola Yesares[2], Manuel Caraballo[3], Alba Gomez [4], Francisco Macias[5], Jose Miguel Nieto[5].
(1) Earth Science, Experimental Science, Universidad Internacional de Andalucía, Huelva, Spain
(2) iCRAG and School of Earth Sciences, University College Dublin, Dublin, Ireland
(3) Mining Engineering Department, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago de Chile, Chile
(4) Institute for Groundwater Studies, Natural and Agricultural Science, University of the Free State, Bloemfontain, South Africa
(5) Earth Science , Experimental Science, Universidad de Huelva, Huelva , Spain

Oxidation of sulphide-rich mine wastes lead to the formation of Acid Mine Drainage (AMD). To predict its occurrence, standardized chemical tests are typically carried out. However, mineralogical and textural characterizations of mine waste are scarce. This work intends to integrate Acid-Base Accounting (ABA) test with a GMT (Geochemical-Mineralogical-Textural) approximation by evaluating how these properties affect AMD generation. To achieve this goal, 8 tailings samples, from massive sulphides deposit (Iberian Pyrite Belt, Spain) to Cu-carbonatite deposits (Palabora Igneous Complex, South Africa) and Porphyry Copper Deposits (Chile), have been studied. Mineralogical and chemical characteristics of these mine residues were obtained by optical microscopy, SEM-EDAX and XRD analysis. From the mineralogical point of view, samples have been divided in 3 groups: (1)Acid-generating group: comprised mainly by pyrite, and minor chalcopyrite, arsenopyrite, enargite, covellite, bornite, chalcocite, tetrahedrite, sphalerite and galena that favor the production of highly polluted AMD; (2)Not Acid-generating group: containing minerals that do not directly affect water acidity (quartz and phyllosilicates); and (3)Basic-generating group: primarily containing minerals that can neutralize the production of AMD (calcite and dolomite). Textural relations observed in samples from the acid-generating group include: isolated crystals whose surface is completely exposed (mainly pyrite), mixed fragments in which sulphide partial surface exposure is observed *(e.g.* covellite associated with chalcocite) or totally locked sulphides, such as chalcopyrite included in sphalerite crystals, or in some cases, sulphides rims on silicates. Elemental chemistry analysis has also been performed to the acid-generating group by p-XRF, allowing the identification of toxic elements like Hg, Pb, Cd, As and Se (in addition to other expected major components like Fe, Cu or S). Quantitative mineralogical analyses and grain sizes distributions studies (using image analysis techniques) are being generated to evaluate reaction rates. It is expected that fine textures oxidize faster than coarser textures due to their lower ´exposed surface/volume´ ratio. ABA test are still missed. Merging all this information, an AMD predicting protocol for mine tailings of different geo-mining-metallurgical contexts will be created.

GIAM-4: Valorización y estabilización de relaves

Evaluación de efectividad de la fitoremediación mediante la caracterización de los suelos de relaves del embalse Cauquenes, Región del Libertador General Bernardo O´Higgins, Chile.

Javier Maturana[1], Delia Rodríguez[2].
(1) Universidad Andrés Bello, Chile
(2) Universidad del Desarrollo, Chile

La fitorremediación consiste en la implantación de especies vegetales preferentemente nativas en los depósitos de relaves terminados. Surgió como una técnica para manejo ambiental, enfocada a la mitigación y remediación de la contaminación que los relaves conllevan debido, entre otros, a la dispersión de partículas contaminantes. La evaluación de esta técnica en este trabajo se basa en análisis comparativos de las propiedades fisicoquímicas y sus distribuciones espacio-temporales específicas en cuatro campañas piloto de fitoestabilización de los depósitos de relaves del Embalse Cauquenes, el cual se emplaza a 12 km al este de Rancagua, Chile. La fitorremediación mejora la textura del suelo, lo que se expresa en el aumento de la proporción de la fracción arcilla en un factor de 3,86, derivando en un incremento en la capacidad de intercambio catiónico. A su vez, los contenidos de materia orgánica, en concordancia con las condiciones de edafización, se ven favorecidos con los años de fitoestabilización, al igual que la inhibición del drenaje ácido común en este tipo de depósitos a partir del aumento en los valores de pH de 4,5 a 6,3 en las parcelas fitoestabilizadas. Tras analizar relaciones entre los contenidos de materia orgánica y las concentraciones de metales pesados, se evidencia una disminución de Cu, Cr, Ni, Pb y As atribuida a procesos de fitoextracción propia de las especies metalófitas acumuladoras implantadas. Por otra parte, la presencia de árboles disminuye la dispersión aérea de material particulado fino en el área, eventualmente cargado de metales pesados; a su vez, reduce la dispersión en solución de los iones metálicos mediante la estabilización física y química del suelo. Finalizando, los suelos de relave tras su fitoestabilización han mejorado su calidad, lo que implica que esta técnica de remediación ambiental es efectiva en potenciar los procesos pedogenéticos mejorando las condiciones del sistema edáfico, derivando en una reducción los riesgos y peligros geológicos que representan estos pasivos ambientales.

GIAM-4: Valorización y estabilización de relaves

Caracterización mineralógica y modelamiento geoestadístico de la distribución elemental de Cu, Au y Hg en el tranque de relave SOTRAMIN, Taltal, II Región de Antofagasta, Chile.

Eduardo Enrique Medina[1], Jose Delgado[1], Claudia Aguirre[2], Jimy Gamboa[2], Camilo Collao[2].
(1) Departamento de Ingeniería en Minas, Facultad de Ingeniería, Universidad de Antofagasta
(2) CSIRO

Resumen

En este trabajo se presenta la información obtenida con los resultados de caracterización elemental y mineralógica mediante ICP-OES, EAA, ensayo al fuego, y observaciones con lupa binocular de muestras de los depósitos del tranque Sotramin, todo complementado con modelos estadístico de la distribución elemental del Cu, Au y Hg como principales elementos de interés. El Tranque SOTRAMIN, de propiedad de la Sociedad de Trabajadores Mineros consta de 2 depósitos denominados S1 y S2 (Figura 1 A). En cada uno de ellos se han realizado sondajes de percusión (Figura 1B) con una profundidad máxima de 3 metros totalizando 29 pozos. Las muestras, en total 84, fueron analizadas por 31 elementos incluidos Cu, Hg y Au.

Introducción

Los relaves mineros son depósitos de material fino, generados como una corriente de residuo asociada a procesos metalúrgicos de concentración. Pueden presentarse como unidades compactadas con bajo contenido de agua o en forma de pulpa con alto contenido de sólidos dentro de tranques. Mundialmente existen miles de relaves, siendo común que muchos de ellos estén abandonados. La tendencia sugiere que tanto el número como el área que ocupan estos sitios tienda a incrementarse, considerando la amplia demanda de metales en adición a la disminución sostenida de las leyes de los depósitos explotados (Calvo,et al. 2016). La existencia de este tipo de material puede analizarse con dos focos diferentes no excluyentes entre ellos; en primer lugar los relaves pueden representar riesgos potenciales para el ambiente y la salud de las personas, teniendo en cuenta de que este tipo de material normalmente tiene una granulometría fina, tiene un contenido potencial de elementos contaminantes y de que además en ciertos casos está dispuesto en sitios críticos. Por otra parte existe un segundo enfoque que tiene que ver con la posibilidad de reprocesar este residuo como una fuente secundaria de elementos de valor. En el presente trabajo se tiene como objeto de estudio el tranque SOTRAMIN, siendo este uno de los 148 relaves abandonados de un total de 696 existentes en el país (SERNAGEOMIN, 2016). Está ubicado en el borde costero de la comuna de Taltal con coordenadas centrales UTM E 351.507 m, S 7.190.159.04 m, con una altitud promedio de 10.0 m.s.n.m. y por su ubicación geográfica (Figura 1.A), próximo a centros poblados, escuela y borde costero, entre otros factores se considera un relave de alta prioridad, dentro de la clasificación publicada en un estudio hecho a nivel nacional para el diagnóstico de suelos abandonados (CENMA, 2014). Por lo anterior se destaca la necesidad de conocer la presencia y concentración de elementos que pueden ser contaminantes, o con valor económico dentro del relave, con el propósito de poder dar una base técnica a partir de la cual se pueda tomar decisiones acerca de su disposición final, es decir definir si es conveniente removerlo, encapsularlo, o remediarlo in situ, para lograr un ambiente más seguro para los habitantes de la comuna y permitir el aprovechamiento del espacio desde el punto de vista turístico. En este sentido el primer desafío a enfrentar es el de obtener suficiente información experimental de la composición elemental de los principales elementos como paso crucial en el objetivo de construir un modelo de distribución lo suficientemente robusto que pueda soportar modelos económicos o metalúrgicos posteriores.

Metodología

Para lograr objetivo planteado se realizaron 4 salidas a terreno realizando tareas de topografía, localización de los sondajes y control durante la realización de estos. Los sondajes fueron realizados por Mining Parts quien fabricó una máquina de percusión apropiada para este trabajo (Figura 1.B). Los sondajes tuvieron una profundidad máxima de 3 metros (entre la superficie y la base del relave) y la muestra se obtuvo en un tubo de PVC de 2 pulgadas de diámetro. Para el muestreo se tuvo en cuenta la profundidad del sondaje, dividiéndolo en tres secciones de igual longitud cada una, totalizando 84 muestras representativas de los 29 sondajes de los dos depósitos. Además se hicieron dos compositos, 1 de cada depósito. Las muestras fueron analizadas por ICP-OES, EAA en los laboratorios acreditados de ALS y paralelamente con lupa binocular en la Universidad de Antofagasta. Con los resultados de los análisis se construyó una base de datos, generando un modelo de bloques (Figura 1 E) compuesto de paralelepípedos de igual tamaño de 0.5 x 0.5 x 0.5 m. para ser utilizada con el Software Vulcan 8.02 y realizar los modelos 3-D para mostrar la distribución de los elementos de interés. En cada bloque, georreferenciado se localizó la información relevante de dicho lugar tanto en valiosos como en elementos contaminantes.



GIAM-4: Valorización y estabilización de relaves

Resultados

Con la información de la topografía se generó un sólido para cada depósito (llamados Sotramin 1 S1 y Sotramin 2 S2), teniendo en cuenta el volumen generado y la densidad promedio de los relaves (1,8 g mL^{-1}) se calculó un contenido de residuo sólido aproximado de 39.794 t y 8.400 t respectivamente. Con la lupa binocular se determinó la presencia de minerales oxidados de cobre, óxidos negros y trazas de pirita y calcopirita (Figura 1 C y D)). Esta mineralogía fue confirmada a través de análisis Qemscan realizados en el Laboratorio GEA de la U de Concepción. Este estudió reveló la presencia de minerales oxidados de cobre, principalmente mineraloides del tipo cobres negros ricos en hierro y algo de manganeso. Como también crisocola, atacamita y filosilicatos con cobre, pequeñas cantidades de calcopirita, pirita, especialmente arcillas y micas del tipo clorita con algo de cobre. De los análisis de los compósitos se obtuvieron las siguientes concentraciones de elementos de interés económicos, asi la concentración de cobre y oro en el relave S1 es de 0.30% Cut y de 0.32 g t^{-1} de Au, mientras que en el relave S2, las concentraciones de estos metales son de 0.48% de Cut y de 0.49 g t^{-1} de Au. En conjunto los dos relaves tienen una la ley calculada de 0,30% de CuT y de 0.32 g t^{-1} de Au. Por otro lado los elementos contaminantes tienen las siguientes concentraciones: en el depósito S1 el As tiene 37.3 ppm y el depósito S2 39.3 ppm. El Hg tiene una concentración de 3.1 ppm en el S1 y de 3.0 ppm en el S2. El Pb tiene 62.1 ppm en el S1 y en el S2 tiene 46.3 ppm y el Zn tiene 215.6 ppm en el S1 y 235.8 ppm en el S2.

Discusión

Sotramin trabajó minerales de tres faenas mineras de la localidad de Las Bombas (3ra Región) (com. verb. Lindor Araya). Estos metales fueron beneficiados a través de procesos metalúrgicos de flotación. Para las muestras con Oro se trabajó en trapiches y amalgama con mercurio. En particular, los relativamente altos contenidos de Cu es posible que deban su origen a que la tecnología utilizada en los años 60-80 no permitía tener una mayor recuperación, y además dado que el proceso de beneficio era flotación, los minerales oxidados de cobre se iban al relave. Lo que se pone de manifiesto en las fotos tomadas con lupa binocular de las muestras de los sondajes, en las que se reconoce la presencia de crisocola, atacamita y trazas de minerales sulfurados tales como pirita, calcopirita y también óxidos negros (Figura 1.C y 1.D). Por otro lado los análisis de EAA reflejan la presencia del mercurio, si bien este elemento se combina con el oxígeno para formar Cinabrio, este mineral no fue detectado, por lo que su origen se debe a pérdidas en el proceso de recuperación a partir de la amalgama de oro. Por lo tanto, el mercurio estaría liberado.

Conclusiones

El análisis de la distribución de los elementos detectados se presenta según lo observado en cada uno de los depósitos S1 y S2. Depósito S1 (Sotramin 1): La distribución del cobre en este depósito muestra una zona con concentraciones que varían entre 3.000 y 9.000 ppm que ocupa más del 50 % del depósito, rodeado por áreas con contenidos menores. Recordemos que el resultado del análisis del compósito indicó 0.3%. La distribución del oro pone en evidencia que solo está presente con valores que varían entre 0.4 y 0.8 g/t en la parte superior del depósito y abarca solo el 3% más proximal del depósito. Recordemos que el resultado del análisis del composito indicó 0.32 g/t. Como se mencionó anteriormente, ocupa la parte superficial del depósito, esto se interpreta que el vertido del relave con contenido oro podría haberse dado principalmente al final de la vida útil de ese depósito. La distribución del mercurio es muy heterogénea y con concentraciones que varían entre < 2ppm y < 40 ppm (Figura 1.G), Recordemos que la concentración en el composito 1 es de 3.1 ppm. Este valor refleja que la mayor concentración abarca solamente la zona proximal. Depósito S2 (Sotramin 2) La distribución del cobre muestra la predominancia de este metal frente al S1 con valores que van entre 0.3 % y 0.9 %. El resultado del análisis del composito es de 0.49 g t-1. Como se puede ver la dispersión de estos valores es menor. La distribución del oro varía entre valores de 0.2 g t^{-1} y 1 g t^{-1} y ocupa el 100 % de la base del depósito . Siendo el resultado del análisis del composito de 0.4 g t^{-1}. El valor de oro más alto obtenido es de 1.19 g t^{-1} y corresponde a la muestra S2-25-F. La distribución del mercurio varía entre >2 y En resumen, con los modelos de distribución en 3D (Figuras 1.G y 1.H) podemos interpretar la evolución en el tiempo de estos dos depósitos, Así, el depósito S2 se construyó al final de las labores de la empresa donde el oro fue el principal producto. Esto debido a que en S1, este metal solo se observa en un área equivalente al 3% ubicada en la parte proximal, y en S2 ocupa todo el tranque, es decir este depósito se construyó con los residuos del proceso del oro. Esta distribución es similar a la del mercurio, para este se observa un aumento notable de la concentración en la zona proximal del S1 y una distribución más homogénea en el S2. Finalmente la distribución del cobre indica que este metal se distribuye en todo el deposito S1. Siendo mucho menor en el S2.

Variograma

El variograma o semivariograma (Figura 1F) es una herramienta que permite analizar el comportamiento espacial de una variable sobre un área definida, obteniendo como resultado un variograma experimental que refleja la distancia máxima y la forma en que un punto tiene influencia sobre otro punto a diferentes distancias. Este se modela y da origen a un modelo variográfico que caracteriza la variable estudiada. En el caso de los relaves, en donde los elementos fueron depositándose de manera aleatoria, es relevante que se genere una estructura espacial de buena calidad y bajo efecto pepita (esto refleja la aleatoriedad del fenómeno estudiando) en el eje vertical. Lo que quizás se debió a los procesos internos de las soluciones en el interior del relave. Esto es independiente que la información más abundante a corta distancia en este eje. Encontrar una estructura espacial en el plano ortogonal al vertical es más complejo (Delgado et al. 2017).

Agradecimientos: Los autores agradecen a CORFO, proyectos CSIRO Chile 10CEII-9007 por el financiamiento de esta investigación. También agradecen a Maptek Chile por el apoyo del software VULCAN y a Mining Parts por el apoyo en la campaña de sondajes.

Bibliografía

Calvo, G., Mudd, G., Valero, A., & Valero, A. (2016). Decreasing Ore Grades in Global Metallic Mining : A Theoretical Issue or a Global Reality ? *Resources*, *5*(36), 1–14. https://doi.org/10.3390/resources5040036

1. *Informe Final. Versión 5 "Diagnostico regional de suelos abandonados con potencial presencia de contaminantes ."* Santiago de Chile.

Delgado, J., Aguirre, C., Medina, E., Gamboa, J., Collao, C., Román, E. (2017). *3D model for determining the commercial value of a tailing dam based on drilling, sampling and geo-characterization*. CONAMET SAM 2017. Congreso presentado en Copiapo

1. *Resultados Catastro de Depósito de Relaves 2016*. Santiago de Chile.

GIAM-4: Valorización y estabilización de relaves

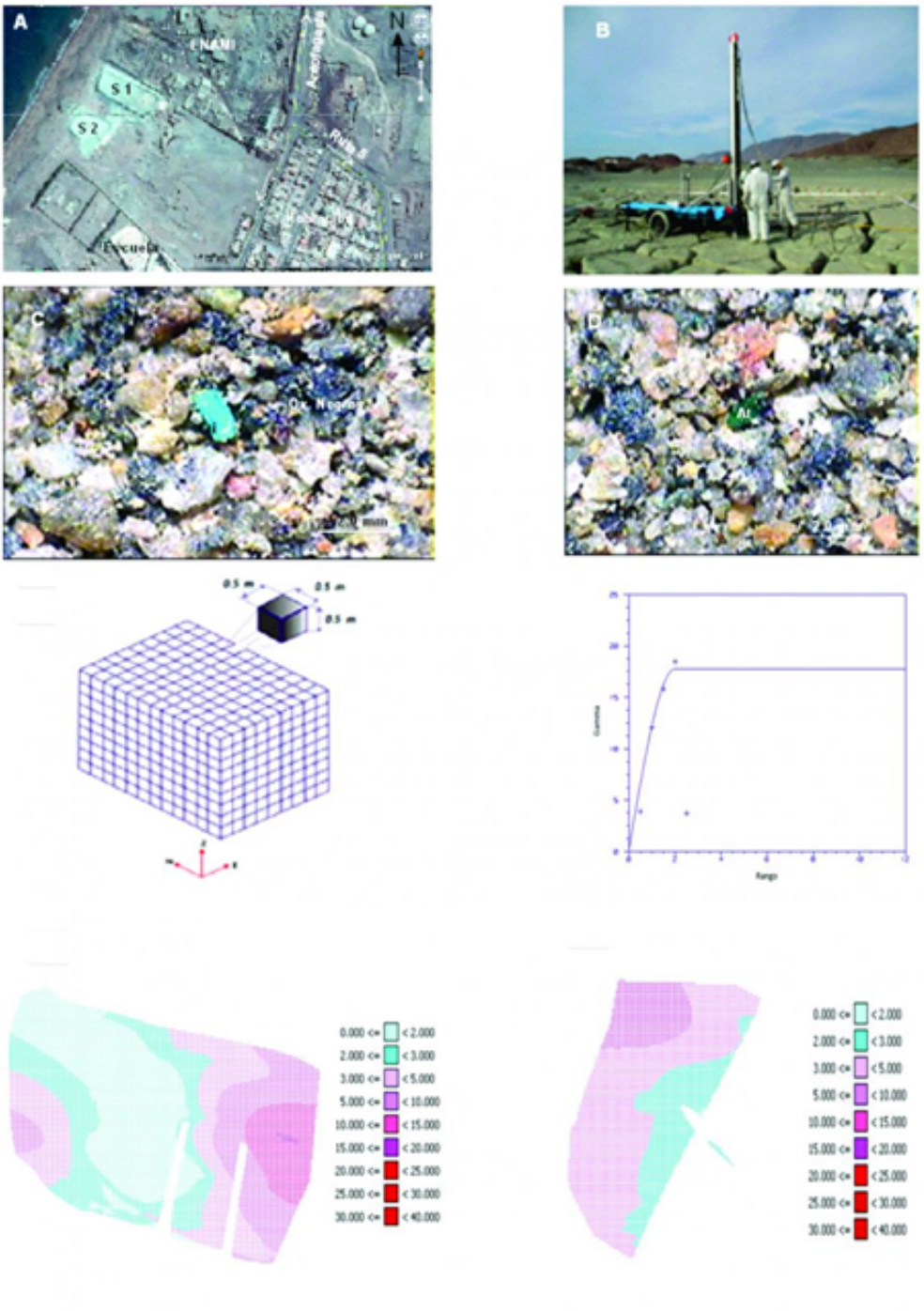


Figura 1: A. Ubicación de área de estudio; B. Máquina de sondaje por percusión utilizada; C y D. Fotografías observaciones con lupa binocular de granos de crisocola (Cri), óxidos negros y atacamita (At); E. Diagrama de bloques generado para conocer la distribución de los elementos de interés; F. Variograma de la distribución del mercurio; G y H. Modelo de la distribución del mercurio para los depósitos S1 y S2

GIAM-4: Valorización y estabilización de relaves

Metodología de caracterización mineralógica y porducción neta de ácido para la evaluación preliminar del potencial contaminante de depósitos de relave de la pequeña minería.

Gabriela Muñoz[1], Felipe Herrera[1], Gonzalo Jorquera[1], Luca Rodrigo[2], Mauricio Calderón [1], Poldie Oyarzún[3].
(1) Geología, Ingeniería, Universidad Andrés Bello, Santiago, Chile
(2) Profesor Externo, Ingeniería, GeoAV S.A., Santiago, Chile
(3) Laboratorio Análisis de Sólidos, Química, Universidad Andrés Bello, Santiago, Chile

1 Introducción

Chile se encuentra situado dentro de una configuración geológica que favorece la formación de depósitos metálicos. La explotación de estos yacimientos genera depósitos de material estéril, conocidos como relaves. Los relaves constituyen residuos de minerales de ganga y posibles componentes tóxicos como lo son los metales pesados. Los relaves de pequeña minería, en muchos casos, son depositados en zonas vecinas a asentamientos humanos, que de forma directa o indirecta pueden perjudicar la salud de sus pobladores.

Según el catastro de relaves realizado por Sernageomin 2016, actualmente existen en Chile 696 relaves: 112 activos, 436 no activos y 148 abandonados.

Este trabajo se centra en 3 relaves abandonados ubicados en la Región Metropolitana; Los Maquis en la comuna de Curacaví, Lo Águila, en la comuna de Aculeo y Anita en la comuna de Tiltil; de los cuales se obtuvieron muestras que fueron sometidas a análisis granulométricos, análisis de difracción de rayos X, análisis de pH y análisis de ácido-base entre otros; con el objetivo de generar una caracterización mineralógica y fisicoquímica que permita estimar el potencial contaminante de estos relaves.

2 Ubicación y vías de acceso

En la Región Metropolitana, al norte se ubica el relave Anita (33°04′ 33″ S, 70°56′35″ W) en la comuna de Tiltil, luego el relave Lo Águila (33°25´21"S, 71° 8´41"W), ubicado en Curacaví, y al sur el relave Los Maquis (33°51´0"S, 70°57´32"W) ubicado en Aculeo (Figura 1a).

3 Geología Regional

Los relaves estudiados corresponden a desechos mineros generados por la extracción y procesamiento de minas de oro y de cobre aledañas. Están configurados en el marco geológico de la Región Metropolitana, específicamente, en un segmento de la Cordillera de la Costa en las sucesiones volcano-sedimentarias del Jurásico-Cretácico Inferior (Formaciones Las Chilcas, Veta Negra y Lo Prado) están instruidas por plutones dioríticos a graníticos de edad jurásica superior y gabros a granodioritas cretácicas (Gana et al., 2000).

Debido sus disposiciones, el material que los compone debería provenir de la franja de estratoligados de cobre, del Cretácico Inferior, la cual se ubica en la zona comprendida entre los 32°13′ y 34°00′ S y los 70° 50′ y 71° 10′ W. Además, los relaves Los Maquis y Anita se ubican sobre depósitos aluviales, mientras que el relave Lo Águila se sitúa por sobre depósitos fluviales antiguos.

4 Metodología

La metodología para la obtención de las muestras difiere para cada relave, ya que se consideraron las características de cada uno de ellos para este proceso. En el caso del relave Los Maquis se tomaron 11 muestras sólidas que caracterizaban diversos puntos del relave y dos muestras líquidas que se encontraban en interacción con este. En el relave lo Águila, se realizó un muestreo vertical considerando su variación de capas por color, granulometría y cementación, del cual se tomaron 6 muestras en 10 metros aproximadamente de techo a base. Por último, para el relave Anita el muestreo fue realizado en un perfil N-S en donde se tomaron 7 muestras superficiales espaciadas cada 4 metros, debido a una gran extensión horizontal.

Posterior al muestreo los relaves fueron sometidos a los mismos tipos de análisis para una caracterización inicial. Estos análisis fueron los siguientes:



GIAM-4: Valorización y estabilización de relaves

Análisis de pH: se realizó en terreno con el multiparámetro, en muestra sólida para el relave lo Águila y Anita, y en muestras de agua para el relave los Maquis. Para medir el pH del sólido, estos fueron mezclados con agua destilada generando una pasta en la que se introducían los electrodos. En el caso del pH del agua, las medidas fueron tomadas en una fuente de agua meteórica situada en el relave y otra en un canal cercano al relave.

Análisis granulométrico: se realizó este análisis para determinar el tamaño de las partículas, utilizando tamices distribuidos entre los tamaños gravas, arenas, limos y arcillas. Entre ellos se encuentran los tamaños de malla 45, 60, 70, 80, 100, 140, 200 y 270, en donde los tamaños de malla sobre 100 fueron compartidos por los 3 relaves. Posteriormente se realiza el tamizado en el rot-up ubicado en los laboratorios de la Universidad Andrés Bello durante 10 minutos. Las muestras fueron secadas entre 24-120 horas entre 50-80°C en el horno antes de ser sometidas al tamizado.

Análisis de difracción de rayos X: se realizó este análisis para la interpretación mineralógica de la fracción más fina de las muestras. La difracción de polvo es un método de análisis de materiales, que permite identificar fases minerales por medio de su estructura cristalina. Utilizando para este análisis las muestras que quedaron por debajo de la malla 200. Se utilizó el difractómetro Bruker D8 Advance-A25, con un rango angular de medición 2θ desde 4° y 80°. Los análisis se realizaron en el L.A.S de la Universidad Andrés Bello. Posterior a ello, se utilizó el software computacional EVA para la identificación mineralógica de cada relave.

Test de producción de ácido neto (NetAP): se realizó este análisis para determinar el balance entre los productores y neutralizadores de ácido dentro del relave. Para esta estimación fue escogido el test "Producción Neta de Ácido". Su objetivo es determinar el balance entre la producción y consumo de ácido en un relave sin la necesidad de realizar un análisis de sulfuros. Este método utiliza peróxido de hidrógeno que reacciona con los sulfuros contenidos en una muestra del relave. El ácido que es producido por la oxidación es simultáneamente consumido por carbonatos y/u otros ácidos componentes del material. El ácido restante después de la reacción es valorado con una base estandarizada de pH 7 y el ácido neto producido por la reacción es calculado y expresado en kg de $CaCO_3$ equivalente por tonelada de material.

5 Resultados

pH: Este análisis realizado en terreno, indica que dos relaves presentan un pH ácido, obteniendo valores de 3,02 a 6,37 en el relave Los Maquis y un rango entre 3,3 a 6,98 en el relave Anita. Por otro lado, el relave Lo Águila presenta un pH básico con un rango de 7,1 hasta 8,46.

Granulometría: Las muestras analizadas entre los tres relaves, indican que cerca del 40% de las partículas de los depósitos corresponden a tamaño limo. También, concentran un porcentaje de los tamaños de arena fina. Sin embargo, en el caso del relave Anita, se encuentra alrededor de un 20% de partículas tamaño grava, que no se presentan en los otros dos relaves que contemplan en su mayoría tamaños limos- arcillas (Figura 1b).

Difracción de rayos X: Según lo interpretado, se logró identificar algunos minerales en común, tales como cuarzo, pirita, calcita, hematita, yeso y cuprita. El cuarzo es la fase dominante en los 3 relaves correspondiendo al 60% del total de las fases minerales. El análisis indica que el relave Anita posee una mayor concentración de silicatos (cuarzo), una escasa presencia de sulfuros; sin embargo, existe la presencia pirita, que se destaca por su capacidad de generar drenaje ácido y arsenopirita, cinabrio y arsenolita por sus contenidos de elementos tóxicos (Hg y As), además, existe una escasa presencia de carbonatos (calcita). Para el caso del relave Los Maquis, el análisis indica una alta presencia de silicatos (feldespatos), además de una importante concentración de sulfuros especialmente de pirita. Por otro lado, cuenta con una escasa presencia de carbonatos y minerales reactivos. Finalmente, el relave Lo Águila posee una alta presencia de silicatos, una escasa presencia de pirita y minerales dañinos. Además, se destaca la alta concentración de carbonatos (calcita), sobrepasando la concentración de los sulfuros (Figura 1c).

NetAP. Este análisis se realizó a seis muestras que representan a los 3 relaves. Las muestras que corresponden al relave Lo Águila, luego de la reacción dan como resultado un pH mayor a 7, por lo que su producción neta de ácido se interpreta como nula. Para las otras cuatro muestras que corresponden al relave Anita y Los Maquis, se obtiene una producción neta equivalente de ácido (Figura 1d) lo que concuerda con los datos obtenidos por el análisis de pH realizado a las muestras de estos relaves (pH de 3 y 3,3). Mientras que para las muestras con una producción neta nula el análisis de pH in situ da valores de 8.

6 Discusión/ Conclusión

La granulometría de los 3 relaves indica que se pueden clasificar dentro de tamaños de arena fina a muy fina y que alrededor del 40% de las partículas son de tamaño limo-arcilla. Esto concuerda con los procesos metalúrgicos a los que son sometidas las rocas durante el proceso de extracción mineral hasta que gran parte de ellas llegan a constituir desechos mineros.

Los resultados de la difracción de rayos X muestran una clara diferencia mineralógica entre cada uno de los relaves, esto debido a que provienen de diferentes yacimientos con diferentes alteraciones; sin embargo, existen minerales en común como cuarzo, óxidos de hierro, calcita y pirita. Se destaca la presencia de pirita, aunque en bajas concentraciones, ya que tiene la capacidad de generar drenaje ácido. Por otra parte, hay una clara diferencia en el contenido de carbonatos (calcita), los cuales son de gran importancia por su capacidad de neutralizar el drenaje ácido. Otras fases minerales accesorias presentes en las muestras corresponden a arsenopirita y cinabrio, las que se consideran dañinos dependiendo de su estado de oxidación/reducción, ya que poseen elementos químicos que en determinadas concentraciones son perjudiciales para la salud.

Los resultados del NetAP obtenidos en los 3 relaves pueden ser corroborados por medio de los análisis de pH, en donde el relave Anita y Los Maquis presentan un pH ácido y el relave Lo Águila, un pH básico. Estos también concuerdan con la mineralogía interpretada en la difracción de rayos X, ya que en los relaves Los Maquis y Anita se encuentran minerales como pirita, además de la casi nula presencia de facies minerales (carbonatos). Estos estudios indican una buena correlación con el conteo ácido-base, utilizado para determinar el equilibrio entre los componentes que producen ácido y los que lo consumen en depósitos de relave (Lawrence & Marchant, 1991).

Estos resultados preliminares se interpretarían como un potencial de drenaje ácido en los relaves Anita y Los Maquis. Mientras que en el caso del relave Lo Águila se neutralizarían debido a la gran cantidad de carbonatos.

Según Jamieson (2011) si el relave es potencialmente tóxico, los elementos se liberan a las aguas superficiales, subterráneas o fluidos corporales (en caso de ingestión o inhalación). Por lo cual, considerando los antecedentes anteriormente expuestos, evaluar un tratamiento a estos depósitos es sumamente importante. Dentro de las medidas para el tratamiento de drenaje minero podría ocuparse la neutralización e hidrólisis, la cual se ha utilizado para elevar el pH. Otra medida, es la reutilización del relave mediante la explotación de mena remanente o el beneficio de aquellos materiales con potencial económico.

Cabe destacar que la metodología utilizada, brinda una aproximación de las características físicoquímicas del relave y da cuenta de ciertos elementos químicos que pueden entrar en reacción y una aproximación del potencial contaminante de sus constituyentes. Es importante seguir generando estudios/evaluación de relaves abandonados y generar en alguna medida un programa de monitoreo de ellos y mitigación de la contaminación ambiental.

7 Referencias

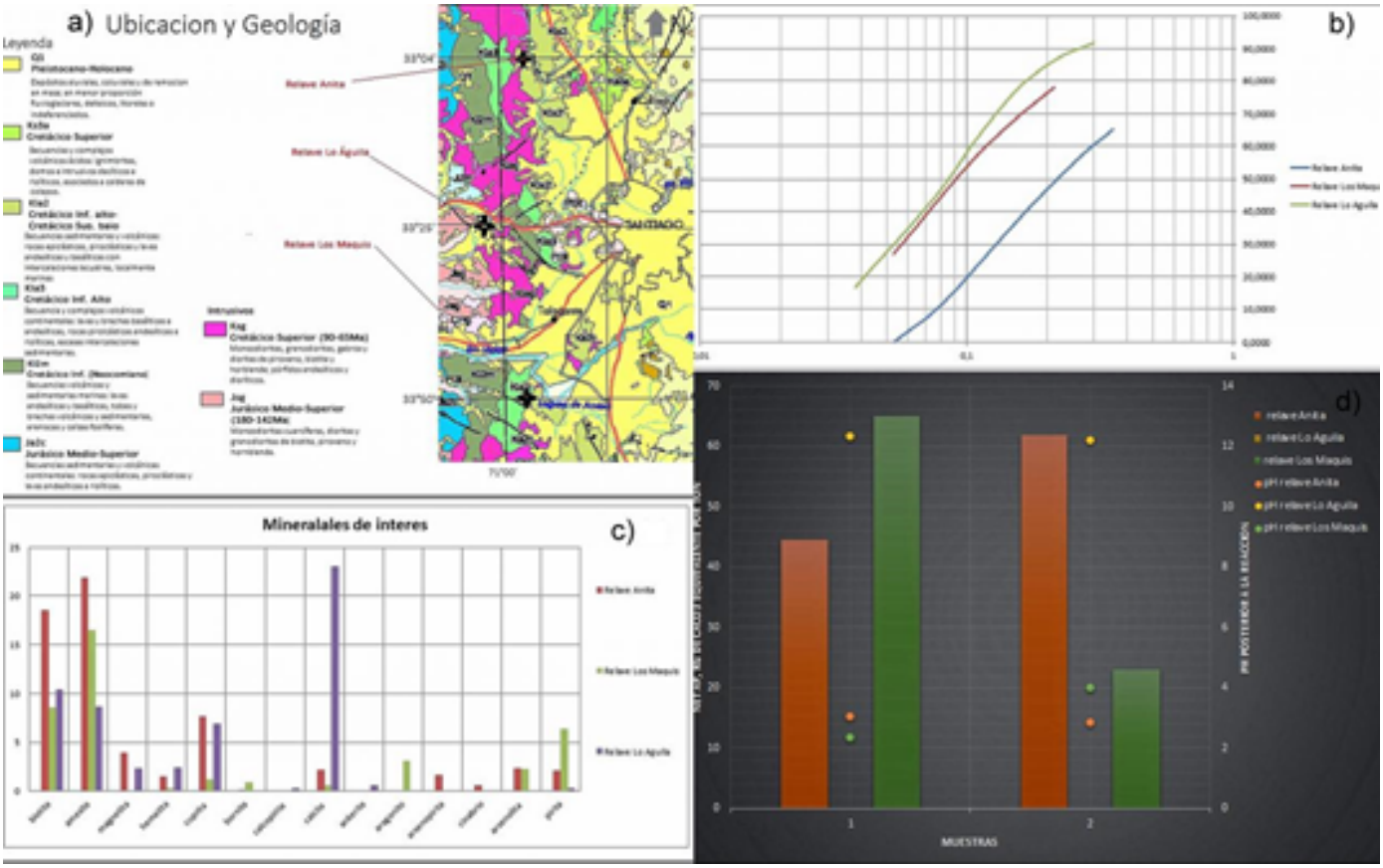
Gana, P.; & Zentilli, M. 2000. Historia termal y exhumación de intrusivos de la Cordillera de la Costa de Chile central. En IX Congreso Geológico Chileno, Puerto Varas. Simposio Internacional sobre Magmatismo Andino, Actas, v. 2, pp. 664-668.

Jamieson, H. E. 2011. Geochemistry and mineralogy of solid mine waste: essential knowledge for predicting environmental impact. Elements, 7(6), 381-386.

Lawrence, R. W., & Marchant, P. M. 1991. Acid rock drainage prediction manual. MEND/NEDEM Report, 1.vol 1.

Sernageomin. 2016. Resultados Catastro de Depósitos de Relaves 2016. http://sitiohistorico.sernageomin.cl/pdf/mineria/relaves/Analisis-Catastro-Depositos-de-Relaves-en-Chile2016_.pdf

GIAM-4: Valorización y estabilización de relaves



a) Acceso desde Santiago al relave Los Maquis: tomar la ruta 5 hacia el sur hasta la salida a Champa y continuar unos 27km, al relave Lo Águila: por la ruta 68 hacia el Oeste hasta la salida de Curacaví; tomar la calle Ramón Armazan por 2km, tomar calle Lo Águila y avanzar 1,4km. Al relave Anita: por la ruta 5 hacia el norte hasta el cruce Polpaico-Tiltil, luego tomar la salida hacia Quilapilún, y finalmente, acceder a cuesta la Dormida por 1,5km b) curvas granulométricas de los relaves, destacando el relave Anita por las partículas tamaño grava (20%). c) fases minerales presentes normalizados sin cuarzo. Destaca la presencia de calcita en el relave Lo Águila, la pirita en el relave Los Maquis y cinabrio, arsenopirita y arsenolita presentes en el relave Anita. d) gráfico de kg de $CaCO_3$ equivalente por tonelada y los pH medidos posterior a la reacción en los relaves. Ambos relaves que poseen potencial de generar drenaje ácido necesitan entre 60 y 65kg de $CaCO_3$ para neutralizarlos.

GIAM-4: Valorización y estabilización de relaves

Metodología para la evaluación del peligro físico asociado a depósitos de relaves por sismicidad, viento y eventos hidrometeorológicos extremos. Caso de estudio: comuna de Copiapó, Chile

Francisco Javier Ramírez[1].
(1) Geología, Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile

Actualmente existen 79 depósitos de relaves en la comuna de Copiapó, de los cuales 16 se encuentran en actividad, 57 están paralizados (no activos) y 6 en la calidad de abandonados (SERNAGEOMIN, diciembre de 2016), siendo la segunda zona poblada de Chile con mayor concentración de estos, después de Andacollo.

El presente estudio busca caracterizar el peligro físico que pueden representar los depósitos de relaves a la población, considerándose 3 aspectos: peligro debido a colapsos por licuefacción debido a sismicidad, peligro por transporte eólico de material fino respirable, y peligro por colapso de depósitos de relaves frente a eventos hidrometeorológicos extremos (lluvias intensas y aluviones). Se hace una distinción entre depósitos activos y paralizados, y abandonados.

Para el peligro asociado a sismicidad, se considera la proximidad de los depósitos de relaves a fallas y la probabilidad de que éstas al activarse generen sismos que signifiquen una aceleración horizontal efectiva mayor a la norma sobre la cual fueron construidos los depósitos. Adicionalmente, se analiza la probabilidad de generarse sismos intraplaca con aceleraciones superiores a las antes mencionadas.

Para el peligro asociado al transporte eólico de material fino, mediante modelos de dispersión de partículas se calcula el alcance de éstas, considerándose la velocidad del viento, su dirección y periodicidad, así como también el porcentaje de material fino efectivamente respirable que pueda ser transportado de los relaves, y su composición química y densidad.

Finalmente, para el peligro asociado a eventos hidrometeorológicos extremos, se consideran dos casos: el primero asociado a lluvias intensas que puedan provocar el rebalse de los depósitos de relaves; y el segundo la posibilidad de que un aluvión proveniente de una quebrada arrastre material de relave. En ambos, el análisis se basa en registros históricos de eventos y sus períodos de retorno, y en el historial de precipitaciones de la zona.

Con lo anterior, se generan mapas con zonas de distintos rangos de peligro, basados en el alcance de las partículas movilizadas por el viento, y el alcance de los relaves tanto en los casos de colapso del depósito por sismicidad, por lluvias intensas, o por aluviones.

GIAM-4: Valorización y estabilización de relaves

Evaporative concentration of toxic elements in tailings of polymetallyc deposits

Angelica Anastasia Reyes Benavides[1], Alexey Novoselov[1].
(1) Instituto de Geología Económica Aplicada, Universidad de Concepción, Concepción, Chile

Most of Chilean tailings impoundments associated with polymetallic mining are located in the arid climate zone. The extreme evaporation on their surfaces provides the forming of efflorescence salts with increased content of toxic metals and metalloids (As, Cu, Mo, and Pb). The grains of those secondary minerals (i.e. formed after deposition of the tailings dump) characterizing by low density and increased surface area can be transported by wind for great distances poisoning the surrounding territories. To reveal the features of evaporative concentration, we studied the secondary mineralization formed on the surface of a tailings dump constructed in central Chile and, then, simulated this process by means of reactive transport modeling. We found that chalcanthite, epsomite, gypsum, and mirabilite are the typical minerals precipitating due to evaporation. Those efflorescence salts are characterized by elevated saturation levels and indicate the intensive concentration of tailing fluids. The implemented simulations on the base of PHREEQC and SUTRA codes show that secondary mineralogy and fluid composition depends on (i) the in situ temperature range, (ii) the rainfall rates, and (iii) the mineral composition of tailings. In contrast to deeper levels, the near-surface horizon of ~1 m reveals the maximum extent of mineral dissolution reactions due to the highest variability in temperatures, the aeration by atmospheric oxygen, the periodical evaporation and dilution cycles. However, because of the high porosity of tailings (50-60%) and low residence time of rainwater, the material for secondary mineralization of this type can be mobilized from very limited rock volume. In fact, the exchange between horizons is possible at a scale of centimeters. Using the SEM elemental mapping, we found that in the studied tailings dump arsenic is mainly contained in biotite and chlorite, and the potentially toxic metals, like Cu, Pb and Mo, in chalcopyrite, pyrite and molybdenite. Whereas fluids formed due to evaporation may be highly mineralized, at the presence of atmospheric oxygen they never reach the saturation levels for sulfides. Our simulations predict that the accumulation of toxic alteration products is mostly controlled by dissolution of primary sulfide minerals. This causes the extreme enrichment of evaporative fluids and precipitating efflorescence salts by metals, especially Mo, although the accumulation of As is less intensive.

GIAM-4: Valorización y estabilización de relaves

Estrategias de caracterización y explotación de tranques de relave provenientes de minería de pórfidos cupríferos

Byron Riquelme[4,5], Erika Y. Gonzalez-Diaz[5,4], Sebastian Garcia-Cardenas[2,5], Manuel A. Caraballo[2,5], Brian Townley[5,4], Roberto Collao[3], Patricio Martinez[3], Felipe Noriega[1].
(1) Minera Valle Central
(2) Departamento de Ingeniería de Minas, Universidad de Chile
(3) CODELCOTECH
(4) Departamento de Geología, Universidad de Chile
(5) AMTC, Universidad de Chile

El depósito de relaves de Cauquenes se encuentra ubicado en el valle central de Chile, 12 km al sureste de Rancagua. Actualmente está siendo reprocesado por Minera Valle Central S.A. (MVC) para la extracción de Cu y Mo. El tranque carece de un modelo que detalle la distribución espacial de los minerales y/o elementos que lo componen, por lo que en caso de que existieran niveles de enriquecimiento, el plan minero de MVC podría mejorar. Por lo tanto, esta investigación tiene como objetivos: 1) evaluar las técnicas de muestreo y técnicas analíticas para estudiar relaves de pórfidos de Cu y establecer una estrategia costo/beneficio de caracterización y explotación de estos mismos; y 2) estudiar la distribución tridimensional de las leyes de Cu y Mo y determinar las implicancias que tienen estos resultados desde el punto de vista metalúrgico y de planificación minera. Para lograr los objetivos se realizaron 4 tipos de sondajes: 1) del tipo aire reverso; 2) hollow stem auger; 3) CPT-XRF y 4) sondajes manuales. Las muestras se caracterizaron mineralógicamente mediante microscopía óptica, DRX, SEM y QEMSCAN. Además, se realizaron análisis geoquímicos de ICP-MS, ICP-OES, y FRX. Se considera que la técnica óptima de muestreo es la de auger, ya que permite un muestreo continuo con bajo grado de perturbación. Con respecto a las técnicas de análisis mineral, definir una técnica óptima depende del objetivo del estudio que se esté realizando y del nivel de detalle que se requiera, ya que estas técnicas resultan ser complementarias. Desde el punto de vista geoquímico se plantea que la técnica ICP-MS e ICP-OES aporta mayor información en una etapa temprana ya que estas abarcan un espectro amplio de elementos químicos que podrían estar presentes en el relave y tienen límites de detección menores, aptos para medir las bajas concentraciones de elementos que se podrían encontrar en estos sistemas. Finalmente, los resultados indican que la distribución espacial y mineralógica dentro del depósito es relativamente homogénea lo que implica que no se requiere un plan minero muy complejo para realizar la explotación de los elementos como Cu y Mo. Sin embargo, de todas formas existe una variación en las tendencias de las concentraciones de Cu en profundidad, lo que implicaría que este elemento está siendo movilizado. Por lo tanto, una mejor caracterización permitiría optimizar las estrategias de explotación del sistema, o bien de otros tranques de relaves.

GIAM-5: Hidrología y georecursos en medios fracturados

Predicción de caudales aplicando modelo de redes neuronales artificiales y Snow Runoff Model NASA para la cuenca del Río Huasco, Región de Atacama, Chile.

Juan Salvador Campos[1], Jose Espinoza[1], Lopez Nayadeth[1], Yeferson Ardiles[1].
(1) Sede Vallenar, Universidad de Atacama, Vallenar, Chile
(Sponsored by Fondo De Innovación Para La Competitividad)

Este estudio comprende un trabajo en la cuenca del Río Huasco, la cual se ubica en la Región de Atacama y se extiende aproximadamente entre los paralelos 28°30' y los 29°40' de latitud sur, con una extensión de 9.850 km² (DGA, 2015), donde la agricultura y la minería son las principales actividades de la zona. La cuenca del Río Huasco presenta principalmente un régimen nival (DGA, 2015) donde los aportes existentes en las zonas cordilleranas son de vital importancia para la generación de un caudal en la temporada estival. Para este proyecto se utilizó el modelo SRM y Redes neuronales artificiales, los que permiten diseñar un pronóstico y simular el caudal diario de la cuenca, donde el deshielo de la cobertura nival es un factor de gran importancia para la escorrentía. Además se utilizaron en el presente estudio imágenes satelitales MODIS y GPM proporcionadas por la NASA. Los resultados preliminares indican una progresiva preferencia a la baja, la cual podría cambiar por eventos meteorológicos repentinos y de gran intensidad, esta tendencia a la disminución estaría gradualmente afectando al caudal, desde abril en adelante del orden del 5% en comparación a los meses del año 2017. En el modelo SRM sus valores están determinado por el lapsus de tiempo en que el agua sólida o líquida aportan en el caudal, considerando el área cubierta de nieve de la cuenca y las tasas de fusión de esta misma, dependiendo de factores como la topografía, la temperatura y las precitaciones. El modelo asume la diferencia del volumen de ablación de nieve y el volumen de escorrentía como pérdida ignorando el posible retorno de éste al caudal por medio de la infiltración, que, dependiendo de las temperaturas en el subsuelo, pueden transformarse en líquido o sólido. Estos modelos utilizados no consideran la infiltración, ya que la información para la utilización de esta variable es muy escasa, debido que los datos se encuentran muy acotados tanto espacial como temporalmente, y no es posible contar con datos de prueba de bombeos, y otras variables hidrogeológicas. Por lo cual se ha optado en la utilización de modelos que utilizan variables meteorológicas e información satelital, ya que estas cuentan con información diaria y de fácil acceso. Los datos reflejan un promedio de diferencia entre caudal real y simulado de 0,62 m^3/s entre los meses de abril a julio del 2018, esta diferencia está asociada a una gran variedad de parámetros, tanto antrópicos como naturales.

GIAM-5: Hidrología y georecursos en medios fracturados

Nuevos antecedentes para evaluar una posible conexión hidráulica entre Pica y el Salar del Huasco

José Luis Cifuentes[1], Luis Lopez[1], Felipe Fuentes[1], Rosa Troncoso[1], Mariana Cervetto[2], Hugo Neira[1].
(1) Geología Aplicada, Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago, CL
(2) Hidrogeoambiental, Chile

La conexión hidrogeológica entre el Salar del Huasco (sdH) y Pica es un tema que se ha discutido largamente por diversos autores. Las muestras de agua obtenidas de las vertientes del sdH son química e isotópicamente iguales a las obtenidas de Pica, por lo que se infiere que en ambos sectores las aguas provienen de una recarga efectuada bajo las mismas condiciones. La Ignimbrita Huasco aflora entre el sdH y la localidad de Pica y se encuentra estratigráficamente sobre la Formación Altos de Pica. Debido a lo anterior, es posible que las aguas fluyan por el contacto entre ambas unidades geológicas, desde el sdH hacia Pica. En efecto, la mineralogía de la Ignimbrita Huasco permite suponer un mayor aporte de Ca que de Mg a las aguas, lo que se refleja en una razón rMg/rCa menor en Pica que en el sdH. La información isotópica señala que la recarga de dichas aguas habría ocurrido sobre los 3.500 m s.n.m., cota que se encuentra ampliamente superada desde la precordillera hacia el este. Por lo demás, es interesante notar que la señal isotópica de las aguas de Pica y sdH es más liviana que las precipitaciones en el lugar, lo que sugiere: a) que las aguas fueron infiltradas más hacia el este, y/o b) las condiciones climáticas en que ocurren las precipitaciones hoy en día son distintas a las que dieron origen a las aguas subterráneas motivo de este estudio. Si bien aquí se sugiere que las aguas tanto de Pica como del sdH tienen un origen similar, no se puede asegurar necesariamente que exista conexión entre ambos sectores, dejando la posibilidad de que las aguas tengan un recorrido distinto a partir de un origen común. Sin embargo, no se cuenta con información que permita descartar o afirmar la conexión entre ambos sectores. Las zonas más altas del basamento entre las quebradas Tambillo y Alona tienen una cubierta de sedimentos de entre 50 y 400 m de potencia, por lo que no se descarta que aguas provenientes del sdH puedan moverse a través de este relleno y alcanzar la localidad de Pica. Prueba de ello son los manantiales que surgen en la quebrada de Quisma, lugar de contacto entre el basamento hidrogeológico y la Formación Altos de Pica, lo que indica que dicha interface es zona de escurrimiento de agua subterránea. Es altamente recomendable el uso de más herramientas para determinar si es posible una conexión directa entre las aguas del sdH y las aguas de Pica. Los autores agradecen el patrocinio de la Subdirección Nacional de Geología del Sernageomin.

GIAM-5: Hidrología y georecursos en medios fracturados

Caracterización hidrogeoquímica de las aguas subterráneas de la cuenca alta de Camiña, Región de Tarapacá, Chile.

Javier Escudero[1], Jose A. Luque[1], Christian Herrera[1].
(1) Departamento de Geología, Facultad de Ingeniería y Ciencias Geológicas, Universidad Católica del Norte

En muchas partes del norte de Chile las aguas superficiales y subterráneas presentan elevada concentración en As de 0,6 mg/l, que sobrepasan las normas de consumo humano y de regadío [1]. Por esto, se ha caracterizado la hidrogeoquímica de las aguas subterráneas de la zona hidrográfica de Camiña-Camarones (Región de Tarapacá), principal fuente de abastecimiento de agua potable de la comuna de Camiña y de regadío para la agricultura, intentando establecer el impacto ambiental de las aguas termales a los recursos hídricos de la zona, con especial interés en la contaminación de As. Se obtuvieron 8 muestras de manantiales y 2 muestras de río para determinar la composición de B, Li, Cl^{-}, NO_3^{-} SO_4^{-2}, CO_3^{-2}, HCO_3^{-}, K^{+}, Na^{+}, Ca^{+2} y Mg^{+2}.También, se obtuvieron 4 muestras de rocas para un análisis químico de roca total y análisis mineralógico. Para el análisis de metales pesados se utilizó el equipo de Espectrometría con ICP, y para el análisis de iones mayoritarios se utilizó el equipo de Cromatografía Gaseosa GS-MS. El análisis químico de roca total fue realizado por fluorescencia de rayos X, y el análisis mineralógico por difracción de rayos X. Adicionalmente, se realizó un análisis con microfluorescencia. Existen principalmente 2 facies hidroquímicas, una clorurada sódica y otra sulfatada cálcica. La matriz de correlación separa 3 grupos de variables: el primero, B, Li, C.E., Cl^{-}, Na^{+}, Ca^{+2}, HCO_3^{-}, K^{+} y NO_3^{-}; el segundo, SO_4^{-2}, Mg^{+2} y TSD; el tercero lo conforma sólo el As. Además, el dendograma distingue 3 grupos separados por sus características físico-químicas. Los acuíferos se recargan principalmente en verano (durante el invierno boliviano) y durante el periodo de deshielo. El control litológico y estructural cenozoico delimita la arquitectura de los acuíferos, que quedan manifestados en forma de manantiales cuando éstos son interceptados por la topografía. Las aguas cloruradas sódicas corresponden a aguas provenientes de gran profundidad, asociadas a un origen hidrotermal. Las aguas sulfatadas cálcicas son más diluídas, recargadas por las precipitaciones cordilleranas. El río Camiña, durante su curso, recibe aportes de aguas meteóricas influenciadas por termalismo, provocando contaminación natural de As y B. [1] Lictevout, E., Mass, C., Córdoba, D., Herrera, V., Payano, R. 2013. Recursos hídricos Región de Tarapacá: Diagnóstico y sistematización de la información. Centro de Investigación y Desarrollo en Recursos Hídricos (CIDERH). 226p.

GIAM-5: Hidrología y georecursos en medios fracturados

Caracterización geofísica de un sistema hidrogeológico en medio fracturado: Caso de estudio de la zona de Falla Pocuro, Chile Central

Ronny Javier Figueroa[1,2], Matias Taucare[2,3], Gonzalo Yáñez[1,2], Gloria Arancibia[1,2], Linda Danielle[2,3].
(1) Departamento de Ingeniería Estructural y Geotecnica, Pontificia Universidad Católica de Chile, Santiago, Chile
(2) Centro de Excelencia en Geotermia de los Andes, FONDAP/CONICYT n°15090013 , Santiago, Chile
(3) Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, Chile

La comprensión de los procesos que condicionan la migración de fluidos en medios fracturados del piedemonte andino y su rol en la recarga hídrica de cuencas sedimentarias es fundamental para cuantificar y manejar adecuadamente el recurso hídrico. Los manantiales constituyen las manifestaciones superficiales de esta circulación de aguas subterránea, sin embargo, su compleja interacción y condicionamiento con la litología, estratigrafía, y estructuras de los medios fracturados por las cuales circula, no ha sido propiamente caracterizado. Para avanzar en la comprensión de estos fenómenos se plantea una aproximación geofísica, utilizando como caso de estudio la zona de Falla Pocuro, ubicada en la ciudad de Los Andes (32°50'S), Chile central.

La zona de falla Pocuro se ubica en el piedemonte del frente cordillerano poniendo en contacto la Cordillera Principal con la Depresión Central. Esta falla tiene una traza principal N-S y manteo subvertical, que se extiende *ca.* 150 km con un ancho entre 1.5 – 2 km. Para comprender el rol que tiene esta zona de falla en la circulación de agua, se realizaron seis perfiles eléctricos 2D de corriente continua (ERT) y una transecta gravimétrica representativa, perpendiculares a la traza de falla. Estas técnicas geofísicas permiten inferir dominios geológicos de mayor permeabilidad y contenido hídrico.

Los resultados preliminares señalan una diferencia significativa en la gravedad a lo largo de la traza principal de la falla, mostrando una anomalía negativa, asociada a un defecto de masa, respecto a zonas distales. En términos de resistividad, se identificó un rango de resistividad para los dominios roca fracturada, roca sana y sedimento en función de su contenido de humedad. Esta caracterización geo-eléctrica permite asociar la traza principal de la zona de falla con los valores de resistividad menores, sugiriendo altos valores de permeabilidad y contenido de agua.

Agradecimientos

Este trabajo es financiado por el proyecto FONDECYT n°1170569 y apoyado por el FONDAP/CONICYT n°15090013 (CEGA).

GIAM-5: Hidrología y georecursos en medios fracturados

Variaciones en el comportamiento del acuífero somero de la Pampa del Tamarugal, asociadas al sismo Mw 8,2 de Pisagua del 1 de abril de 2014.

Felipe Fuentes[1], Jose Luis Cifuentes[1], Luis Lopez[1], Hugo Neira[2], Rosa Troncoso[1].
(1) Geología Aplicada, Unidad de Hidrogeología, Sernageomin
(2) Geología Aplicada, Unidad de Cartografía, Sernageomin

Resumen

El siguiente trabajo ilustra la respuesta que tiene el acuífero freático de la Pampa del Tamarugal a los eventos sísmicos (precursores, principal y posteriores), asociados al terremoto Mw 8,2 de Pisagua del 1 de abril de 2014. Se observa que los niveles estáticos en los pozos presentan respuestas a los sismos precursores, en general mostrando descensos del nivel, excepto en los primeros sismos precursores en los pozos P-0011 y P-0004. Además luego de los eventos sísmicos, las pendientes de descenso (o ascenso) fluctúan, evidenciando un cambio en el comportamiento general de la tendencia del nivel estático en el acuífero previo a los eventos. Adicionalmente, se observa un aumento en los parámetros físico-químicos, de la temperatura, (asociado al sismo principal en los pozos P-0004 y P-0277 de sobre 1° C) y de la conductividad eléctrica (CE), la que evidencia cambios en algunos pozos para los sismos precursores y posteriores, y en general existen cambios tanto en la tendencia como aumentos considerables (del orden de 750 (µS/cm), en el pozo P-0277) en el evento sísmico principal. De lo anterior se desprende que hay mayor sensibilidad de CE que T° para eventos que afecten al área.

Metodología y resultados

Como parte del estudio: "Hidrogeología de la cuenca de la Pampa del Tamarugal", (López *et al.,* 2017), se instalaron en el área de estudio 5 *Aquatrolls*, que midieron en forma continua, tomando datos de profundidad del nivel estático en metros bajo la boca del pozo (m b.b.p), de temperatura (°C) y conductividad eléctrica (µS/cm), cada 6 hr. (4 veces al día), con sus respectivos *Barotrolls,* los que permitieron realizar una corrección barométrica por cambios atmosféricos locales. La fecha hasta la que se midió corresponde al 31-12-2014 mientras que el inicio de la medición del nivel estático, junto con el nombre y nivel estático de los pozos donde se instalaron los Aqua y Baro*trolls* se presenta en la Tabla 1. Tabla 1. Aquatrolls y Barotrolls instalados en los pozos del área de estudio.

Código Punto Mapa	Fecha Instalación	Nivel estático (m)
P-0011	24-08-2013	40,12
P-0004	24-08-2013	55,03
P-0347	25-08-2013	43,11
P-0102	27-08-2013	15,43
P-0274	27-08-2013	21,24
P-0277	27-08-2013	29,97

Es importante recalcar que en las costas frente al área de estudio cercana a la latitud entre Iquique y Pisagua, ocurrió un sismo principal de Mw=8,2, el 1 de abril de 2014 a las 20:46:45, con una sismicidad precursora el 16 de marzo a las 18:16:29 (ambas horas locales) con una magnitud estimada de Mw=6,7 (CSN, 2014), ubicados aproximadamente 145 km (el precursor) y 176 km (el principal), al noroeste del pozo más cercano (P-0102). Por lo tanto, existe registro de las variaciones del nivel en los Aquatrolls en el rango de tiempo en que ocurrieron los sismos precursores, principal y posteriores (hasta 8 meses después del sismo principal). En la Figura 1 se observan los gráficos de la evolución del nivel estático, con las marcas de los eventos secundarios (líneas verdes) y el evento principal (línea roja). En esta figura es posible observar la ubicación de los pozos y los epicentros del sismo principal y su mayor precursor. También se incluye una figura modificada del informe de CSN, 2014, con la cantidad de sismos por día, así como la magnitud de los sismos registrados en función del tiempo (días). Se observa que los niveles estáticos registrados son sensibles a los eventos previos, como el sismo precursor principal del 16-03-14, el cual sólo se registra en dos pozos, mientras que el día del evento principal se registra una caída del nivel estático en casi todos los sensores instalados (excepto en P-0102). A continuación se describen como evolucionaron los niveles y sus tendencias (pendientes) en los 5 pozos con Aquatrolls instalados:

para el pozo PSA-03 (P-0102) desde el inicio de la medición hasta el sismo precursor del 08-01-14 los niveles van ascendiendo del orden de 0,1 m/día, luego hasta el 02-03-14, los niveles van descendiendo. El descenso producto del evento precursor fue de 36 cm. El evento sísmico principal del 01-04-2014 provoca un ascenso del nivel de 9 cm. Luego el nivel continúa con una pendiente de descenso del nivel hasta el 12-07-2014 donde el nivel se estabiliza y comienza a oscilar en una pendiente relativamente neutra. Para el pozo P-0277 no se registran grandes variaciones o quiebres abruptos del nivel, aunque se observa leves variaciones de las pendientes de descenso, iniciando los registros con una pendiente suave hasta la fecha del sismo principal, donde el nivel descendió 6 cm, para luego aumentar levemente la pendiente de descenso hasta el 20-07-2014 donde recupera paulatinamente la pendiente inicial de descenso. En el pozo JICA-F (P-0004) se observa que el nivel inicia su registro relativamente estabilizado, hasta el día 20-12-2013, donde asciende abruptamente (80 cm), para luego ir descendiendo con una fuerte pendiente hasta el evento precursor del 8-01-2014, luego la pendiente de descenso disminuye hasta el evento principal, en donde el nivel cae 1,97 m después del sismo principal. A continuación el nivel adquiere una pendiente de ascenso hasta el 20-07-2014 en donde vuelve a su estado inicial con una pendiente relativamente neutra. En el pozo Santa Rosita (P-0274), se observa una pendiente de descenso muy leve al inicio del registro hasta el 20-02-2014 donde los niveles caen del orden de 5 cm pero se mantiene la pendiente, hasta el precursor principal del 16-03-14, donde se vuelve muy elevada hasta el evento principal donde se registra un descenso de 19 cm, luego adquiere una pendiente ascendente de recuperación del nivel hasta *ca*. 23-09-2014 donde se neutraliza la pendiente. En el pozo JICA-8 (P-0011), se observa una pendiente levemente ascendente al inicio del registro hasta el 11-11-2013, donde el nivel asciende *ca*. 10 cm. Luego la pendiente aumenta hasta el 8-01-14, donde el nivel desciende 41 cm, a continuación la pendiente se aplana hasta el 16-03-14, desciendo 21 cm, finalmente el nivel va descendiendo abruptamente hasta el sismo principal donde se registra un descenso de 13 cm. La pendiente se mantiene descendente hasta el 4-09-2014 donde ocurre una inflexión de la pendiente y los niveles comienzan a ascender. Por otra parte, se observa la variación de los parámetros físico-químicos (Figura 1) donde se presenta el registro diario de Temperatura (°C) y Conductividad Eléctrica (µS/cm) para los pozos con Aquatrolls instalados. En ella destaca la fuerte variación de ambos parámetros observada en algunos de los pozos, asociada al sismo principal. En el pozo P-0004, el agua tiene una temperatura de 27,7°C, que presenta un descenso del orden de 0,1°C desde la instalación de los sensores, lo que se ve abruptamente interrumpido por el evento principal, llegando a valores de 28°C el 2 de febrero y alcanzando un peak de 28,9°C el día 4 de febrero, para luego descender a 28,6°C el día 6 febrero y descender 0,2°C hasta el fin del registro. En tanto, en el pozo P-0277 se registran temperaturas de 31,5°C sin variaciones hasta el evento principal, por lo que alcanza 32°C el 3 de abril, llegando a un peak de 32,2°C el 12 de abril. Luego de esto, hay muy poca variación, registrándose una temperatura de 32,3°C en diciembre de 2014. Ambos pozos se encuentran separados geográficamente unos 30 km, existiendo otros pozos con Aquatrolls entre ambos, pero que no detectan el cambio. Además, ambos pozos son de gran profundidad en sus respectivos sectores: 224 m para P-0004 (Depresión Central) y 83 m para P-0277 (Pica). El pozo P-0274 presenta una tendencia a la baja de temperatura de 34,9°C en enero de 2014 a 34,6°C en diciembre de 2014, con un leve peak de 34,8°C a comienzos de junio. En los pozos P-0011 y P-0102 no se registran variaciones de temperatura, siendo sus valores de 27,0°C y 25,3°C respectivamente. Todos los sensores registran variación de la conductividad eléctrica (CE) asociada al evento sísmico principal, en mayor o menor medida. El pozo P-0277 registra una CE constante del orden de 710 µS/cm hasta el 3 de abril, momento en que alcanza un peak de 1.425 µS/cm, manteniéndose constante con pequeñas variaciones de ± 10 µS/cm hasta diciembre de 2014. El pozo P-0004 presenta un valor constante del orden de 2.600 µS/cm, con abruptos peaks máximos y mínimos, hasta el 9 de enero de 2014, momento en que baja a 2.593 µS/cm el 25 de enero de 2014. Luego del sismo principal, experimenta un nuevo descenso hasta los 2.565 µS/cm, manteniéndose relativamente constante hasta diciembre de 2014, con un peak aislado de 2.589 µS/cm el 22 de julio de 2014. El pozo P-0102 presenta valor constante de CE de 736 µS/cm entre el 1 de septiembre de 2013 y el 16 de marzo de 2014, momento en que baja la CE a 716 µS/cm. En este periodo se observa un peak negativo de 668 µS/cm el 9 de enero de 2014 y un valor constante de 853 µS/cm entre el 25 de enero de 2014 y 13 de febrero de 2014. Luego del evento principal, llega a 666 µS/cm, subiendo abruptamente hasta 730 µS/cm a mediados de junio de 2014 donde se mantiene con variaciones menores hasta diciembre de 2014. El pozo P-0011 tiene una CE que asciende de 1.084 µS/cm a 1.099 µS/cm previo al sismo principal, momento en que desciende a 1.010 µS/cm, estabilizándose alrededor de 1.070 µS/cm. El 9 de enero de 2014 registra un peak negativo de 1.029 µS/cm. El pozo P-0274 registra el evento del 9 de enero de 2014 con CE de 2.217 µS/cm, para luego tener un fuerte aumento de 2.303 µS/cm a 2.384 µS/cm previo al terremoto. Posterior a esto disminuye el ascenso de CE de 2.370 µS/cm a 2.380 µS/cm a en diciembre de 2014.

Conclusiones

Lo anteriormente expuesto evidencia como el acuífero somero de la Pampa de Tamarugal reacciona ante los eventos sísmicos precursores, principal y posteriores, del evento sísmico de Pisagua 2014, tanto en cambios en la tendencia del nivel estático, así como también en diferencias en los parámetros fisicoquímicos de temperatura y conductividad eléctrica. Es relevante mencionar que además de los 5 Aquatrolls instalados por SERNAGEOMIN se cuenta con información de 8 sensores de presión instalados

en pozos de la Dirección General de Aguas (DGA), que también reportan cambios en los niveles asociados a los sismos. Por lo que se observa en los registros en general los niveles bajan producto de los sismos a excepción del pozo P-0102 donde el nivel asciende posterior a los sismos precursores y principal. Esto último evidenciaría que el acuífero se comporta como un embalse de agua subterráneo que al ser "golpeado" por el sismo este presenta un efecto de "oleaje" causando que los niveles por un lado desciendan y que por otro asciendan inicialmente para luego dar paso a una baja generalizada del nivel, lo que puede deberse al reacomodo de los intersticios entre los sedimentos que conforman el acuífero, logrando así una mayor permeabilidad en el eje vertical. Por otra parte el aumento de la temperatura y los cambios de conductividad eléctrica, evidencian el aporte de un acuífero profundo, del que se tiene evidencia en algunos pozos del área de estudio, y cuyas aguas más calientes se observan en las "cochas" o piscinas termales presentes en la localidad de Pica y la quebrada de Quizma.

Agradecimientos

Se agradece el patrocinio de la Subdirección Nacional de Geología del Sernageomin.

Referencias

Centro Sismológico Nacional (CSN). 2014. Terremoto de Iquique, Mw=8.2. 1 de abril de 2014. Informe Técnico. 19 pp. Fuentes C., F.; López V., L.; Cifuentes P., J.L.; Neira S., H. 2016. Modelo Hidrogeológico Numérico de la Cuenca de la Pampa del Tamarugal, Región de Tarapacá (versión preliminar). Servicio Nacional de Geología y Minería, Informe Registrado IR-16-63: 88 p., 1 Vol. Santiago. López, L.A.; Cifuentes, J.L.; Fuentes, F.C.; Neira, H.A.; Cervetto, M.M.; Troncoso, R.A.; Feuker, P. 2017. Hidrogeología de la Cuenca de la Pampa del Tamarugal, Región de Tarapacá. *Servicio Nacional de Geología y Minería*. Carta Geológica de Chile, Serie Hidrogeología 6: 186 p. 2 mapas a distintas escalas. Santiago.

GIAM-5: Hidrología y georecursos en medios fracturados

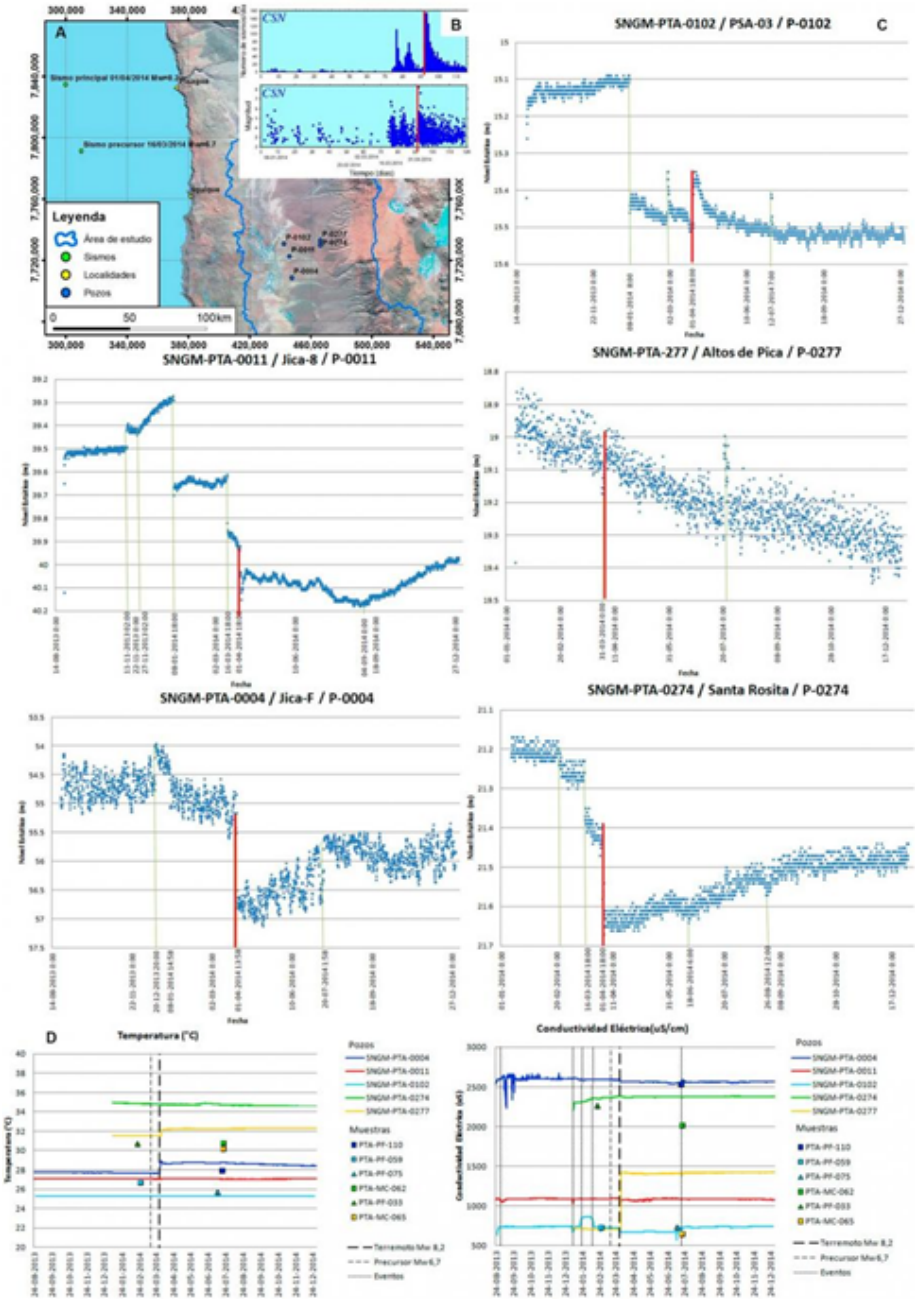


Figura 1. A) Ubicación de los pozos con Aquatrolls y epicentros del sismo principal y su mayor precursor. B) Distribución de las magnitudes y número de sismos por día a partir del 1 de enero en función del tiempo. El sismo principal se ubica en el día 91 y se remarca en línea roja (modificado de CSN, (2014)). B) Evolución de niveles en los Aquatrolls instalados en los pozos del área de estudio. Las líneas rojas remarcan el sismo principal del 01/04/2014. D) Registro continuo de temperatura (°C) y conductividad eléctrica (µS/cm) entre el 24-08-2013 y el 31-12-2014 para los pozos P-0004, P-0011, P-0102, P-0274 y P-0277. Se indican parámetros obtenidos para muestras obtenidas en las campañas Verano 2014 e Invierno 2014 de los pozos correspondientes. Se destaca en guiones negros gruesos el sismo principal Mw 8.2 del 01-04-2014.

GIAM-5: Hidrología y georecursos en medios fracturados

Structural controls of groundwater resources in fractured rock aquifers

Sarah Leray[1,2], Jean-Raynald De Dreuzy[2], Olivier Bour[2], Etienne Bresciani[2].
(1) Departamento de Ingeniería Hidráulica y Ambiental, Escuela de Ingeniería, Pontificia Universidad Católica de Chile
(2) Géosciences Rennes, Université de Rennes 1, Rennes, France

As hard rock aquifers are gaining in importance for groundwater resources, significant advances have been made in the last two decades in characterizing their structure and understanding their hydrogeological functioning. Two conceptual models have been proposed so far to explain qualitatively the geological controls of water productivity. These models propose that groundwater resources in hard rock aquifers are typically associated with the weathered zone or with regional sub-vertical faults outcropping in the surface. Still, they fail to explain the hydraulic functioning of a few sites worldwide including the Ploemeur aquifer (Brittany, France). This system in particular hosts a slowly dipping highly transmissive fractured zone - a contact between overlying micaschists and a leucogranite - in addition to a set of sub-vertical normal faults. Numerical simulations on a simple conceptual hydrogeological model show that either the transmissivity or the deepening of a regional fractured zone control the resources in fractured media. The fractured zone indeed always allows some recharge to occur, even if in its vicinity only; and this, whatever the properties of the overlying rock. Conversely, when the fractured zone dips slowly, aquifer recharge extends spatially because of a thinner overlying unit and as such, even local fractured zones can bear a significant resource. In such conditions, the flow within the fractured zone may even become the limiting factor for groundwater occurrence. Local (kilometric) sub-horizontal structures can thus be as productive as sub-vertical regional faults. In the Ploemeur aquifer, the sub-horizontal geological contact then likely controls the recharge of the site and its high productivity. Comparison with other field cases in Brittany confirm the effect of the dip of the fractured zone on productivity. Simulation results not only reveal additional favourable hydrogeological conditions, they also show that the flow patterns in shallowly dipping fractured zone differ strongly from those located in regional subvertical fault zones. Such differences carry significant consequences in terms of management as well as identification methods.

GIAM-5: Hidrología y georecursos en medios fracturados

Permeabilidad de roca cristalina fracturada a partir de estudios petrofísicos y microtomografía computarizada de rayos X

Eduardo Molina[1,2,3], Gloria Arancibia[1,2,3], Josefa Sepúlveda[1,2], Domingo Mery[2,4], Diego Morata[2,5], Tomás Roquer[1,2].
(1) Departamento de Ingeniería Estructural y Geotécnica, Pontificia Universidad Católica de Chile, Santiago, Chile
(2) Centro de Excelencia en Geotermia de los Andes (FONDAP-CONICYT), Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(3) Centro de Investigación en Nanotecnología y Materiales Avanzados (CIEN-UC), Pontificia Universidad Católica de Chile, Santiago, Chile
(4) Departamento de Ciencias de la Computación, Pontificia Universidad Católica de Chile, Santiago, Chile
(5) Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, Chile

Las rocas cristalinas fracturadas actualmente están siendo muy estudiadas debido a su utilidad como almacén de CO_2 o de residuos radiactivos, o como en el caso del sur de Chile, por su asociación espacial con sistemas geotermales. Debido a su baja permeabilidad primaria, la capacidad de almacenamiento o de flujo de fluidos dependerán principalmente del grado de interconexión entre las fracturas y fallas existentes. Dada la complejidad en el estudio de las redes de fracturas, que tradicionalmente se aproximó desde la perspectiva del análisis bi-dimensional (e.g. cálculo de permeabilidad desde cortes trasparentes), el desarrollo de técnicas analíticas no destructivas como la microtomografía de rayos X (XR-mCT), ha revolucionado su estudio, pues el análisis digital permite determinar propiedades físicas en 3D y construir modelos de permeabilidad más reales. Liquiñe (39ºS) es un caso interesante para el estudio de sistemas geotermales en rocas cristalinas fracturadas debido a la presencia de fallas activas (Sistema de Fallas Liquiñe-Ofqui y Fallas Transversales a los Andes) y una alta concentración de manifestaciones termales. Con el objetivo de modelar la circulación de fluidos calientes, se caracterizaron mediante XR-mCT muestras de "roca sana" de granodiorita y se comparó su deterioro tras ser calentadas a 150 ºC y 210 ºC, y ensayadas mecánicamente en laboratorio para generar fracturas. Se obtuvieron la longitud, anchura, apertura y orientación de las fracturas inducidas en cada caso. También se incluyeron otros parámetros petrofísicos como el coeficiente capilar y los módulos dinámicos. Se concluye que un aumento de temperatura reduce el valor de las propiedades hídricas, dinámicas y mecánicas originales. Se observa una relación inversa entre dicho aumento y la cantidad de fracturas, así como con la apertura media pero directa al presentar mayor rugosidad y tortuosidad. El tamaño de los cristales puede tener un rol importante en la aparición y localización de las fracturas, no siendo así su proporción. La permeabilidad aumenta respecto a las muestras sanas en varios órdenes de magnitud. Finalmente, el estudio conjunto de petrofísica y XR-mCT se muestra fundamental para establecer las condiciones de borde en la modelización de la permeabilidad asociada a fracturas. Agradecimientos: Este trabajo es una contribución al Proyecto FONDAP-CONICYT 15090013 y al Proyecto FONDECYT 1180167.

GIAM-5: Hidrología y georecursos en medios fracturados

Conceptual hydrogeological model of the Pica Aquifer (Northern Chile). New insights into aquifer architecture of a geothermal reservoir.

Claudio E. Moya[1], Konstantin W. Scheihing[2].
(1) Golder Associates S.A., Chile
(2) Department of Applied Geosciences, Hydrogeology Research Group, Technische Universität Berlin, Berlin , Germany

Northern Chile is characterized by its extreme aridity and the scarcity of water resources and is hence considered as one of driest areas in the planet. The Pica oases is a well-known exception to this rule where several hot springs reach the surface and agriculture is the main economic activity of the area which is sustained by both surface streams and relatively shallow groundwater. Several studies have been carried out in the Pica aquifer area in the last 30 years but the origin on its geothermal imprint remains relatively unknown and the recharge mechanisms are not still questioned. A comprehensive study combining the analysis of a 2D seismic line, hydrochemistry, residence time, geothermometers and time series data was realized in order to clarify these uncertainties. The analysis of 2D seismic data permitted to identify the position of the aquifer layer from the Precordillera up to the Longacho Flexure (including the Pica area) and highlighted the presence of an intense fault network underneath the Pica hot springs. Four geological thermometers for low temperature reservoirs were selected as they fit the temperature range of the samples. A maximum reservoir temperature for the hot springs was estimated in between 53° to 57°C whereas discharge temperature lies between 31° to 34°C. In addition the thermal water circulation in the aquifer was defined at ~ 900 m bgl. The analysis of $\delta^{2}H$ and $\delta^{18}O$ allowed the calculation of the recharge altitude at ~ 3800 m asl which is coherent with a recent study and position the recharge area at the Altos de Pica area. The negligible ^{3}H indicated the absence of modern water in the hot spring discharge whilst corrected ^{14}C ages varies from 4280 to 1284 years BP. Lastly, cross correlation between spring discharge and water levels allowed the identification of positive correlation between recharge events at Altos de Pica and Pica within 20 to 24 months. Overall the combination of these methods shed light on the improvement of the Pica aquifer conceptual model, confirming the recharge area, disregarding any possibility of a hydrogeological connection with the Salar the Huasco Basin, recognizing the fracture network that allows vertical upward migration of geothermal waters discharging in the Pica hot Springs and understanding groundwater flow hydraulic behavior from the recharge area up to the Pica area.

GIAM-5: Hidrología y georecursos en medios fracturados

Estudio del comportamiento mecánico e hidráulico de granitoides en el sistema geotermal fracturado de Liquiñe (39ºS), Zona Volcánica Sur de los Andes

Josefa Sepúlveda[1,2], Gloria Arancibia[1,2], Eduardo Molina[1,2], Tomás Roquer[1,2], Diego Morata[2], Mandy Duda[3], Rolf Bracke[3].
(1) Departamento Ingeniería Estructural y Geotécnica, Escuela de Ingeniería, Pontificia Universidad Católica de Chile, Santiago, Chile
(2) Centro de Excelencia en Geotermia de los Andes (FONDAP-CONICYT), Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(3) GZB - International Geothermal Centre, Alemania

En los sistemas geotermales emplazados en granitoides de baja porosidad primaria, la circulación de fluidos calientes dependerá de la conexión de redes de fallas y fracturas (permeabilidad estructural) afectadas por factores extrínsecos (e.g. presión de confinamiento, presión de poros). En ese sentido, el basamento del arco volcánico de la Zona Volcánica Sur (33-46°S) corresponde al Batolito Norpatagónico (BNP), compuesto de cuerpos intrusivos tonalíticos a granodioríticos de edad Cretácica a Miocena, el que es cortado por el Sistema de Fallas Liquiñe–Ofqui (SFLO) y el grupo de Fallas Transversales a los Andes (FTA). El SFLO es un sistema de fallas intra-arco activas de 1200 km de longitud con fallas NS-NNE a NE-ENE dextrales y dextrales normales. Las FTA incluyen a un grupo activo de fallas NW sinistrales y lineamientos NW morfotectónicos. Especialmente, en Liquiñe (39ºS) afloran múltiples surgencias termales en rocas graníticas relacionadas espacialmente con el SFLO y las FTA. Por ello, conocer cómo es el comportamiento frágil de los granitoides del área y determinar su comportamiento mecánico e hidráulico ayudará a entender cómo se favorece la circulación de fluidos a poca profundidad (~1 km). Se realizaron ensayos petrofísicos, mecánicos e hidráulicos bajo distintas condiciones de presión de confinamiento y de poros a una granodiorita del área de Liquiñe. La densidad real fue de 2674kg/m^3, la porosidad total de 1,4% y efectiva de 2,5%. Las velocidades de las ondas P y S fueron de 5287m/s y 2920m/s, respectivamente. Además, a 25MPa de presión confinante se obtuvo una resistencia máxima de 350-500MPa, un Módulo de Young de 15-30GPa y un coeficiente de Poisson de 0,15-0,20. Por otra parte, a 0MPa de presión de poros la permeabilidad primaria a 10MPa y 25MPa de presión confinante fue 6,6x10^{-19} m^2 y 2,9x10^{-19} m^2, respectivamente. En cambio, a 10MPa de presión de poros y 25MPa de presión confinante, la permeabilidad aumentó a 2,0x10^{-14}m^2. Esta roca presenta valores de granitoide estándar con porosidad y permeabilidad primarias bajas, lo que implica grandes esfuerzos para fracturarlo o deformarlo. Por lo tanto, se sugiere que en el sistema geotermal de Liquiñe la presión de poros es elevada, permitiendo que las fallas y fracturas (pre-existentes) se mantengan abiertas y circulen fluidos por estas. Esto es importante para entender por qué y bajo qué condiciones circularán los fluidos calientes. Se agradece a FONDAP-CONICYT 15090013 (CEGA) y FONDECYT1180167.

GIAM-6: Acuíferos: cuencas urbanas y recarga artificial

Exploración y sectorización hidrogeológica en cuencas volcanosedimentarias del valle central, el rol de la geofísica, caso de estudio en el sistema acuífero del Río Ñuble.

Igor Aguirre[1], Gonzalo Yáñez[2], Juan Carlos Salgado[3], Luis Acevedo[4], Isabel Santibáñez[5], Elias Lira[6], José Maringue[6].
(1) Subterránea Consultores
(2) Ingeniería Estructural y Geotécnica, Ingeniería, Pontificia Universidad Católica de Chile, Santiago, Chile
(3) Estudio, Dirección General de Aguas, Santiago, Chile
(4) Geología, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(5) SRK Consulting, Chile
(6) Ingeniería Estructural y Geotécnica, Ingeniería, Pontificia Universidad Católica de Chile, Santiago, Chile

Se presenta una metodología de zonificación de acuíferos basada en la aplicación de métodos específicos, que ha comenzado a ser utilizada por el estado de Chile como herramienta de gestión de los derechos de agua subterránea en zonas de amplia extensión e información hidrogeológica limitada a acuíferos someros y con una creciente demanda por el uso de este recurso. La metodología propuesta ha sido aplicada al acuífero del Río Ñuble en la Región de Maule de Chile. En los acuíferos de esta región la información de pozos es puntual y muy escasa a niveles profundos, en consecuencia es necesario utilizar técnicas indirectas para estimar las características del recurso hídrico subterráneo. En este estudio se plantea una estrategia exploratoria que combina el uso de técnicas geofísicas y antecedentes hidrogeológicos, mediante la siguiente secuencia (a) Mapeo hidrogeológico, estratigráfico y de parámetros del acuífero, (b) Estimación de las características geométricas del sistema acuífero, y c) Sectorización de acuíferos. Los resultados obtenidos han permitido proponer 14 sectores con características hidrogeológicas específicas para el sistema acuífero asociado al río Ñuble. Para la aplicación de esta metodología integrada, el rol de la geofísica resulta ser sumamente relevante en la caracterización geométrica de los sistemas acuíferos del Valle Central de Chile. Para estos sectores, se propone como estrategia de trabajo, el siguiente diseño conceptual: i) levantamiento gravimétrico regular, con separación de estaciones de 500-1000 m; (ii) levantamiento TEM o SEV regular con separación entre estaciones de 2-4 km, con loop de 50x50m para la caracterización de ambientes someros (< 50m), y 200x200m para ambientes profundos (100-400m); y (iii) para aquellas zonas en las cuales no es posible reconocer el basamento hidrogeológico mediante TEM o SEV, se plantea la medición de estaciones MT con periodos de medición de al menos un día de registro. La aplicación sistemática de esta metodología de trabajo contribuye a cuantificar eficientemente en términos de tiempo y costo la disponibilidad real del recurso de agua subterránea, el que será fundamental para la sustentabilidad agrícola y ganadera de la zona centro-sur de Chile en las próximas décadas.

GIAM-6: Acuíferos: cuencas urbanas y recarga artificial

Estudio hidrogeológico de agua potable rural, localidad de Coliumo, Región del BioBio

Carmen Cecilia Copier[1], Valentina Rosales[2].
(1) Hidrogeologia, Geosafe Ltda, Santiago, Chile
(2) Geologia, Universidad Andres Bello, Santiago, Chile

Palabras claves: Hidrogeología, Coliumo, APR, Geofísica, Nanofiltraciòn

Introducción

Coliumo es una localidad rural de aproximadamente 845 habitantes, ubicada a 5 km al SW de Dichato, comuna de Tomé, Región del Biobío, cuyo abastecimiento de agua potable se realiza desde una captación superficial del estero Coliumo (8,1 l/s). El aumento en el consumo debido a la gran demanda turística en época estival sumado a la merma en las precipitaciones, ha generado condiciones de déficit hídrico en la localidad, teniendo que recurrir en algunas ocasiones a camiones aljibes. Frente a esta crítica situación, el programa de Agua Potable Rural (APR) de la Dirección de Obras Hidráulicas (DOH), organismo encargado a nivel nacional del abastecimiento de agua potable de diferentes localidades rurales ha planteado una solución de abastecimiento por medio de la implementación de una planta modular de nanofiltración, la que requiere un caudal de entrada de 7 l/s de agua salobre. El objetivo de este estudio es conocer las condiciones hidrogeológicas del sector para así poder identificar una fuente de agua subterránea que cumpla con dichas características y además poder validar la construcción de un dren de abastecimiento adicional de agua dulce propuesto en la franja férrea del sector de Vegas de Coliumo.

Metodología

Para evaluar las condiciones hidrogeológicas del sector, se realizaron las siguientes campañas:

- En marzo 2017 se desarrolló una campaña geofísica de medición de 14 estaciones TEM con loop 50x50, distribuidos en un perímetro de 300 m de ancho y 1 km de largo. Se realizaron 3 perfiles tomográficos de 952 m de longitud, dos de ellos se efectuaron en la ex franja ferroviaria y uno en el terreno privado de la Avícola de Coliumo, quien comparte derechos de agua con el APR Coliumo.

- En abril 2017 se construyeron 3 calicatas con sus respectivos análisis granulométricos. En la calicata de control se efectuó una prueba de agotamiento y recuperación. Se realizaron monitoreos de aguas in situ (T°, conductividad, pH y TDS) y análisis químicos de iones principales de las aguas y por la norma de agua potable. Se aforó el estero Coliumo durante 24 horas para estimar el efecto de mareas.

Resultados

Unidades Geológicas: Para la definición de las unidades geológicas se tomó como base la Hoja Concepción-Chillán, 1:250.000 – SERNAGEOMIN e información de Geología de Campo II (UDEC, 2009 y 2013). Las unidades reconocidas son:

- *Formación Quiriquina (Cretácico Superior):* secuencia siliciclástica sedimentaria de origen marino. Se dispone en discordancia angular sobre rocas ígneas y metamórficas paleozoicas. Compuesta por depósitos consolidados de areniscas finas a conglomerádicas con abundante contenido fosilífero.

- *Formación Curanilahue (Eoceno):* Definida por Muñoz Cristi en 1946, se compone por areniscas, areniscas conglomerádicas, y arcillas como limonitas, jarositas y hematita intercaladas con estratos de carbón y materia orgánica. Estratificación concordante con Fm.Quiriquina.

- *Depósitos no Consolidados (Plioceno-Actualidad):* sedimentos fluviales de granulometrías que van desde arcillas hasta arenas muy finas en el lecho del estero y de arenas finas a gravas en la llanura de inundación y sedimentos marinos compuestos por arenas finas a gravas con y sin laminación, de colores pardo claro y de composición variable. Se distribuyen en la playa, terraza de abrasión marina y rellenando la llanura del Estero Coliumo.



GIAM-6: Acuíferos: cuencas urbanas y recarga artificial

Unidades hidrogeológicas En base a los resultados obtenidos mediante geofísica, calicatas y análisis granulométricos, se definieron las siguientes unidades hidrogeológicas:

- *Unidad I:* arenas medias de color pardo con un 12.37% de humedad, con espesores de 2-8 m.
- *Unidad II*: arenas medias arcillosas de color naranjo con 40.9% de humedad, con espesores del orden de 1 m. Se reconocen a una profundidad de 3-4 m.
- *Unidad III*: arenas medias de color griscon 12.6% de humedad, con espesores que varían en un rango de 2-17 m. Se encuentran a profundidades entre 1-15 m.
- Unidad V*:* sedimentos salobres*,* se reconocen a una profundidad media de 14,0 m, con una potencia media de 8,0 m. Hacia el norte, en el perfil hidrogeológico 2, esta unidad se reconoce a una profundidad de 6,0 m, con espesores de 1,0- 6,0 m.
- *Unidad IV*: coquinas con matriz arenosa media de color gris con 24.45% de humedad. En esta unidad se detectó presencia de agua a los 6 m.

Nivel de aguas: Se detectó el nivel de aguas entre los 5.1 - 5,5 m en las calicatas construidas. Calidad de aguas

- Las conductividades del estero Coliumo varían considerablemente de 0.45 mS/cm en el APR a 50.64 mS/cm en lugares cercanos a la desembocadura, con un aumento en los sólidos disueltos.
- El análisis químico e histórico en base a la NCh 409/2005, denoto lo siguiente:

❖ Las concentraciones de Hierro para los años 1996, 1997 y 2017 varían entre 0,60 y 0,88 mg/l, con un mínimo de 0,29 mg/l el año 2013, teniendo en general un exceso de Fe por sobre la Norma. (0.3 mg/l)
❖ Las concentraciones de Cloro para los años 1996, 1997, 2013 y 2017 varían entre 14,9 mg/l y 42,0 mg/l, valores que están dentro de la Norma.
❖ Las concentraciones de Arsénico se han mantenido estables en ❖ Las concentraciones de Magnesio para los años 2013 y 2017 son de 4.45 mg/l y 3.64 mg/l, respectivamente, valores que se encuentran dentro del rango permitido por la Norma(125 mg/l)
❖ Las concentraciones de Manganeso para el año 1997 son de 0,1 mg/l, disminuyendo considerablemente a valores de 0,03 mg/l para los años 2013 y 2017, valores todos que están dentro de la Norma.

- Los diagramas Piper y Stiff evidencian *aguas cloruradas sódicas.* El cloro en el APR presenta concentraciones del orden de 14.9 mg/l y de 13150 mg/l en el sector de desembocadura. El sodio en el APR es de 10.8 mg/l y de 6495 mg/l en sector de desembocadura.
- Existe una distribución de conductividades a lo largo del estero, desde el punto E9 las conductividades disminuyen considerablemente hacia el APR y aumentan hacia el mar.

Geometría cuña La geometría de la cuña salina se realizó en base a los resultados de la geofísica, muestreos de agua, unidades geológicas y estructuras del sector. La cuña presenta una orientación NE-SW con anchos entre 199 - 286 m y potencias entre 20-40 m. La traza del lineamiento inferido de Coliumo representa un límite al escurrimiento de la cuña hacia el NW. Además de este límite, la topografía del sector también podría representar un borde de ésta. Por otro lado, las conductividades obtenidas en las estaciones E-3 y E-5, de 2280 µS/cm a 9480 µS/cm, permiten definir límites de la cuña, los cuales se han validado mediante los resultados de la campaña geofísica. **Aforo de Caudales** El aforo realizado durante 24 horas en un mismo punto en el estero Coliumo en las coordenadas UTM (WGS84) 682573 m E/ 5951545 m N arrojó caudales entre 11,42 l/s y 279,43 l/s, valores que fueron contrastados con las tablas de mareas. **Determinación del Coeficiente de Permeabilidad** El valor de K determinado corresponde a un valor de conductividad hidráulica horizontal de K=1.25 m/día (0.0014 cm/s). Este valor es representativo de un suelo con moderada a baja permeabilidad, correspondiente a una arena fina o bien arena limosa. **Conclusiones** La localidad de Coliumo, específicamente en el sector de Vegas de Coliumo, presenta una clara interacción entre aguas superficiales, subterráneas en todo su sistema hídrico, evidenciada por los resultados de la geofísica, donde se reconocieron claramente tipos de "lenguas" salobres de conductividades elevadas que corresponden a una cuña salina de orientación NE-SW con anchos de 199 m hasta 286 m y espesores de 20-40 m (fig.1) La interacción entre aguas superficiales y subterráneas queda también definida por los aforos realizados en conjunto con las tablas de mareas, los cuales verifican que el comportamiento del Estero Coliumo se ve afectado por las pleamares y bajamares del mar, donde desde las 8 a.m hasta las 12 p.m se produce la pleamar, la cual coincide con el mayor caudal aforado de 279.43 l/s. Los análisis químicos expresados mediante diagramas Piper y Stiff evidenciaron aguas

cloruradas sódicas, con concentraciones que varían considerablemente a lo largo del estero. En el sector de la captación APR, las concentraciones de Sodio y Cloro son de 10.8 mg/l y 14.9 mg/l y hacia la cabecera del estero, éstas aumentan a 6495 mg/l y 13150 mg/l, respectivamente, lo que evidencia una interacción entre las aguas superficiales del estero Coliumo y las marinas mayor en el sector de cabecera del estero que en el punto del APR, en donde esta interacción es casi nula. Esta condición se verifica además por los datos obtenidos en la toma de conductividades in situ a lo largo del estero Coliumo, y asimismo el estado de que en la cabecera del estero las conductividades son mayores debido al aumento de sales disueltas en el agua que permiten el paso de la electricidad. Los parámetros que presentan excesos en las aguas subterráneas con respecto a la Norma de agua potable son Hierro, Magnesio, Manganeso, cloruros, sulfatos y solidos sisueltos. El valor del coeficiente de permeabilidad determinado es de 0.0014 cm/s, correspondiente a una arena fina o bien arena limosa, la cual es validado mediante los análisis granulométricos realizados. El análisis de conductividades efectuados in situ a lo largo del estero Coliumo, evidencio que en el punto E9, las conductividades disminuyen hacia el APR y aumentan hacia el mar. Las aguas de la Calicata 2 presentan conductividades de 6010 µS/cm, que corresponden a aguas salobres a muy salobres, que son aptas para el uso en la planta de nanofiltración que se desea instalar en la localidad de Coliumo. La construcción de un pozo de bombeo de 33 m de profundidad con una tubería de acero de 10" de diámetro y 18 m de rejilla de acero inoxidable, slot 20 o slot 10, deberá proporcionar un caudal del orden de 6 a 7 l/s, de aguas salobres. Las condiciones hidrogeológicas para la construcción del dren como abastecimiento adicional de agua dulce no son adecuadas, debido a la salinidad de las aguas detectadas y además el nivel de aguas se reconoció a profundidades superiores a 5 m, lo cual no hace viable su construcción. Finalmente, se puede señalar que el proyecto se puede desarrollar mediante la implementación de la planta modular de nanofiltracion, la cual sería alimentada mediante el pozo propuesto en este estudio, teniendo en consideración lo siguiente: 1) Construir las obras de resguardo necesarias y en altura suficiente requeridas para palear los estragos de un nuevo tsunami. Cabe señalar que en Coliumo durante el terremoto del 27 F se generó una superficie de afectación por tsunami de 54,7 Has y por ello el sector de Vegas de Coliumo fue declarado zona de inundación por SERNAGEOMIN y el SHOA. 2) Controlar los contaminantes que están siendo vertidos en el sector, como es el caso de la Avícola de Coliumo en sus propios terrenos, ya que además de provocar daños en la calidad de vida de las personas debido a plagas de moscas y malos olores, estos podrían en un futuro contaminar las aguas superficiales y subterráneas del sector, las que constituyen la fuente de abastecimiento de agua potable para esta localidad. 3) Tener un control continuo en el pozo de bombeo con el objeto de evitar el avance de la cuña salina. 4) Comenzar con las recomendaciones para disminuir los efectos y alteraciones en el humedal de Las Vegas de Coliumo, ya que éste cumple funciones muy importantes en el ecosistema como reservorios de la biodiversidad, depurador de aguas y en la infiltración de aguas subterráneas; siendo las últimas de gran relevancia debido a la crisis hídrica que presenta la localidad de Coliumo.

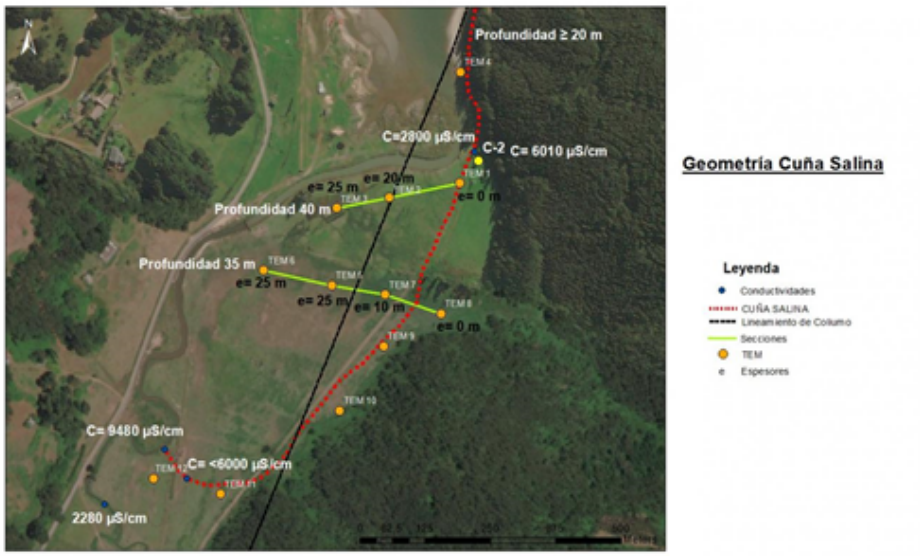


Figura 1

GIAM-6: Acuíferos: cuencas urbanas y recarga artificial

Metodología geofísica integrada para el reconocimiento del recurso hídrico en cuencas del piedemonte andino en la zona central de Chile: Caso de estudio Pirque, Región Metropolitana.

Nicolas De Pablo[1], Catalina Díaz[1], Fernanda Gallegos[1], Camila Gilberto[1], Catalina Lizarde[1], Laura Mendoza[1], Macarena Morgado[1], Guillermo Ortega[1], Paulina Vergara[1], **Ronny Javier Figueroa[1]**, Jorge Sanhueza[1], Jaime Araya[1], Jose Maringue[2], Elias Lira[1], Gonzalo Yáñez[1].
(1) Departamento de Ingeniería Estructural y Geotecnica, Pontificia Universidad Católica de Chile, Santiago, Chile
(2) GFdas, Chile

La identificación y monitoreo de recursos hídricos en la zona del piedemonte andino de la zona central de Chile, se ha tornado en una necesidad cada vez más urgente y necesaria debido a la escasez del recurso por sobre explotación y la creciente aridez. El alto costo que implica la perforación de pozos, promueve el uso de metodologías indirectas más económicas como la geofísica para la caracterización del recurso hidrogeológico. La geofísica es una herramienta que tiene mayor confiabilidad utilizando varias técnicas complementarias para así disminuir la ambigüedad y falta de unicidad en la solución del problema inverso. En este trabajo, llevado a cabo en el marco de un curso de geofísica ICE2643 de la PUC, se desarrolla esta estrategia utilizando una aproximación multi-metodológica al problema de exploración de aguas subterráneas. Como caso de estudio se utiliza la cuenca de Pirque. La cuenca de Pirque se ubica al sur de Santiago y recibe aportes fluviales de los ríos Clarillo y Maipo, con secuencias de gravas, arcillas y arenas no consolidadas. El basamento en el sector occidental está compuesto por rocas intrusivas y volcánicas Mesozoicas. El flanco oriental corresponde principalmente a secuencias volcano-clásticas del Mioceno, intruídas por cuerpos granodioríticos del Mioceno Superior. Las metodologías geofísicas utilizadas para el reconocimiento de sub-superficie incluyó magnetismo aéreo, gravedad, sísmica, y métodos eléctricos de corriente continua y alterna. Resultados preliminares muestran el gran potencial de contar con metodologías de exploración complementarias. La gravimetría y magnetometría permiten inferir un basamento heterogéneo, que ha sido sometido a una tectónica de bloques de orientación EW. Los métodos eléctricos permiten identificar la presencia de un acuífero somero y otro profundo, este último en consistencia con los espesores sedimentarios derivados de la gravedad. El método sísmico de ondas superficiales permiten identificar un perfil de ondas de corte hasta 30m, cuya extrapolación a profundidad en conjunto con la frecuencia fundamental del espectro H/V, valida la profundidad al basamento obtenida en métodos anteriores. Por último, cabe destacar que las observaciones de los métodos electromagnéticos es la primera exitosa en ambientes rurales-urbanos en el Chile Central, lo cual abre un gran potencial de aplicación para la identificación de acuíferos profundos.

GIAM-6: Acuíferos: cuencas urbanas y recarga artificial

Estudio y caracterización del acuífero del Río Loa (Sector Alto Loa)

Maria Cristina Garcia[1].
(1) Departamento de Ciencias Geologicas, FACULTAD DE INGENIERÍA Y CIENCIAS GEOLÓGICAS , Universidad Católica del Norte

La cuenca hidrográfica del Río Loa, está ubicada en la II Región de Antofagasta, en la zona norte de Chile. Los aportes de agua al Río Loa son generados principalmente por las decenas de vertientes a lo largo de su trayecto, principalmente en su zona alta, mientras que sus afluentes principales corresponden a los ríos San Pedro, Salado y San Salvador junto a la Quebrada Amarga. De los cauces anteriores, el Río San Pedro es captado en su totalidad por la industria minera mediante extracciones superficiales y subterráneas, por lo que en la actualidad su aporte al Río Loa es nulo. El presente estudio permite complementar la información hidrogeológica existente en la cuenca y actualizar las herramientas de modelación para evaluar la oferta hídrica en cada sector del acuífero, se analizaron datos en un margen de 10 años (2008 a 2017) donde se ubicaron 4 puntos de ubicación, RIO LOA EN REPRESA LEQUENA, RIO SAN PEDRO EN PARSHALL Nº1, RIO LOA EN SALIDA EMBALSE CONCHI Y RIO LOA ANTES JUNTA RIO SALADO. La calidad química del Río Loa va variando a través de su curso, especialmente debido a los aportes de aguas subterráneas en el sector de Angostura y por los caudales superficiales que aporta el río Salado. Sólo los cursos superiores y las nacientes de estos ríos presentan aguas de calidad aceptable, lo que condiciona a que las extracciones más importantes, destinadas al consumo urbano, se realicen a este nivel. Esto provoca una reducción de la disponibilidad real de las aguas superficiales y una modificación de la relación mezcla. Es importante tomar en consideración que el Río Loa además de sus afluentes recibe aportes subterráneos que van incrementando su caudal y que podrían tener influencia sobre la calidad de sus aguas, ya que poseen características de aguas de alta salinidad. Por ello se llevo a cabo una medición en el rango de 10 años de los siguientes puntos del caudal del rio alto loa antes mencionados. Se identificaron 2 posibles focos potenciales de contaminación, el tranque sector punta lequena (producción y 1ª transformación de cobre) y Polan (fabricación de productos químicos), dentro de la cuenca existen pozos de extracción de F.C.A.B y SENDOS, no existe pozos asociados a un poblado indígena. Los datos de estudio se obtuvieron de base de la DGA, se hace énfasis en tener datos continuos en el tiempo y hacer mediciones orgánicos los cuales podrían aportar información para comprender el origen del fenómeno de contaminación.

GIAM-6: Acuíferos: cuencas urbanas y recarga artificial

Modelo hidrogeológico conceptual y numérico del centro de Londres: influencia de los depósitos fluviales en relación al sistema de drenaje en torno a la estación subterránea Victoria

Andrés López[1,3], Andrew Hughes[2], Adrian Butler[3], Denis Peach[2].
(1) Hidrogeología, VAI Groundwater Solutions
(2) Environmental Science Centre, British Geological Survey, Keyworth, Reino Unido
(3) Department of Civil and Environmental Engineering, Faculty of Engineering, Imperial College London, Londres, Reino Unido

El metro de Londres juega un rol fundamental en el funcionamiento de la ciudad, con más de 5 millones de pasajeros diarios. Los túneles de las líneas más antiguas fueron excavados en los depósitos sedimentarios del Río Támesis, agrupados bajo la unidad River Terrace Deposits y conforman el acuífero somero bajo la ciudad, separados del acuífero profundo por pelitas de la unidad London Clay. Como resultado, los túneles se encuentran bajo el nivel freático, haciendo necesaria la instalación de un sistema de drenaje (dren francés a lo largo del túnel). El agua recolectada por el dren entre las estaciones Sloane Square y Westminster (en el casco histórico de la ciudad) es transportada a la Estación Victoria, donde es bombeada fuera del sistema con un caudal variable entre 80 y 120 l/s. La hipótesis inicial señala que la mayor parte de este caudal proviene del Río Tyburn (un tributario del Támesis) canalizado a través de los alcantarillados a medida que crecía la ciudad. Sin embargo, existe incertidumbre respecto a esta premisa y a la manera en que el acuífero interactúa con el sistema de drenaje del túnel. El objetivo de la investigación, desarrollada en conjunto entre Imperial College London, el British Geological Survey (BGS) y Transport for London (TfL), es comprender las condiciones hidrogeológicas que controlan el acuífero somero; más específicamente el origen de las aguas que alimentan el sistema de drenaje de los túneles del metro. Para ello se generó un modelo hidrogeológico conceptual a partir de la información recolectada desde diversas fuentes, y luego se desarrolló un modelo numérico de flujo subterráneo usando el software ZOOMQ3D (propiedad del BGS). Los resultados mostraron que la dirección natural del flujo de agua subterránea es de norte a sur, hacia el Río Támesis. Por otra parte, el drenaje de los túneles genera un cono de depresión en el área de estudio, con la consiguiente inversión de las direcciones de flujo desde el Támesis hacia el norte. El caudal extraído de los túneles en la simulación es similar al reportado por TfL, demostrando así que el modelo es una representación confiable de los procesos que tienen lugar en el acuífero. Es así como, a través del análisis de sensibilidad, se identificó que el principal aporte de agua hacia los túneles de la red de metro proviene de las filtraciones en la red de agua potable, mezclado con recarga por precipitación, filtraciones del alcantarillado y en menor medida aportes desde el Támesis.

GIAM-6: Acuíferos: cuencas urbanas y recarga artificial

Análisis de tendencia temporal de los niveles del agua subterránea en la cuenca de la Pampa del Tamarugal y su relación con los acuíferos presentes en ella.

Luis Alfredo López[1], José Cifuentes[1], Felipe Fuentes[1], Hugo Neira[2].
(1) Unidad de Hidrogeología, SERNAGEOMIN
(2) Grupo de Cartografía, SERNAGEOMIN, Santiago, Chile

En la cuenca de la Pampa del Tamarugal se detecta la presencia de dos acuíferos en su depresión Central: uno somero (aguas dulces mineralizadas a dulces moderadamente mineralizadas e isotopía liviana y flujo hacia el sur) y otro profundo (aguas salobres, isotópicamente pesadas, con flujo hacia el norte) separados por un acuífugo, configuración que afectaría a gran parte de la depresión Central de la cuenca. En la localidad de Pica, esta configuración se mantiene, pero las aguas del acuífero somero son sulfatadas sódicas y salobres, mientras que las aguas del acuífero profundo son bicarbonatadas sódicas y dulces moderadamente mineralizadas. Se catastró 389 pozos que poseen al menos una medición del nivel estático, con datos obtenidos entre marzo de 1968 y diciembre de 2017. Se reconoció 123 pozos con más de 25 registros y para ellos se cuantificó las tendencias temporales como la pendiente de la recta resultante de una regresión lineal de los datos de nivel para cada pozo. Se detectó en 91 pozos una tendencia al descenso de sus niveles estáticos en el tiempo, mientras que 32 pozos presentan un ascenso. Se analizó espacialmente las tendencias detectadas, filtrando su comportamiento a partir de la profundidad de perforación de las captaciones. Al analizar los limnigramas, se detectó que 21 pozos presentan por lo menos un cambio en su tendencia (ya sea, descenso, ascenso o cambio entre uno y otro comportamiento) en el periodo considerado. Se observó que en agosto de 1995, 4 pozos registran una alteración en sus tendencias; entre agosto y diciembre de 2003, 7 pozos también mostraron variaciones en sus tendencias; y entre los días 27 y 28 de octubre de 2004, 4 pozos registraron una variación de su comportamiento. Las superficies piezométricas para los periodos invierno 1988, verano 1988-1989, invierno 2000, verano 2000-2001, invierno 2006, verano 2005-2006, invierno 2011, verano 2010-2011, invierno 2013, invierno 2014 y verano 2013-2014, manifiestan que los pares invierno-verano de cada año no muestran mayores variaciones entre sí, lo que descartaría estacionalidad. Sin embargo, sí se observan variaciones en períodos no consecutivos. Por otra parte, dentro de un mismo período es posible identificar grandes diferencias entre distintas zonas de la cuenca de la Pampa del Tamarugal, tanto en el nivel estático como en el piezométrico, así como en las direcciones de flujo. Los autores agradecen el patrocinio de la Subdirección Nacional de Geología del Sernageomin.

GIAM-6: Acuíferos: cuencas urbanas y recarga artificial

Modelo conceptual y numérico del fenómeno de intrusión salina en la desembocadura del río Aconcagua y su relación con el sistema de Agua Potable de Concón y alrededores

Beatriz Membrado[1], Gonzalo Huerta[1], Ernesto Ramirez[1], Mariela Vicencio[2].
(1) Arcadis
(2) ESVAL S.A.

El sistema de Agua Potable de Concón y alrededores se localiza cerca de la desembocadura del río Aconcagua. En épocas normales y de abundancia hídrica superficial, se abastece del río Aconcagua, mientras que en épocas de sequía se utiliza el recurso hídrico subterráneo para suplir el déficit. En el año 2015 se detectó la presencia de agua salada en los pozos de extracción del sector, determinándose la existencia de una intrusión salina. Esta situación fue propiciada por las condiciones hidrológicas existentes entre los años 2010 y 2015, cuando debido a las bajas precipitaciones, presentaron una menor recarga hacia el sistema subterráneo, en conjunto con un aumento de la demanda hídrica. Se elaboró un modelo conceptual y numérico del sistema hidrogeológico existente en la desembocadura del río Aconcagua, con el objetivo de establecer una herramienta de trabajo que permita evaluar el comportamiento de la intrusión salina a largo plazo, y que sirva como base para la gestión del recurso hídrico del sector, determinando el comportamiento hidroquímico en diferentes condiciones hidrológicas. El modelo desarrollado incorpora flujo y transporte con densidad variable (código MODFLOW-USG en Groundwater Vistas, BCT *-Block Centered Transport-, y densidad variable con paquete Density Dependent Flow*-DDF). La intrusión salina se extendió por casi 4 km tierra adentro, y la configuración hidrogeológica (3 unidades de alta conductividad hidráulica separadas por 2 unidades poco transmisivas) permitió el retroceso del flujo salino sólo en las unidades superficiales, persistiendo en la unidad conductiva más profunda hasta la fecha. El modelo numérico representa de manera aceptable el ingreso y retroceso del agua de mar, aún cuando la calidad y cantidad de la información con que se contó fue variable, tanto a nivel de información geológica e hidrogeológica, como del registro histórico necesario para establecer las condiciones previas a la formación de la intrusión salina. A través de la modelación de flujo con densidad variable se persigue la correcta representación de la dinámica de flujos en acuíferos costeros. La incorporación de este tipo de modelos en la evaluación de recursos hídricos constituye una herramienta fundamental para la correcta utilización de éstos.

GIAM-6: Acuíferos: cuencas urbanas y recarga artificial

Isotopic geostatistical assessment of the southern Pampa del Tamarugal Aquifer: Redefining hydrological processes.

Konstantin W. Scheihing[1], **Claudio E. Moya[2]**.
(1) Department of Applied Geosciences, Hydrogeology Research Group, Technische Universität Berlin, Berlin, Germany
(2) Golder Associates S.A., Chile

The Pampa del Tamarugal aquifer (PdT-A) is the main water source for the Tarapacá region (northern Chile) inhabitants and consequently several studies have addressed the understanding of the hydrogeological system but there are still too many unresolved questions about it. Despite presenting major water extraction compared to current aquifer recharge the water table drawdown is minimal in terms of aquifer water columns. Isotopes are likely the most utilized tool to evaluate groundwater origin, mixing, hydrological processes, etc. and this type of studies in the PdT-A go back to the late 70s. Our study summarizes isotopic data from the first study up to 2015 including samples from this own study and unpublished data adding up to 514 samples dataset that are geostatistically treated using kriging. The dataset include rainfall samples from the region, samples from the Altiplano (Salar del Huasco and Lagunillas Basin), surface and spring samples from the valleys ("*quebradas*") and groundwater samples from the PdT-A. The interpolation primarily permitted the identification of five water compartments (CP) based on similar results for both, $\delta^{2}H$ and $\delta^{18}O$. These CPs are to physically related to different catchments in the study area being CP1 representative of the Aroma *quebrada*, CP2 the Tarapacá and Quipisca *quebradas*, CP3 the Juan de Morales *quebrada*, CP4 the Quisma Basin, CP5 the Chacarillas *quebrada*, and CP6 the Altiplano basins. Time series of spring samples show no apparent variation in time, since de 70s. Tritium samples of shallow wells located at the alluvial fan apex did not show readable ^{3}H content indicating no modern water influence. Likewise, the $\delta^{2}H$ and $\delta^{18}O$ of floodwater indicate no relation with the observed in these wells. It is concluded that the main reason for the observed variation of $\delta^{2}H$ and $\delta^{18}O$ values in the different CPs of the PdT Aquifer are predominant long-term stable isotope value ranges in precipitations that aliment the relevant recharge areas which are likely controlled by topographic characteristics of the catchments in the transition zone from the Altiplano to the PdT that can show elevation differences of up to 1200 m. In addition, flash flood recharge is disregarded as a relevant recharge source to the aquifer as observed in CP3 and CP5 contradicting previous studies. On the contrary, focused recharge stream infiltration along the lower segments is the principal recognized recharge mechanism in the area.

GIAM-6: Acuíferos: cuencas urbanas y recarga artificial

Caracterización isotópica de las aguas superficiales y subterráneas de la cuenca del Río Maullín, Región de Los Lagos, Chile.

Rosa Troncoso[1], Felipe Avilés[1], Samuel Pizarro[1].
(1) OFICINA TÉCNICA PUERTO VARAS, HIDROGEOLOGÍA, SERNAGEOMIN

Introducción

La cuenca del río Maullín se localiza en la Región de Los Lagos y se extiende con orientación noreste-suroeste desde la Cordillera de Los Andes, donde se emplazan los volcanes Osorno y Calbuco, hasta las planicies litorales. Tiene una extensión de 4.300 km^2 y aproximadamente un tercio del área de la cuenca se encuentra ocupada por el lago Llanquihue, que desagua hacia el Océano Pacífico a través del río Maullín, que forma un estuario. La cuenca se caracteriza por presentar un clima templado lluvioso a marítimo lluvioso, con precipitaciones anuales promedio de 1.574 mm/año (2010 – 2015), lo que permite que gran parte del territorio este cubierto por praderas, matorrales y bosques. Los resultados isotópicos de oxígeno-18 y deuterio que se presentan a continuación se enmarcan en la realización de la carta hidrogeológica de esta cuenca, que se encuentra en proceso de publicación por el Servicio Nacional de Geología y Minería. En esta área las unidades hidrogeológicas de mayor potencial corresponden a depósitos glaciales que albergan acuíferos de tipo granular, libres o confinados. Con el objetivo de realizar la caracterización hidroquímica e isotópica de las aguas subterráneas y analizar la recarga e interconexión entre el agua superficial y subterránea, se recolectaron y analizaron química e isotópicamente muestras de precipitaciones, de aguas superficiales y subterráneas (Figura 1A). Los análisis isotópicos fueron realizados en el laboratorio del Servicio Nacional de Geología y Minería mediante el método de equilibrio utilizando un espectrómetro de masa de relaciones isotópicas (IRMS) marca Isoprime, asociado a un equipo Isoprime Multiflow con autosample.

Composición isotópica de las precipitaciones

Se dispone de análisis isotópicos de 70 muestras de lluvia, recolectadas en distintos periodos entre el verano de 2014 y el invierno de 2015, en 21 estaciones distribuidas en toda la cuenca (Figura 1A). Los valores de $\delta^{18}O$ de las precipitaciones recolectadas en estas estaciones oscilan entre -10,26 y -1,41 ‰, mientras que los valores de $\delta^{2}H$ se encuentran entre -75,83 y -10,42 ‰ (Figura 1B). Sobre la base de estos análisis, se puede distinguir que se presenta una variación de la composición isotópica de las precipitaciones de acuerdo a la estación del año. En general, las precipitaciones más pesadas se producen en verano, con valores de $\delta^{18}O$ que se encuentran entre -8,94 y -1,41 ‰ y de $\delta^{2}H$ entre -52,43 y -10,42 ‰, aunque se han detectado eventos de gran magnitud con precipitaciones más livianas en la parte alta de la cuenca. Al contrario, como es esperable debido a las menores temperaturas y mayor magnitud de los eventos, las precipitaciones más livianas se producen en invierno, con valores de $\delta^{18}O$ que se encuentran entre -10,26 y -5,90 ‰ y de $\delta^{2}H$ entre -75,83 y -44,99 ‰. Por otra parte, aunque las precipitaciones más livianas ocurren en la parte alta de la cuenca, no existe una relación directa bien definida entre la altura de las estaciones de muestreo y la composición isotópica, lo que podría deberse a que en algunos periodos, especialmente durante el invierno de 2015, se muestrearon varios eventos distintos de precipitación, al efecto de la cantidad de lluvia caída y a que existen diversas fuentes de vapor para la formación de las precipitaciones dependiendo de la localización de cada estación. La traza de la Línea Meteórica Local (LML) definida por las precipitaciones en la cuenca del río Maullín (Figura 1B) es cercana a la Línea Meteórica Mundial (LMM), definida por Craig (1961), con una ecuación característica: $d^{2}H=8,52\ d^{18}O + 11,1$ Según, esta ecuación la pendiente y el valor del intercepto de deuterio de la LML son mayores que los de la LMM, lo que principalmente se debería a la características climáticas de la cuenca.

Composición isotópica de las aguas superficiales

Se cuenta con análisis isotópicos de 43 muestras de agua superficial, recolectadas en el verano de 2014 y verano de 2015 en 36 puntos localizados en esteros, ríos, lagunas y el lago Llanquihue (Figura 1A). En general, los valores de $\delta^{18}O$ de las aguas superficiales oscilan entre -9,10 y -3,61 ‰, mientras que los valores de $\delta^{2}H$ se encuentran entre -64,64 y -22,45 ‰ (Figura 1B). Los esteros tributarios de bajo orden y los esteros tributarios al lago Llanquihue presentan valores de $\delta^{18}O$ entre -9,10 y -6,27 ‰, mientras que los valores de $\delta^{2}H$ se encuentran entre -56,37 y -32,96 ‰, que los sitúan sobre la LML para la cuenca y dentro del área de dispersión que presentan las precipitaciones de invierno no obstante las muestras fueron obtenidas en el verano, lo que podría atribuirse a que están representando la composición del flujo de base dado por el agua subterránea. El lago Llanquihue presenta composiciones isotópicas relativamente más pesadas, que se encuentran generalmente bajo la LML, con valores de $\delta^{18}O$ entre -5,97 y -4,38 ‰ y valores de $\delta^{2}H$ entre -39,28 y -30,49 ‰, en el área de dispersión de las precipitaciones de verano, lo que se puede atribuir principalmente a la evaporación en este cuerpo de agua, sumado a una mayor contribución de las precipitaciones de verano dada su gran superficie y a que las muestras corresponden a esta época del año. Los ríos tributarios al río Maullín

presentan composiciones isotópicas que se localizan sobre y bajo la LML, con valores de $\delta^{18}O$ entre -8,18 y -3,66 ‰ y valores de $\delta^{2}H$ entre -47,34 y -25,93 ‰, y abarcan el área de dispersión de las precipitaciones de verano e invierno, dependiendo de la localización del punto de muestreo. Las estaciones que se localizan en el área del estuario (Gómez, Ostiones y El Peñol) muestran composiciones isotópicas más pesadas y que se sitúan bajo la LML. Las aguas del río Maullín tienen composiciones isotópicas que se encuentran sobre (otoño 2014) o bajo (verano 2015) la LML, con valores de $\delta^{18}O$ entre -5,08 y -4,46 ‰ y valores de $\delta^{2}H$ entre –34,52 y -26,82 ‰, en el área de dispersión de las precipitaciones de verano y muy próximas a la composición del lago Llanquihue, al que desagua. En este caso la muestra que presenta la composición isotópica más pesada corresponde a la estación río Maullín en Piedrecitas, en la zona de influencia del estuario, por lo tanto presentaría mezcla con agua marina. Dentro del conjunto de muestras analizadas, las que presentan las composiciones isotópicas más pesadas son las lagunas (Trapén, Pichilaguna y Lagunitas), con composiciones que se ubican bajo la LML, con valores de $\delta^{18}O$ entre -3,97 y -3,61 ‰ y valores de $\delta^{2}H$ entre –25,36 y -22,45 ‰, en el área de dispersión de las precipitaciones de verano, aunque las muestras corresponden al otoño de 2014. Lo anterior se explicaría porque estas lagunas se encuentran situadas sobre depósitos morrénicos de la Glaciación Llanquihue, que presentan baja permeabilidad, por lo tanto sólo reciben recarga de las precipitaciones locales y están expuestas a evaporación. Respecto de las muestras tomadas fuera del área de la cuenca pero cercanas al límite, es de interés destacar que las muestras que presentan composiciones isotópicas más livianas corresponden al río Petrohué ($\delta^{18}O$ entre -9,02 y -8,95 ‰ y $\delta^{2}H$ entre –64,64 y -62,20 ‰), independientemente de la estación y año en que fueron tomadas, y que se encuentran muy próximas a la LML. Lo anterior podría deberse a que este río desagua al lago Todos los Santos, que recibe aporte de precipitaciones ocurridas a gran altura.

Composición isotópica de las aguas subterráneas

Para la caracterización isotópica de las aguas subterráneas se dispone de análisis isotópicos de 164 muestras, localizadas en distintos sectores cuenca (o próximas al límite de la misma) y que corresponden a las distintas unidades hidrogeológicas (Figura 1A). En general, los valores de $\delta^{18}O$ se encuentran entre -9,78 y -5,72 ‰, mientras que los valores de $\delta^{2}H$ se encuentran entre -68,44 y -38,83 ‰ (Figura 1B). Estos valores indican que las aguas subterráneas son relativamente ligeras, cubren un rango composicional más restringido que las aguas superficiales y se localizan principalmente sobre la LML y en menor proporción bajo esta línea, dentro el área de dispersión de las precipitaciones de invierno, aunque con tendencia hacia el extremo más pesado dentro de este grupo y abarcan las composiciones isotópicas de eventos torrenciales de verano (isotópicamente livianos) que han sido registrados en la parte alta de la cuenca. Esto último podría indicar que, no obstante la recarga principal de las aguas subterráneas corresponde a las lluvias de invierno, hay un aporte de las lluvias de verano que produce una mezcla de aguas con una composición isotópica intermedia, aunque con tendencia a las composiciones más livianas. Se destaca la composición isotópica de un pozo situado en la costanera de Puerto Varas, por ser la más pesada dentro de todo el grupo de muestras de agua subterránea (-5,72 de $\delta^{18}O$ ‰ y -38,83 ‰ de $\delta^{2}H$), lo que podría deberse al aporte de aguas del lago Llanquihue, isotópicamente más pesadas, hacia esta captación. Por otra parte, un grupo de muestras de pozos localizados a orillas del río Petrohué, cercanos al límite de la cuenca, se caracterizan por presentar las composiciones isotópicas más livianas dentro de las aguas subterráneas ($\delta^{18}O$ entre -8,78 y -9,62 ‰ y $\delta^{2}H$ entre –68,44 y -64,21 ‰), lo que estaría indicando aporte de agua del río Petrohué, de composición isotópica más liviana que las aguas superficiales de la cuenca, y/o de precipitaciones más isotópicamente livianas debido a que se producen a mayor altura. El análisis espacial de las composiciones isotópicas de las aguas subterráneas, independientemente de la unidad hidrogeológica a la cual corresponden indica que, en general, muestran composiciones isotópicas más pesadas en pozos localizados en el sector suroeste de la cuenca, mientras que las aguas más livianas corresponden a pozos que se sitúan en el sector noreste de la cuenca, lo que podría atribuirse a composiciones isotópicas diferentes de las precipitaciones y/o a modificaciones durante el flujo debido a un mayor tiempo de tránsito (evaporación, interacción del agua con los depósitos, mezcla de aguas) en algunas unidades hidrogeológicas.

Conclusiones

- Los resultados analíticos de ^{18}O y ^{2}H de muestras de precipitaciones permiten trazar una LML que es similar a la LMM pero que presenta una mayor pendiente.
- La composición isotópica de las precipitaciones varía dependiendo de la estación del año y siendo más enriquecidas en ^{18}O y ^{2}H durante el verano, a excepción de eventos de precipitación de gran magnitud que presentan composiciones empobrecidas en ^{18}O y ^{2}H, similares a las del invierno.
- Las aguas superficiales que presentan las composiciones más livianas corresponden a los esteros de bajo orden y a los

tributarios del lago Llanquihue, que representarían el flujo de base, mientras que las aguas de lago Llanquihue y del río Maullín son más pesadas que las anteriores evidenciando procesos de evaporación y mezcla con aguas marinas en el sector del estuario.

- Las lagunas que se encuentran emplazadas sobre depósitos morrénicos de baja permeabilidad de la glaciación Llanquihue son las que presentan las composiciones isotópicas mas enriquecidas en ^{18}O y ^{2}H, que se puede atribuir a procesos de evaporación y a que no recibirían aporte de las aguas subterráneas de los acuíferos principales.

- Las aguas subterráneas presentan una composición isotópica más restringida que las aguas superficiales y son relativamente livianas, con valores de $\delta^{18}O$ y $\delta^{2}H$ que tienden hacia el extremo más enriquecido de las precipitaciones de invierno, que constituyen la principal fuente de recarga.

- La composición isotópica del lago Llanquihue y el río Maullín, en relación a aquella de las aguas subterráneas, sugiere que son cuerpos de agua ganadores.

- El análisis espacial de las composiciones isotópicas de las aguas subterráneas indica que, en general, son más pesadas en el sector suroeste de la cuenca y más livianas en el sector noreste de la cuenca, lo que se puede atribuir a las características de la recarga y condiciones de flujo.

Referencias Craig, H. 1961. Isotopic variations in meteoric waters. *Science*, 133: 1702-1703.

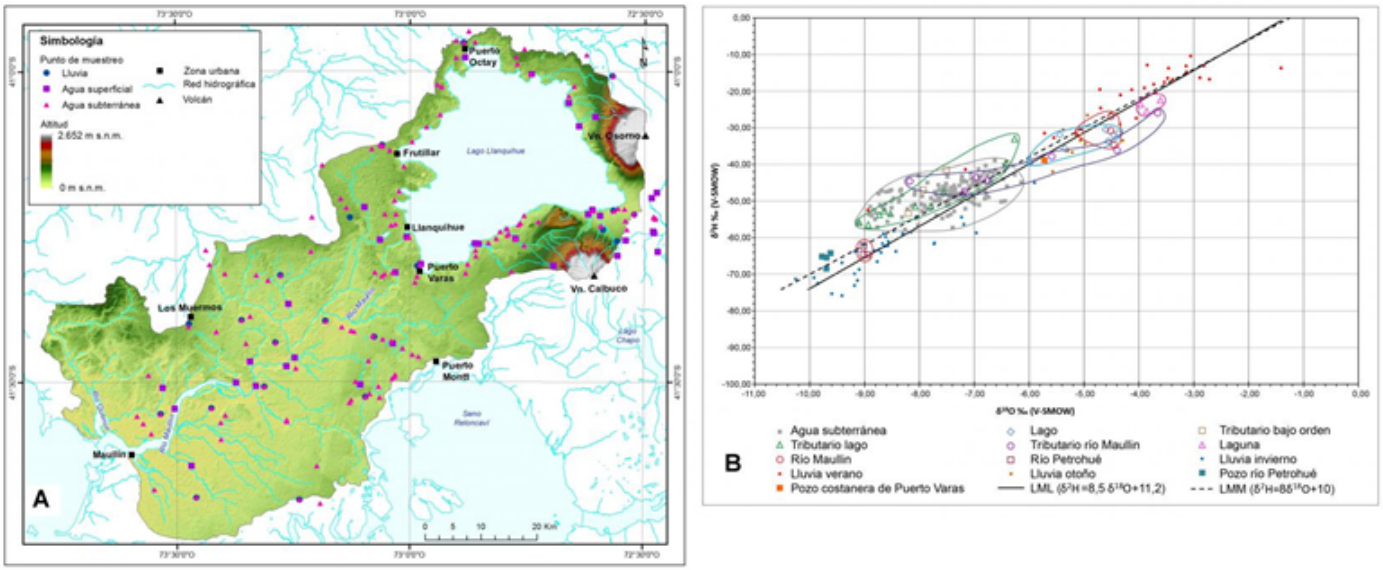


Figura 1. (A) Localización de puntos de muestreo de aguas en la cuenca del río Maullín. (B) Diagrama de variación isotópica de $\delta^{18}O$ con respecto a $\delta^{2}H$ para muestras de precipitación, aguas superficiales y subterráneas de la cuenca del río Maullín. Se incluye la traza de la Línea Meteórica Mundial (LMM; Craig, 1961) y Línea Meteórica Local (LML) definida para la cuenca.

GIAM-6: Acuíferos: cuencas urbanas y recarga artificial

Groundwater resources origin, and (paleo)-recharge processes in the Pampa del Tamarugal Aquifer (Northern Chile).

Benoît Viguier[1,2], Hervé Jourde[1], Veronique Leonardi[1], Veronique DeMontety[1], Christelle Guilhe-Batiot[1], Gonzalo Yañez[2,3], Guillaume Favreau[4], Linda Daniele[2], Jean-Denis Taupin[4], Claudio Moya[5], Elisabeth Lictevout[6].
(1) HydroSciences Montpellier UMR 5569, Univ. de Montpellier, France
(2) Centro de Excelencia en Geotermia de los Andes (CEGA), Univ. de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas
(3) Pontificia Universidad Católica de Chile, Chile
(4) HydroSciences Montpellier UMR 5569, Institut de recherche pour le développement (IRD), France
(5) Golder Associates S.A., Chile
(6) Univ. de Concepción, Chile

In the hyperarid areas of Northern Chile, the increasing water demand is mostly supplied by regional scale aquifers, such as the Pampa del Tamarugal Aquifer (PTA). The PTA is mainly composed of old and fossil groundwater, but withdrawals have significantly increased since the 80's. Due to uncertainties regarding the future evolution of the aquifer, groundwater extraction was restricted. Thus, reliable hydrogeological information such as aquifer geometry, boundary conditions, recharge processes and groundwater origin, is needed to assess the future behavior of the PTA. Here, we present recent findings based on a multidisciplinary assessment of the PTA, including geophysical soundings (TDEM), analysis of environmental tracers (^{14}C, $\delta^{13}C$, $\delta^{18}O$, $\delta^{2}H$ and CFCs), as well as flow modeling in the vadose zone.

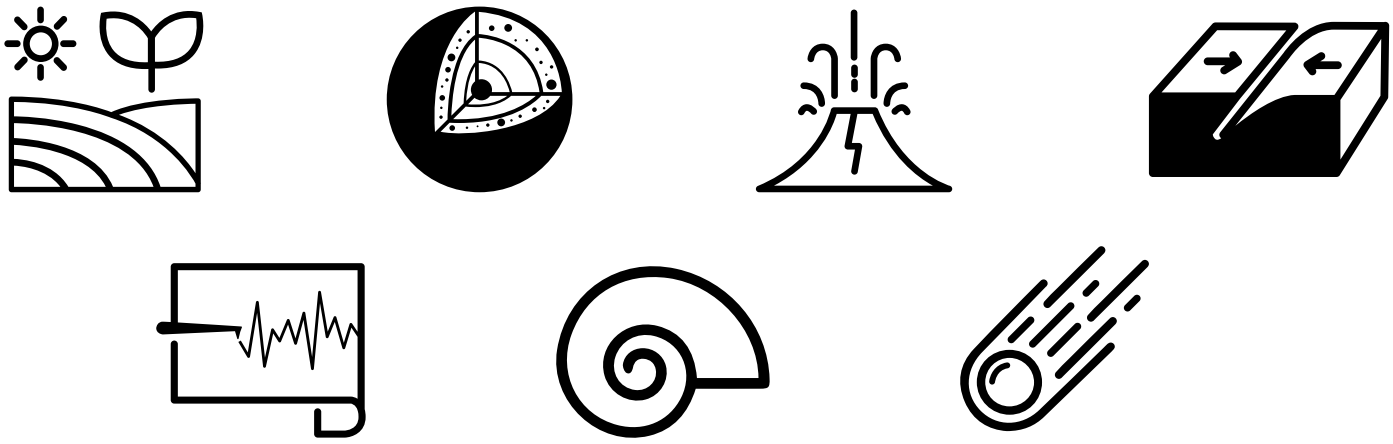
TDEM results show a strong correlation between a well-defined contrast of resistivity and the water-table of the unconfined aquifer. The combination of TDEM results and piezometric measurements in boreholes permitted to propose a new piezometric map and to reassess the limits of the PTA. The eastern limit of the aquifer is repositioned from 10 to 50 km eastward in the piedmont and the aquifer surface (≈ 6567 km²) is approximately 1.7 times larger than previously described suggesting higher groundwater reserves.

The updated piezometric map indicates that the piedmont is the area where most of the aquifer recharge occurs. There, perennial river losses contribute to a localized and permanent recharge (90% of these perennial river losses recharge the aquifer). The analysis of carbon and stable water isotopes indicates that the discharge of old groundwater stored in the bedrock of the Precordillera during the wetter and colder phases of the late-Pleistocene feeds perennial rivers. This emphasizes the role of old/fossil waters on modern recharge. In the Precordillera, low frequency rain storms trigger flash flood events in the basin floor that mostly temporary recharge the aquifer in the apex of alluvial fans, but also with a lower magnitude order in the drainage areas and the distant floodplains. Using CFCs analysis, we show that the exploited aquifer in the basin floor contains 10% of modern groundwater (i.e. renewable resource).

Taking into account the regional geology, we propose a new conceptual model of the hydrogeological functioning of the PTA over the last 20 ka up to the present-day, which should help for a better management of its groundwater resource.

RESÚMENES

E2 INVESTIGACIÓN BÁSICA EN GEOCIENCIAS



GMPE-SG: Sesión General Geomorfología y Procesos Exógenos

Change of reactive areas of rock-forming minerals due to natural weathering: a case of Paraná basalts

Wladimir Octavio Acevedo[1], Alexey Novoselov[3,2].
(1) Ciencias de la Tierra, Ciencias Químicas, Universidad de Concepción
(2)
(3) Instituto de Geología Económica Aplicada (GEA), Universidad de Concepción, Concepción, Chile

Dissolution of rock-forming minerals, is the main factor limiting the kinetics of a number of geochemical processes at near-surface conditions. Basing on the Transition state theory, the portion of any mineral (Δx_i) dissolved during time interval (Δt) can be calculated as follows: $\Delta x_i = r_i S_i \Delta t$ Whereas there are a few extended databases and many distinct algorithms for estimation of dissolution rates (r_i), the change of reactive areas of minerals (S_i) with fluid, is poorly understood. Traditionally, researchers use the values for pure minerals quoted in literature or recalculate this parameter using the BET specific surface area (S_{BET}), measured for whole rock, by the equation: $S_i = \varphi_i S_{BET}$ Where φ_i is a volume fraction of the *i*-th mineral in the bulk volume of rock. Both approaches do not consider the possible change of reactive area due to dissolution of mineral grains. This may cause the serious ambiguity in the duration of chemical transformations. In this context, this is strictly important to reveal the typical patterns of change of reactive areas of main rock-forming minerals. Basalts are common and highly reactive rocks, able to transform at a scale of few thousand years to completely altered regolith. Because their alterations are driven exclusively by chemical weathering under tropical climatic conditions, Paraná basalts, covering vast areas in Brazil and Northern Argentina, represent a best suited object for this research. In order to characterize the change of reactive areas of typical rock-forming minerals, we took the high-resolution SEM images of plagioclase, pyroxene, k-feldspar, olivine, ilmenite and magnetite. Those images represent minerals at different dissolution stages from absolutely fresh to almost dissolved grains. Then, those photos were handled with ImageJ software. To reveal the general trends, we analyzed obtained data on the grains perimeter with statistical methods. We found that the reactive areas of all minerals are not constant and change due to weathering by different laws. Those values quickly rise and increase up to a factor of 8 at dissolution of 50-60% of mineral grains. However, later reactive areas start to decrease. Also, we reveal the correlation of mineral surface areas obtained from SEM images with BET measurements. The model fitting the change of reactive areas can improve the accuracy of geochemical calculations and can be widely applied for simulations of weathering and hydrothermal alterations.

GMPE-SG: Sesión General Geomorfología y Procesos Exógenos

Interacción de procesos geológicos y desarrollo de geoformas como evidencias de un ambiente paraglaciar en la cordillera de Los Andes, valle del río Colorado, cuenca alta del Elqui.

Alejandro Alfaro[1], Cristina Brantt[1], Roberto Merino[2].
(1) Geología Aplicada, SERNAGEOMIN
(2) Geología Regional, SERNAGEOMIN

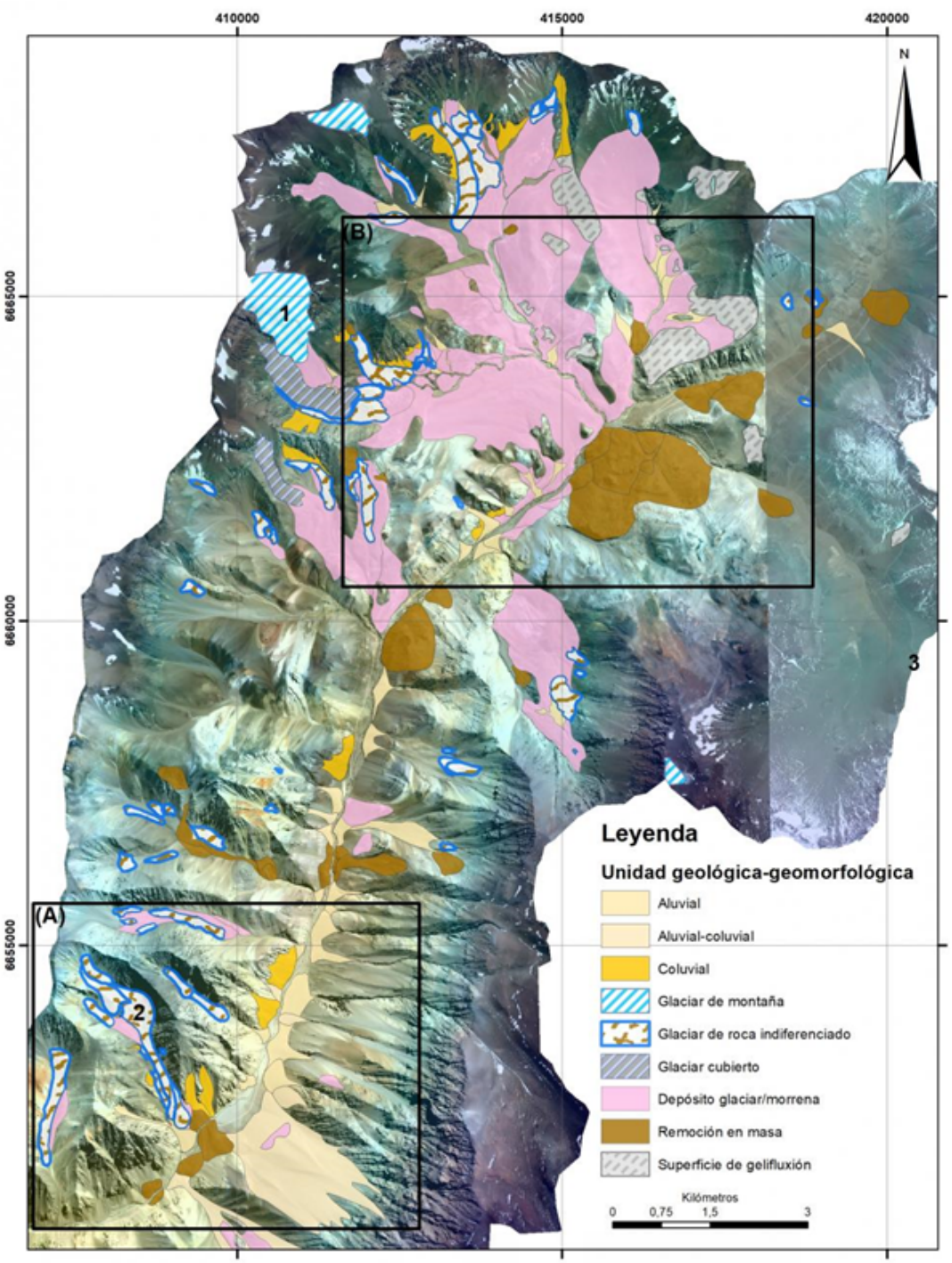
Introducción En el valle del río Colorado, aguas arriba del embalse La Laguna en la cuenca alta del río Elqui, se observan rasgos morfológicos que dan cuenta de la interacción de diversos procesos geológicos cuaternarios, que se ven reflejados en geoformas periglaciares, fluviales, aluviales, remociones en masa, entre otras. Asimismo, las laderas escarpadas que forman valles en "U", depósitos de *till*, cuerpos de hielo cubierto y expuesto, son algunas de las características que permiten inferir una evolución del relieve a partir del Último Máximo Glacial (LGM, *Last Glacial Maximum*). La comprensión de esta simbiosis de procesos superficiales, formas del relieve y depósitos, es parte fundamental para analizar las condiciones del ambiente paraglaciar en los Andes semiáridos de Chile central. Los resultados preliminares del mapeo geológico-geomorfológico expuesto en este trabajo forman parte del estudio de amenaza geológica desarrollado por el SERNAGEOMIN para el Programa de Integración Territorial del Túnel Agua Negra, con el apoyo del Servicio Geológico Minero Argentino (SEGEMAR). Descripción del área de estudio El área de estudio se ubica en la región de Coquimbo, en la cuenca del río La Laguna, a lo largo de la ruta 41Ch que conecta Chile con Argentina a través del paso Agua Negra. La geología descrita por Mpodozis y Cornejo (1986), comprende rocas volcánicas de la Formación Pastos Blancos (Paleozoico superior – Triásico inferior) que incluye brechas, lavas, tobas frecuentemente ignimbríticas, pórfidos riolíticos y dacíticos, con intercalaciones de lavas andesíticas, aglomerados y areniscas. Además, se observan tobas soldadas riolíticas y dacíticas del Miembro Tilito (Oligoceno superior – Mioceno Inferior) que forma parte de la Formación Doña Ana. En esta zona se reconoce un dominio periglaciar seco de alta montaña con cumbres que sobrepasan los 6.000 m s.n.m., con presencia de geomorfologías glaciares y periglaciares que se manifiestan en distintas formas (UGP UC, 2010). Asimismo, de acuerdo con Sarricolea *et al*. (2017), a escala regional, el clima de la cuenca alta del río Elqui corresponde a tundra y tundra de lluvia invernal, sin embrago, a través de los valles el clima sería de tipo semiárido de lluvia invernal. La isoterma 0°C de temperatura media anual oscila entre los 4.000 y 4.100 m s.n.m. (Brenning, 2005), lo cual mantiene una relación directa con la presencia de glaciares rocosos activos (~4.000 m s.n.m.) e inactivos (~3.800 m s.n.m.), esta última cota indicaría en forma relativa el límite inferior de *permofrost* discontinuo de montaña (UGP UC, 2010; Brenning, 2005a; Azócar & Brenning, 2010). Ambiente paraglaciar, evidencias en el valle del río Colorado El concepto 'paraglaciar' instaurado por Church y Ryder (1972) ha sido debatido y redefinido desde su origen y por tanto no existe un consenso claro respecto a un único y exclusivo significado. En su génesis fue definido como aquellos procesos no glaciares condicionados por la glaciación (Church y Ryder, 1972), sin embargo, estudios más recientes ajustan el concepto a los procesos superficiales, acumulaciones de sedimentos, formas, sistemas y paisajes no glaciares que están directamente condicionados por la glaciación y desglaciación (Balantyne, 2002). Por otra parte, la propuesta de Slaymaker (2009) concluye que un ambiente paraglaciar es el ejemplo de un régimen extenso de alteración del relieve, donde la tasa y trayectoria de estos cambios corresponden a la definición de 'paraglaciación'. Si bien el objetivo de este trabajo no es debatir respecto del concepto mismo, se entenderá por un ambiente paraglaciar a la interacción de procesos, morfologías, depósitos y sistemas geológicos no glaciares, que reflejen los cambios transicionales en la evolución del relieve, a partir del Último Máximo Glacial (LGM), como consecuencia directa de la glaciación y desglaciación. Sobre la base de este entendido, se realizó un reconocimiento en terreno y mediante imágenes satelitales, de diferentes unidades geológicas-geomorfológicas a fin de determinar la interacción de los procesos modeladores de la superficie y como éstos han evolucionado. Dentro de las unidades más relevantes destacan glaciares descubiertos y glaciaretes, glaciares de roca, morrenas, remociones en masa, abanicos aluviales, abanicos coluvio-aluviales, conos de deyección, conos de talud en manto, superficies criogénicas (laderas y lóbulos de gelifluxión, laderas detríticas criogénicas), *protalus, molard*s, entre otros. Un primer lugar de interés corresponde al sector del Llano de las Liebres (~3.550 m s.n.m.) donde destaca la interacción de procesos que denotan el cambio paulatino del relieve desde un antiguo estado glaciar (Figura 1, recuadro A). Aproximadamente a los 3.724 m s.n.m. se observa el primer glaciar de roca colindante al valle del río Colorado, luego, cerca de 1 km hacia el este se reconoce la presencia del glaciar de roca activo Llano de las Liebres, cuyo frente se encuentra a 3.720 m s.n.m. En este mismo sector, a una cota cercana a los 3.650 m s.n.m., se comienzan a observar las primeras evidencias, locales y discretas, de procesos criogénicos (lóbulos de gelifluxión). Los rasgos más relevantes en esta zona son i) la presencia de un importante depósito de deslizamiento de roca cuya composición comprende cierta homogeneidad litológica intrusiva (granito de anfíbol) y volcánica (tobas soldadas), ii) aparente cierre glaciar con relictos de depósitos de *till*, iii) desnivel topográfico del fondo de valle en 180 m (3.550 – 3270 m) y iv) amplitud transversal del valle con el desarrollo de una planicie de ~400 m de ancho en contraste con el valle aguas abajo (< 100 m de ancho). En este lugar se observa un mayor desarrollo de morfologías tipo abanicos aluviales y conos de deyección, provenientes principalmente de la ladera este del valle. Además, algunas morrenas laterales, de sutil preservación, han sido interpretadas como relictos adosados a mitad de ladera.



GMPE-SG: Sesión General Geomorfología y Procesos Exógenos

Algunos de estos depósitos de *till* constituyen el material fuente de procesos gravitacionales. Un segundo lugar de interés corresponde a la confluencia del estero El Empalme con el río Colorado, donde se reconoce la mayor interacción de procesos y formas, destacando grandes extensiones de depósitos glaciares con morfologías de morrenas laterales, frontales y de fondo (Figura 1, recuadro B). A lo menos tres estados glaciares antiguos han sido identificados por la diferencia de cota entre crestas morrénicas del valle que drena desde el Glaciar Tapado. Por otro lado, en esta confluencia se observa un deslizamiento rotacional profundo, que cubre un área aproximada de 2,5 km^2. Esta remoción en masa constituye un sistema complejo que refleja diferentes etapas de movimiento y niveles sub-superficiales influenciados por el ambiente periglaciar. A su vez, se han reconocido depósitos glacifluviales bien estratificados en contacto lateral con este cuerpo deslizado, lo que hace suponer un represamiento importante del drenaje, el cual se mantuvo por un periodo de tiempo suficiente para que estos sedimentos alcanzaran una potencia cercana a los 15 m. Discusión y Conclusiones El trabajo de Riquelme *et al*. (2011) muestra que en la cuenca alta del Elqui, valle del río Turbio, existen márgenes glaciares que probablemente se formaron durante el evento Pluvial Central Andino entre los 17-12 ka, además, en esta misma zona se reconocen episodios anteriores de 37-27 ka. Por otra parte, tres kilómetros aguas arriba del Llano de las Liebres, Houbart (2014) presenta edades de 16,7-14,9 ka en una morrena frontal asociada al avance del glaciar El Tapado, indicando además que el máximo glaciar en los Andes habría ocurrido entre 28 y 18 ka. A partir de estos antecedentes es posible inferir que luego del máximo glacial, a lo menos un nuevo avance del Glaciar Tapado habría ocurrido a lo largo del valle del río Colorado. Sin embargo, los mayores depósitos de remoción en masa no presentan rasgo de erosión glaciar evidente (sector del recuadro B, Figura 1), lo cual hace suponer una ocurrencia posterior a este último avance y retroceso glaciar, dejando en evidencia la interdependencia entre estos procesos y la desglaciación en un ambiente paraglaciar dominante. Por otro lado, muchas de los procesos aluviales-fluviales, gravitacionales en general y periglaciares, observados en el área de estudio, se desarrollan a partir de la inestabilidad de laderas y por la movilización de material glacigénico, lo cual correspondería a un subsistema paraglaciar primario (Ballantyne 2002a). Esto también es observado por Hourbart (2014), quien señala que parte importante de los sedimentos reconocidos en algunas facies fluviales y aluviales en el río Turbio (a más de 43 km aguas abajo del área de estudio), son parte del retrabajo de los depósitos glaciares situados en la parte alta de la cuenca. Además, sobre la base de dicho análisis, el autor determinar a lo menos dos fases de adaptación o acomodo del relieve. Por un lado, una etapa de mayor agradación entre los 12.470 y 5.660 a.p., con el desarrollo de terrazas fluviales y condiciones de transporte relativamente tranquilas, hasta los 6.850 a.p. Luego, entre los 2.770-2.710 a.p. y 1.270-1.060 a.p. la cordillera del Elqui habría experimentado una fase de incisión rápida que continúa hasta hoy. Respecto de los glaciares de roca identificados, se puede inferir que algunos de ellos tendrían un origen criogénico a partir de antiguos depósitos glaciares y remociones en masa. Esto indica la continuidad evolutiva que es condicionada a lo menos por i) retroceso de masas de hielo e inestabilidad de laderas, ii) acumulación y transporte de sedimento glacial y iii) la superposición de procesos periglaciares. Esto es coherente con un sistema geológico que se adapta a nuevas condiciones ambientales post-glaciales. Agradecimientos Los autores agradecen el patrocinio de la Subdirección Nacional de Geología del SERNAGEOMIN. Además, el apoyo y colaboración de los geólogos del Servicio Geológico Minero Argentino (SEGEMAR) Fernando Pereira y Jesús Oliva. Referencias Azócar, G. y Brenning, A. 2010. Hydrological and geomorphological significance of rock glaciers in the dry Andes, Chile (27°–33°S). Permafrost and Periglacial Processes, 21(1). pp. 42-53. Ballantyne, C. 2002. Paraglacial geomorphology. Quaternary Science Reviews 21, pp. 1935–2017. Ballantyne C., 2002a. A general model of paraglacial landscape response. The Holocene, 12 3, pp. 371-376. Brenning, A. 2005. Climatic and geomorphological controls of rock glaciers in the Andes of Central Chile: Combining statistical modeling and field mapping. Tesis de doctorado, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Fakultät II, Humboldt-Universität, Berlin, Alemania. Church, M. y Ryder, J.M. 1972. Paraglacial sedimentation: consideration of fluvial processes conditioned by glaciation. Geological Society of America Bulletin 83, 3059–3072. Houbart, A. 2014. Evolution géomorphologique quaternaire de la haute vallée de l'Elqui. Tesis de Doctorado, Université de Paris IV-Sorbonne. 326p. Mpodozis C. y Cornejo P. 1986. Hoja Pisco Elqui, IV Region de Coquimbo, Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile N° 68, 160 p. Riquelme R., Rojas, C., Aguilar, G., Flores P. 2011. Late Pleistocene-Early Holocene paraglacial and fluvial sedimlent history in the Turbio Valley, semiarid Chilean Andes. Quaternary Reasearch, 75, pp. 166-175. Sarricolea, P., Herrera, M., Meseguer, O. 2017. Climatic regionalisation of continental Chile. Journal of Maps. 13:2, pp. 66-73. Slaymaker O. 2009. Proglacial, periglacial or paraglacial? In: Knight J., Harrison S. (eds). Periglacial and Paraglacial Processes and Environments Special Publication 320. The Geological Society of London. pp. 71–84. UGP UC, Unidad de Gestión de Proyectos del Instituto de Geografía de la Pontificia Universidad Católica de Chile. 2010. Dinámica de glaciares rocosos, Dirección General de Aguas, Unidad de Glaciología y Nieves, Ministerio de Obras Públicas, Santiago.

GMPE-SG: Sesión General Geomorfología y Procesos Exógenos



Identificación preliminar de las unidades geológicas-geomorfológicas principales en el sector alto del río Colorado. (A) Sector del Llano de las Liebres, (B) sector de confluencia del estero El Empalme con el río Colorado, 1: Glaciar El Tapado, 2: Glaciar de roca Llano de las Liebres, 3: Paso Internacional Agua Negra.

GMPE-SG: Sesión General Geomorfología y Procesos Exógenos

Caracterización, origen y modelo evolutivo geomorfológico del Valle del alto Diguillín, Pinto, Región de Ñuble.

Matías Ignacio Barrera[1], Yoal Diaz[1].
(1) Universidad Andrés Bello

2 kms. hacía el suroeste del Subcomplejo Las Termas perteneciente al conjunto volcánico Complejo Nevados de Chillán, se encuentra el Valle del Alto Diguillín. Este presenta muy poca información geológica en la literatura siendo unos pocos trabajos de carácter hidrogeológico los únicos que hacen alusión exacta al valle, por lo que abre la posibilidad a realizar una caracterización geomorfológica. El valle morfoestructuralmente está ubicado en la Cordillera Principal correspondiente a una faja corrida y plegada de piel delgada con elevaciones que varían entre los 600 y 3.200 m s.n.m. El objetivo del estudio es realizar una caracterización geomorfológica analizando las formas de erosión y depósitos observados para luego reconocer los agentes y procesos geológicos que interactúan con el fin de establecer un modelo evolutivo geomorfológico y dar un origen al valle Resultados preliminares indican la existencia de 3 fuertes dominios geomorfológicos que caracterizan el valle: Dominio glaciar: con valles en U, circos, aristas y depósitos no estratificados. Dominio fluvial: desarrollo de abanicos aluviales, terrazas de erosión, glacis y meandros Dominio gravitacional: presencia de coluvios, deslizamientos, caída de bloques y canchales. El modelo evolutivo del valle indica que la componente estructural fue la que dio origen al valle proporcionando una dirección preferencial NW-SE y produciendo una mayor elevación. La elevación producida por la componente estructural dio paso a procesos glaciares a finales del Pleistoceno en el denominado máximo glaciar, las evidencias que dan cuenta de este posterior modelado son las formas erosivas como el valle principal y transversales en forma de U, rocas aborregadas, circos, aristas, así como depósitos de morrenas subglaciares, supraglaciares y laterales. El retroceso glaciar propicio una marcada evolución en los procesos glacio-fluvial que posteriormente pasaron a fluviales, donde las morrenas laterales fueron desplazadas por encima de los depósitos subglaciares por abanicos aluviales y que en la actualidad se ven como grandes terrazas de erosión de 2 a 15 m. gracias a la incisión de los cursos fluviales actuales. Finalmente, las fuertes pendientes en las zonas más altas desarrollaron procesos gravitacionales de remociones en masa influenciados por procesos periglaciares de hielo y deshielo y sismos, estos se ven reflejados por caída de bloques, coluvios, canchales y deslizamientos.

GMPE-SG: Sesión General Geomorfología y Procesos Exógenos

Evidencias geomorfológicas de posible actividad neotectónica en la zona de valle rio Blanco, Provincia de Los Andes, Región de Valparaíso

Nicolas Elias Campillay[1], Scott Reynhout[1].
(1) Geologia , FCFM, Universidad de Chile

El estudio de peligros geológicos por actividad sísmica es de interés científico debido al alto impacto que estos tienen sobre la población, tanto en obras civiles como industriales. Se ha propuesto que hay una relación directa entre fallas y los deslizamientos de roca entre los 32° y los 34° sur de la cordillera de los Andes (Antinao y Gosse (2008)). En el del Cajón del Maipo (Región Metropolitana), se ha documentado evidencia de deformación cuaternaria en la cordillera principal (Lavenu y Cembrano (2008)) pero no se tiene evidencias de estructuras asociadas, ni evidencia de la extensión de esa deformación activa más hacia el norte. El valle de Rio Blanco (Provincia de Los Andes, Región de Valparaíso) es cruzado por un sistema de falla observado por Piquer (2015) que las denomino sistema de falla Flores. Evaluamos la posible actividad neotectónica a lo largo de este sistema de falla, por medio teledetección de imágenes satelitales bajo el análisis de marcadores geomorfológicos y análisis de las redes de drenaje. Se ha encontrado posibles evidencias geomorfológicas que sugieren que hay actividad neotectónica en el sector del valle de rio Blanco. Estas evidencias, sumado con la presencia de deslizamientos (Abele (1984) a lo largo del rumbo de la zona de falla, hacen pensar un posible enlace entre la actividad neotectónica superficial y los deslizamientos (Antinao y Gosse (2008)) y, por lo tanto, en un peligro geológico para la población y la infraestructura de la zona. Referencias: Abele, G. (1984). Derrumbes de montaña y morrenas en los Andes chilenos. *Revista de Geografía Norte Grande*, 11, 17-30. Antinao, J.L., y Gosse, J. (2008). Large rockslides in the Southern Central Andes of Chile Tectonic control and significance for Quaternary landscape evolution. *Geomorphology, 104* (3–4), p. 117-133. Lavenu, A., y Cembrano, J. (2008). Deformación compresiva cuaternaria en la Cordillera Principal de Chile central (Cajón del Maipo, este de Santiago). *Revista Geológica de Chile, 35* (2), p. 233-252. Piquer, J.M. (2015). Structural Geology of the Andes of Central Chile: Controls on Magmatism and the Emplacement of Giant Ore Deposits [tesis de Doctorado]. Universidad de Tasmania, Australia, 200 pp.

GMPE-SG: Sesión General Geomorfología y Procesos Exógenos

Dispersion rates of gravel over millennial timescales in the Aroma river (Atacama) from ^{10}Be concentrations in different pebbles.

Sebastien Carretier[1], Vincent Regard[2], Laetitia Leanni[3], Marcelo Farias[4].
(1) GET , IRD , Toulouse, France
(2) GET, Université Paul Sabatier / Université de Toulouse, Toulouse, Francia
(3) CEREGE, IRD, Aix en Provence, France
(4) Departamento de Geología, FCFM, Universidad de Chile, Santiago, Chile

The dispersion of river gravel over millennia controls the downstream propagation of large sediment supplies triggered by storms or earthquakes towards populated areas, the evolution of the habitats of freshwater species, the downcutting rate of mountainous rivers, and the grain-size signature of climate and tectonic variations in stratigraphic records. Yet the long-term gravel transport rate is poorly known. Tagged pebbles have been traced in natural rivers over periods up to several years, however their transport law cannot be easily extrapolated over centuries and millennia because of the unknown effect of rare and large floods. To date, there is no available data on the gravel dispersion rate over such long periods, which limits our ability to decipher or justify long term alluvial river or continental stratigraphic basin models from a sediment grain point of view. Here, we use ^{10}Be concentrations accumulated in distinct pebbles during their transport from a localized source in the Aroma canyon in Chile to document the long-term rate of gravel dispersion. We show that the long-term millennial mean gravel velocity (river length/transport time) is inversely but non-linearly dependent on gravel size, which is consistent with short-term tracer gravel studies. This size-velocity relationship supports long-term stratigraphic grain-size models based on selective deposition. Furthermore, for a given grain size, the mean pebble velocity is quite variable and is distributed as a power law, a result of temporary storage in lateral river deposits. This generally applicable river process challenges long-term sediment transport models based on advection-diffusion equations but supports fractional dispersion models, with different expected responses to global climate and uplift variations.

GMPE-SG: Sesión General Geomorfología y Procesos Exógenos

Cenozoic landscape evolution of the hyperarid core of the Atacama Desert

Tibor J. Dunai[1], SFB 1211 Scientific Team[1].
(1) University of Cologne, Germany, SFB 1211 Earth Evolution at the dry limit, http://sfb1211.uni-koeln.de/, Institute for Geology and Mineralogy

The Atacama Desert of northern Chile is one of the driest places on Earth, with an extreme hyperarid core (Coastal Cordillera & Central Depression between 19º and 22ºS), receiving less than 2 mm/yr modern precipitation. Subtropical atmospheric subsidence and the temperature inversion due to coastal upwelling of cold waters of the Peru-Chile Current have led to hyperarid conditions. The Andes Mountains to the east cast a rain shadow over the Atacama Desert as moisture originating from the Atlantic becomes orographically elevated, causing precipitation on the eastern Andean flank and a relative absence westwards. While the main factors controlling hyperaridity in the Atacama Desert are established, most of these were operational/present throughout the Neogene, the onset and permanence of hyperaridity remain a matter of debate.

The long-term aridity of the hyperarid core of the Atacama created a unique landscape that on a large scale is dominantly modified by tectonic forces. Traces of fluvial and aeolian modifications are more subtle; in many areas they are virtually absent. The subtle changes in the colluvium, the incision and deposition can be used to determine the rate of modification and/or their timing. Useful tools to decipher these records are cosmogenic & radiogenic nuclides and luminescence dating. From the data of past and ongoing studies it emerges that the present hyperarid core of the Atacama has been predominantly (hyper-) arid since the Early Miocene, possibly since the Oligocene. This background (hyper-) aridity, however, was interrupted by wetter phases (probably still 'arid' in a climatological sense) causing limited surface modifications. In the hyperarid core these traces of fluvial activity may be preserved for millions of years.

The apparent contradiction between these findings and other, much younger, estimates for the onset/duration of (hyper-) aridity can be reconciled by taking the regional distribution of the studies in to consideration. South of the hyperarid core winter-rainfall, with a Pacific moisture source, dominates. This area has experienced a dynamic geomorphological response to Quaternary climate change. Offshore records indicate that position of the Winter-rain-dominated region may have shifted up to 2 degrees northwards during stadials in the Quaternary. Ephermal and perennial rivers with headwaters in the Pre-Cordillera or Altiplano, and areas above 2000 m, also respond readily to Quaternary climate. Evidence for a recent (Pliocene) onset of aridity is mostly sourced from areas south of and/or at higher elevations than the hyperarid core delineated above.

GMPE-SG: Sesión General Geomorfología y Procesos Exógenos

Control tectónico y climático del alzamiento de los Andes de Chile central (29°-35°S) durante el Cenozoico tardío: una aproximación a partir de geomorfología tectónica

José Estay[1], Luisa Pinto[1].
(1) Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile

La topografía en orógenos activos resulta del alzamiento tectónico y la eficiencia de los procesos erosivos que son controlados principalmente por el clima y la litología. Al respecto, la evolución neógeno-cuaternaria de los Andes de Chile central (ACc) está marcada por el establecimiento de un fuerte gradiente climático y la transición entre subducción plana a normal a los ~33ºS. Estos cambios coinciden espacialmente con variaciones topográficas mayores al sur y norte de esta latitud: al sur las cordilleras de la Costa (CC) y Principal (CP) están bien definidas producto de la división que crea la Depresión Central (DC); mientras que al norte, la ausencia de DC provoca que la CC y CP se contacten a través de un paisaje montañoso continuo donde diferenciarlas es problemático.

Apoyado en los avances empíricos y teóricos en geomorfología tectónica en paisajes erosionales, y para explorar los roles del clima, litología y tectónica en la topografía, se analizaron las métricas de empinamiento de canal (k_{sn}), elevación, pendiente y relieve local. Los resultados indican la existencia de una conspicua transición fisiográfica que biseca longitudinalmente los ACc. Se observa que los patrones de alzamiento de roca predichos del análisis de k_{sn} son consistentes con edades termocronológicas de baja temperatura publicadas a ambos lados de la discontinuidad: mesozoicas al oeste y miocenas o más jóvenes al este. Su orientación ortogonal al gradiente climático, así como la gran variedad de tipos de roca que atraviesa, sugieren que este límite corresponde a un artefacto tectónico. Estas evidencias combinadas con el conocimiento geológico actual requieren del movimiento, al menos desde el Mioceno temprano, de un sistema de fallas (F) inversas vergentes al oeste que atraviese los ACc separando la CC de la CP. Por su ubicación, este sistema de fallas incluiría a las fallas Vicuña, Llimpo, Pocuro, Infiernillo y San Ramón, además de otras no estudiadas dentro y fuera del área analizada.

El análisis topográfico de la CP sugiere que entre los 32,5º-34,5ºS hay más alzamiento de roca y superficie que al norte. Estos resultados son concordantes con los reportes de exhumación plio-cuaternaria de los megapórfidos Río Blanco y El Teniente, la rápida incisión de los ríos, las altas tasas de erosión decadal y milenaria, y la tectónica activa en F y bajo la CP. Se especula que estas evidencias geológicas son el resultado del acoplamiento entre clima y tectónica.

GMPE-SG: Sesión General Geomorfología y Procesos Exógenos

Depósitos glaciares de la alta cordillera de Iquique - Región de Tarapacá, Chile

Moyra Cristina Gardeweg[1], Luis Delcorto[1,2], Daniel Selles[1,3].
(1) AURUM Consultores - Servicios Geológicos y Mineros Ltda. Del Inca 4446 of. 702, Las Condes, Santiago, Chile. email: mgardeweg@aurum.cl
(2) Actualmente en Subsecretaria de Desarrollo Regional y Administrativo SUBDERE
(3) Actualmente en Teck Resources Ltd.

Introducción

Durante el mapeo de las Cartas Collacagua-Rinconada (Gardeweg y Sellés, 2013) y Pampa Lirima-Cancosa (Sellés *et al.*, 2015), elaboradas por AURUM Consultores para SERNAGEOMIN y financiadas por el Plan Nacional de Geología, se identificaron un importante número de depósitos glaciares asociados a los cordones montañosos. En la presente contribución se resumen las características de estos depósitos y discute su distribución y control geomorfológico. El área de estudio se ubica en el norte de Chile, en la Alta Cordillera de la Región de Tarapacá, entre los 19°30'S-21°30'S y los 69°00'O y el límite con Bolivia por el este (Figura 1).

Descripción y relaciones estratigráficas

Los depósitos glaciares o till corresponden a depósitos clásticos pobre a débilmente consolidados, macizos, formados por gravas de muy mala selección granulométrica, comúnmente matriz soportadas, con abundante matriz de arena y arcilla y sin estratificación interna. Estos depósitos contienen fragmentos predominantemente volcánicos que llegan a superar los dos metros de diámetro, con ocasionales caras faceteadas y/o estriados. En la carta Pampa Lirima-Cancosa son abundantes, cubriendo un área total de 110 km^2 (4,5% de la carta), en tanto en la Carta Collacagua–Rinconada son reducidos, cubriendo una superficie de sólo 14 km^2 (0,8% de la carta) Se encuentran a los pies y en valles de algunas las mayores alturas de la zona, con sus cotas más bajas extendiéndose hasta 4.200 m. Conforman morrenas frontales y laterales de superficie amorrillada, con cordones o arcos morrénicos que evidencian distintos estados de retroceso, disectados por cauces aluviales recientes. Los distintos grados de preservación y extensión de estos depósitos permiten identificar, al menos, dos etapas de depositación. Los depósitos más recientes están mejor preservados, en general son de menor extensión, están restringidos a quebradas y muestran notables y bien preservados arcos morrénicos y marcadas morrenas laterales. Sobreyacen a depósitos más erosionados no siempre reconocibles. Los depósitos glaciares sobreyacen a gran parte de las unidades volcánicas, incluyendo las del Pleistoceno Medio, en tanto subyacen a depósitos no consolidados del Pleistoceno-Holoceno y Holoceno, incluyendo los glaciares de roca en la zona norte (Gardeweg y Delcorto, 2015), geoforma notoriamente ausente en el sector sur (Figura 1). Muy localmente se ha observado morrenas de fondo truncando depósitos piroclásticos de caída de la Ignimbrita Collacagua del Pleistoceno Medio (280 ±14 ka, ^{40}Ar/^{39}Ar en biotita; Gardeweg y Sellés, 2013).

Distribución y morfología

En Lirima-Cancosa la mayor parte de las morrenas se ubican en los flancos de cordones volcánicos mayores, de direcciones EW, NS y NNO, desde cuyas cumbres se derivaron glaciares de pie de monte. Aunque en gran parte de los Andes del norte de Chile los macizos o cordones volcánicos ha sido la ubicación preferente de los casquetes glaciares aquí se reconocen de forma subordinada morrenas en el flanco de volcanes aislados de menor tamaño. El mayor número de morrenas y de mayor superficie, se ubica en los flancos del cordón volcánico EW cerros de Quimsachata, Aroma y cordillera de Sillajhuay, donde también se reconoce el mayor número de glaciares de roca. Adicionalmente estos depósitos se ubican en el flanco oriental del cordón NS Altos de Chuncara, donde morrenas coalescente, depositadas hacia el este, se disponen alineadas NS y NW. Separadamente de las anteriores se observa un reducido grupo de pequeñas morrenas en los flancos E y O del cordón de los cerros Saitoco-Cosiri-Paucallani, prolongación N de los Altos de Pica (Figura 1). Entre las morrenas asociadas a centros volcánicos aislados destacan el anillo continuo que rodea el domo de Cariquima y las morrenas en el entorno del volcán Paza, entre otras (Figura 1). De los más de 70 depósitos glaciares identificados, 40-45% están asociados al cordón Sillajhuay–Quimsachata y sólo 20% a edificios volcánicos aislados. La extensión longitudinal de las morrenas es muy variable, entre 850 y 5.000 m, pero con 75% entre 1.000 y 3.000 m de longitud. Así mismo las alturas máximas y mínimas de las morrenas también muestran un amplio rango, entre 4.250 y 5.260 m s.n.m, con el 50% entre 4.600 y 4.800 m y otro 30% entre 4.800 y 5.200 m. Las cotas hasta donde se extienden las morrenas, varían entre 4.130 m y 4.900 m, con más de un 80% entre los 4.200 y 4.600 m y otro 17% entre los 4.600 y 4.800 m. La mayor parte de las morenas en la zona norte está asociada a circos glaciares bien preservados. El análisis de los caracteres morfométricos de 40 circos indica que su elevación máxima es coincidente con la elevación máxima de la montaña en que están emplazados, entre

5.760 y 4620 m s.n.m., con un 58% de ellos entre 4.600 y 5.000 m y el restante 42% sobre los 5.000 m. Los pisos o umbrales de los respectivos circos varían entre 5.220 y 4.510 m s.n.m, con más del 75% entre 4.600 y 5.000 m. Al igual que las morrenas, los circos más altos se registran en la Cordillera de Sillajhuay y los cerros de Quimsachata y los más bajos en Cordón Andrés Jiguata, cerro Lupe Grande y Cordón Saitoco-Cosiri-Paucallani. En la zona de Collacagua-Rinconada se reconoce un número reducido de morrenas (8-10), restringidas a los dos tercios norte de la carta, distribuidas en dos franjas: al oeste el cordón Columtucsa, parte de los Altos de Pica y por el este la Cordillera Principal (Figura 1). A los pies del alto topográfico Columtucsa, la zona de cambio de pendiente está cubierta por un manto extendido y continuo de morrenas de superficie ondulosa, de poco espesor y entre 700 y 1.700 m de longitud, con diversos cordones. La morfología glacial asociada corresponde a escarpes alargados y pequeños circos pobremente preservados, ubicados entre los 4.800 y 4.830 m s.n.m. en el flanco oriental del macizo, pero no distinguibles en el flanco norte. Los pisos de los respectivos circos y escarpes glaciares varían entre los 4.760 m en el flanco oriental y los 4.800 m en el flanco norte, en tanto las cotas hasta donde se extienden las morrenas van desde los 4.630 m en el flanco oriental hasta los 4.800 m en el flanco norte. Aproximadamente 15-20 km hacia el este, en los aparatos volcánicos miocenos y pliocenos que constituyen la Cordillera Principal los depósitos glaciares están restringidos a valles y rinconadas cortados por cauces aluviales activos. En este sector, la morfología glacial está constituida por pequeños circos medianamente preservados ubicados entre los 4.650 y 4.870 m s.n.m., en general más bajos que en el alto de Columtucsa. Igualmente los pisos de los respectivos circos glaciares varían entre los 4.450 y 4.650 m s.n.m., en tanto las cotas más bajas de las morrenas varían entre 4.250 y 4.650 m s.n.m., 200 a 400 m por debajo de lo observado en el alto de Columtucsa.

Edad y correlaciones

La relación estratigráfica de las morrenas sobre las unidades volcánicas del Pleistoceno Medio permite acotar la edad máxima de la actividad glaciar como posterior al Pleistoceno Medio alto (A escala regional en los Andes Centrales, entre los 18 y 24°S, se han encontrado evidencias de varias etapas de glaciación (3-5) cuya ocurrencia varía regionalmente en función de factores climáticos y altura (Ward *et al.,* 2015). Por otra parte, hay escaso control de la edad absoluta de estas etapas, en particular en el Altiplano chileno, con excepción del reciente estudio de Ward *et al*. (2015) en la pampa Chajnantor, ubicada a 260 km al SSE del área de estudio. La mayor parte de los antecedentes cronológicos, principalmente cosmogénicos, se han obtenido en Bolivia y Perú y, en menor proporción, en Argentina (Ward *et al.,* 2015 y referencias allí citadas). Basados en la compilación y reajuste de los escasos datos cosmogénicos disponibles, Ward *et al.* (2015) indican que las etapas más recientes se registraron durante el Glacial Tardío (~14-12 ka) y en el Período húmedo de Tauca (~17,5-15 ka) y, una etapa más extendida durante el Último Máximo Glacial (*LGM*, 25-40 ka, más probablemente alrededor de 30 ka). Las etapas más antiguas están menos acotadas, aunque los registros disponibles indican que las glaciaciones se habrían iniciado hace 70-100 ka, coincidente con los antecedentes estratigráficos disponibles. En el área de Chajnantor Ward *et al*. (2015) concluyen que la glaciación más reciente finalizó durante, o incluso antes, del Último Máximo Glacial temprano (*LGM*) y que a nivel regional se registran agrupamientos de edades de exposición entre los 40 y 70 ka, entre 25 y 40 ka y entre 15 y 20 ka, además de una notoria agrupación entre 10 y 15 ka, pero solo al norte de los 20°S o en el borde oriental del Altiplano. Por otra parte, al suroeste del Salar de Uyuni, ubicado al este del área de estudio, los registros no indican glaciaciones asociadas al Glacial Tardío, tampoco presentes en Chajnantor. Lo anterior sugiere que las morrenas más recientes y mejor preservadas en el área de Lirima-Cancosa y Collacagua-Rinconada podrían estar relacionadas tanto al Último Máximo Glacial temprano o al período húmedo de Tauca. Por otra parte, Ammann *et al.,* (2001) asocian los depósito bien preservados en el Altiplano chileno a la denominada "Etapa Morrena Norte II" ocurrida hace *ca.* 12-13 ka. En resumen, una asignación de edad más precisa para los depósitos glaciares del área requiere de estudios específicos y geocronología de alta resolución.

Conclusiones

La ocurrencia de depósitos glaciares en la Cordillera de la Región de Tarapacá, entre los 19°30"S y los 20°30"S evidencia la existencia, durante el Pleistoceno Superior, de casquetes de hielo y glaciares de pie de monte en dos franjas paralelas: en los Altos de Pica y en la Cordillera Principal. En los Altos de Pica las morrenas se extienden hasta una cota basal (4.500-4.600m) al menos 300 m más alta que en la cordillera Principal. (predominantemente 4.200m). El menor número y dimensión de los glaciares en la Cordillera Principal en el sector sur estudiado estaría asociado tanto a la edad como a la altura de los macizos volcánicos. En la zona de Collacagua-Rinconada los macizos son del Mioceno y Plioceno y menor altura, en tanto hacia el norte los que concentran morrenas son del Pleistoceno. Los cordones o arcos morrénicos evidencian distintos estados de retroceso y los diferentes grados de erosión reflejan al menos 2 etapas glaciares importantes, la más reciente de menor alcance. La precisión de su edad requiere de metodologías tales como ^{14}C o cosmogénicos de difícil aplicación, el primero por la escasez de material carbonoso en esta desértica y alta zona y el segundo por la alta variabilidad y compleja interpretación de sus resultados.



GMPE-SG: Sesión General Geomorfología y Procesos Exógenos

Referencias

Ammann, C.; Jenny, B.; Kammer, K.; Messerli, B. 2001. Late Quaternary glacier response to humidity changes in the arid Andes of Chile (18-29°S). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 172: 313-326. Bertín, D.; Amigo, A. En prensa. Geología del Volcán San Pedro, Región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, 1 mapa escala 1:50.000. Santiago. Gardeweg, M.; Sellés, D. 2013. Geología del área Collacagua-Rinconada, Región de Tarapacá. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 148: 82 p., 1 mapa escala 1:100.000. Santiago. Gardeweg M. y Delcorto L., 2015. *Glaciares de roca en la Alta Cordillera de Iquique –Región de Tarapacá, Chile*. In: XIV Congreso Geológico Chileno, actas, La Serena, Chile. Sellés, D., Gardeweg, M. y Garibaldi, N., 2015. *Geología del área Pampa Lirima-Cancosa, Región de Tarapacá.* Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN), Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica No. 182, texto xxx. p., 1 mapa(s) escala 1:100.000, Santiago, Chile. Ward, D.J.; Cesta, J.M.; Galewsky, J.; Sagredo, E. 2015. Late Pleistocene glaciations of the arid subtropical Andes and new results from the Chajnantor Plateau, northern Chile. Quaternary Science Reviews 128: 98-116.

GMPE-SG: Sesión General Geomorfología y Procesos Exógenos

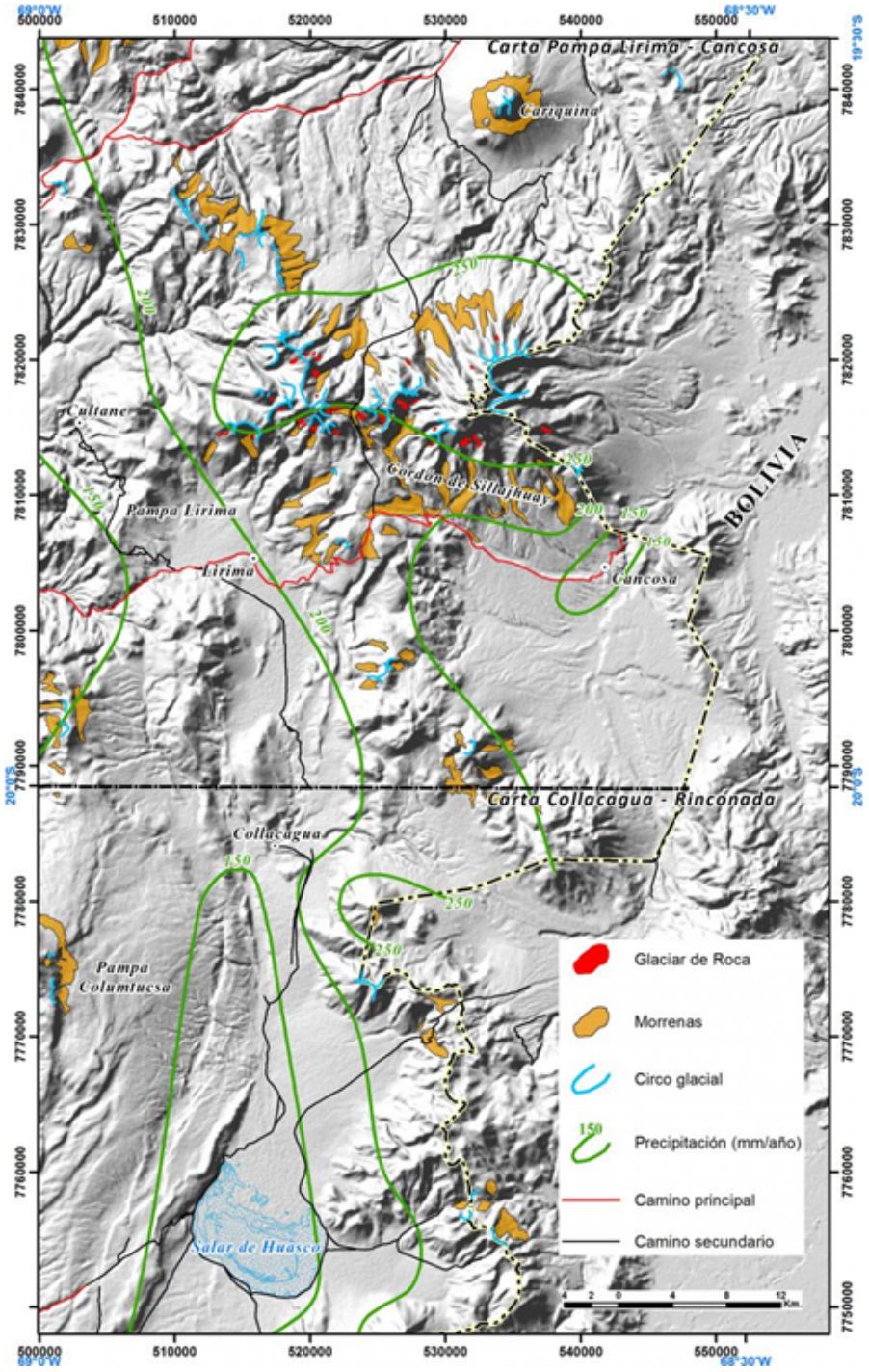


Figura1.Distribución de depósitos glaciares en la Alta Cordillera de Iquique, entre los 19°30' y 20°20". Se muestra su relación con la distribución de glaciares de roca y las curvas de precipitación del MOP (1988).

GMPE-SG: Sesión General Geomorfología y Procesos Exógenos

Geomorfología del valle del Indio, Región del Maule: Interacción entre procesos volcánicos y glaciares

Paulina Henry[1], Joaquín Cortés[1], Pablo Salas[1], María Mardones[2].
(1) Departamento Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias Químicas, Universidad de Concepción
(2) Universidad de Concepción

El Valle del Indio (VDI) constituye un importante elemento geomorfológico en la Zona Volcánica Sur Transicional de la Cordillera de los Andes de la Región del Maule (35°30'S). Este valle drena la vertiente W del Volcán Manatial Pelado (VMP), estratovolcán de edad pleistocena, inserto en el complejo volcánico Quizapu-Cerro Azul-Descabezado Grande. El VMP alcanza los 3.046 m s.n.m. y sus productos eruptivos (de composición andesítico-basáltico y textura porfídica) están distribuidos de manera importante a lo largo del VDI. La actual morfología, tanto del edificio volcánico señalado como su entorno, sugiere el desarrollo de importantes procesos de destrucción de la arquitectura volcánica original. Evidencia de esto es la exhumación de varios diques de dirección NNW a N-S que afloran en las partes altas del edificio volcánico relicto. En la falda W, los productos del VMP están fuertemente erodados y cubiertos por depósitos de morrenas, cuya elongación coincide con la dirección casi W-E del VDI. Adicionalmente, el VDI conecta con circos glaciares, se observan abundantes superficies rocosas con estrías glaciales (~N60°E a ~N78°E) y afloramientos discontinuos de los productos eruptivos del VMP, los cuales alcanzan distancias hasta a 10 km de la fuente. En zonas distales hacia el W del edificio volcánico (hasta 20 km) se reconocen potentes depósitos caóticos de composición polimíctica, matriz soportados con clastos angulosos de distintos grados de alteración desde 50 a 15 cm de diámetro en promedio, pero llegando a tener bloques de hasta 6 m de altura. A partir de observaciones en terreno, cartografía detallada y análisis de modelos de elevación digital (DEMs) e imágenes satelitales, se propondrá una cronología relativa para la evolución geomorfológica del área de estudio durante el Pleistoceno tardío-Holoceno, que incluiría al menos dos etapas volcánicas y dos glaciares. La ocurrencia de centros eruptivos menores en torno a VMP, como el Complejo Volcánico Yegüitas (3,6 km al SW) y el Volcán Cerro Sombrero (2,1 km al NW), y los efectos de la erosión glacial sobre los depósitos volcánicos permitirán contrastar las relaciones temporales y la distribución composicional de las diferentes unidades estudiadas. Finalmente, los depósitos en las zonas distales podrían corresponder a eventos de avalancha, a partir de los cuales se inferiría un episodio mayor de destrucción del edificio volcánico.

GMPE-SG: Sesión General Geomorfología y Procesos Exógenos

Análisis de efectos climáticos y reológicos en la deformación cortical en Chile

Camila Jiménez[1], Andrés Tassara[2].
(1) Departamento de Geofísica, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Concepción, Concepción, Chile
(2) Departamento de Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias Químicas, Universidad de Concepción, Concepción, Chile

La corteza de la Tierra está en constante deformación elástica en respuesta a cambios en la carga de masa atmosférica e hidrológica sobre ella. Para estos casos suele existir un componente de movimiento periódico que se atribuye a patrones de carga globales y regionales. A partir de series de tiempo de GPS, datos de precipitación y del nivel freático de acuíferos ha sido posible determinar la influencia de estas variaciones en la carga hídrica con las fluctuaciones periódicas verticales de la corteza. Este estudio abarca una extensa superficie del centro sur de Chile, considerando estaciones entre Zapallar y Coyhaique. Para efectos de este trabajo, la componente estacional de los datos fue modelada utilizando el modelo de trayectoria de Bevis & Brown (2014). Un análisis de correlación de amplitudes permite identificar las zonas donde las variaciones de carga muestran una respuesta significativa sobre el desplazamiento vertical. En el caso de la precipitación una correlación inversa perfecta (-1) mostraría una respuesta cortical puramente elástica, mientras que los resultados cercanos a 1 indicarían que otros factores son más significativos. El 64% de las estaciones mostraron valores entre -0,6 y -0,9 lo cual indica una relación asociada a desfase, es decir, que considera un período de carga. Para el nivel freático de los acuíferos el 30% mostró correlaciones directas. Cabe notar que estos resultados corresponden fuertemente a la reología de los sectores estudiados, dado que en zonas de mayor espesor elástico la respuesta de la corteza es menor y los terrenos de alta pendiente no se ven afectados por cambios asociados al ciclo hidrológico.

GMPE-SG: Sesión General Geomorfología y Procesos Exógenos

Caracterización geológica del sistema estuarial de Lo Valdivia y Boyeruca (34°40´- 34°43´ S): Evidencias de la tectónica y sus consecuencias geomorfológicas.

Piera Martínez León[1], Jazmin Torres Chavarría[1], Paula Silva Cruces[1].
(1) Escuela de Geología, Facultad de Ingeniería, Universidad Santo Tomás, Santiago, Chile

En la VI Región, comuna de Paredones se encuentra Lo Valdivia, una zona que basa su economía en el comercio de sal de mar y la ganadería. Este sector junto con Boyeruca, tienen en común un estuario que alimenta las salinas, que no ha sido particularmente estudiado y presenta cambios morfológicos. Se cree que estos cambios están relacionados a la tectónica del margen de subducción, provocando una variabilidad en el caudal de agua de mar que entra, lo que causa pérdidas del recurso mineral. Es por esto, que la investigación se verá enfocada en evidenciar los cambios geomorfológicos y en el estudio de la tectónica. Esto mediante la confección un mapa geológico que identifique peligros estructurales que afectan a la geomorfología, la localidad y la producción de sal.

Para conseguirlo, se realizó un trabajo de recopilación bibliográfica, análisis de imágenes satelitales, creación y comparación de columnas estratigráficas y perfiles que reflejan el cambio morfológico. A través de las imágenes satelitales, se lograron evidenciar zonas que presentan cambios en el nivel del agua; estas son en la entrada del estuario y en la zona apodada "el ojo". También se encontró subsidencia en la entrada estuarial y evidencia de una falla normal de rumbo NW-SE con manteo al SW y una trayectoria paralela al estuario, que corta la entrada del estuario y a los estratos de la Fm. Navidad.

Finalmente, a pesar de encontrar evidencia de una falla normal a la entrada del estuario y subsidencia producida por la misma, no se pudo distinguir los efectos de la variable climática, ni explicar con exactitud (a la fecha de enviado el resumen) la relación de esta falla con las variaciones del agua dentro del estuario. Dejamos propuesto para una siguiente investigación el comportamiento del estuario en base al clima y la falla.

En conclusión, se logró reflejar el peligro estructural identificando una falla normal en la entrada del estuario junto con la elaboración de un mapa geológico que la evidencie a escala correspondiente. Esperamos que, con esta investigación, los datos obtenidos y el mapa geológico creado, los propietarios principales de las salinas de Lo Valdivia logren evidenciar de manera empírica el potencial geológico de la zona y que la investigación realizada sirva para ser presentada frente las autoridades pertinentes y para que se tomen las medidas de mitigación necesarias para enfrentar futuros eventos que perjudiquen la integridad de la localidad.

GMPE-SG: Sesión General Geomorfología y Procesos Exógenos

Discontinuidades estratigráficas en los depósitos Cenozoicos del Desierto de Atacama: significado paleoclimático y temporal

Sebastián Muñoz[1], Muñoz Riquelme[1], Tibor Dunai[2].
(1) Ciencias Geológicas, Ingenieria y Ciencias Geológicas, Universidad Católica del Norte
(2) Institute of Geology & Mineralogy, University of Cologne, Cologne, Germany

El Desierto de Atacama tiene tasas de erosión y precipitación extremadamente bajas, donde se preservan superficies y depósitos sedimentarios que registran el establecimiento de las condiciones de hiperaridez en el Mioceno medio. Hipotetizamos que la sedimentación desde el Mioceno en el Desierto de Atacama ha sido controlada por episodios de lluvias torrenciales y efímeras cuya frecuencia disminuye cuando la aridez se intensifica. Periodos prolongados de hiperaridez favorecen el desarrollo de superficies estables que quedan fosilizadas como hiatos estratigráficos una vez que la sedimentación se reanuda. Estos hiatos reflejan periodos de tiempo relativamente largos. Periodos de menor aridez se caracterizan por una mayor acumulación de depósitos torrenciales discretos separados por discontinuidades que corresponden a tiempos relativamente cortos. El problema de investigación surge de las siguientes preguntas: ¿Pueden evidenciarse a lo largo del registro sedimentario los cambios en la frecuencia de sedimentación de depósitos torrenciales? ¿El establecimiento de condiciones hiperáridas se refleja en una disminución de la frecuencia de estos depósitos? Para responder estas preguntas consideramos los depósitos de Gravas de Atacama en el cañón del Río Salado, región del Salvador. Estos depósitos rellenan un paleovalle que en los interfluvios expone dos superficies de pedimentación a diferentes altitudes, una encajada en la otra. Los depósitos comprenden tres secuencias limitadas por discontinuidades que pueden representar hiatos. En la base de la secuencia más joven se encuentra una ceniza de ca. 15 Ma, mientras que en el techo se encuentra otra de ca. 10 Ma. Las secuencias son grano y estrato-decrecientes y están en relación de onlap entre ellas, indicando una retrogradación del sistema. Las facies sedimentarias varían de fluviales canalizadas con calcretas freáticas en la base, a aluviales con sheetflows y debris-flows en la parte superior y la presencia de un gypsisol hacia el techo, reflejando una aridificación del ambiente. Mediante el uso de perfiles de profundidad con 21Ne cosmogénico se pretende determinar el de tiempo comprendido por las discontinuidades, así como su significado en cuanto a erosión. Esperamos determinar en cuanto tiempo se deposita el relleno del paleovalle, y el posible significado paleoclimático de las discontinuidades, teniendo en cuenta que la formación y enterramiento de estas revelan cambios de primer orden en la cuenca.

GMPE-SG: Sesión General Geomorfología y Procesos Exógenos

Aplicación de estaciones virtuales para la medición de niveles de lagos a partir de la altimetría satelital

Héctor Navarrete[1], Elizabet Lizama[1], Ivo Fustos[2].
(1) Departamento de Obras Civiles y Geología, Facultad de Ingeniería, Universidad Católica de Temuco, Temuco, Chile
(2) Departamento de Ingeniería de Obras Civiles, Facultad de Ingeniería y Ciencias, Universidad de La Frontera, Temuco, Chile

La disponibilidad de recursos hídricos es un problema que atraviesa distintas escalas espaciales, variando desde la escala planetaria hasta el plano local. Esto ha motivado el monitoreo de los recursos hídricos en geociencias, para poder ofrecer una adecuada base en la toma de decisiones en este recurso estratégico. En Chile, el organismo encargado de monitorear a través de estaciones in situ los recursos hídricos, es la Dirección General de Aguas (DGA). Si bien es cierto que la DGA ha invertido grandes recursos en el monitoreo de ríos y lagos, estos esfuerzos se ven limitados espacial y temporalmente por diversos factores. En consecuencia, la información hídrica disponible, no permite comprender la dinámica y evolución que experimentan los cuerpos de agua distribuidos en territorio nacional. En dicho contexto, la altimetría satelital ofrece una opción para densificar la información hídrica disponible de manera abierta. A pesar de que esta técnica fue inicialmente creada con el objetivo de comprender la dinámica oceánica, en los últimos años ha mostrado notables resultados en hidrosistemas continentales, transformándose en una herramienta capaz de solventar la escasez de información hidrológica mediante la generación de estaciones virtuales. De esta forma, con el objetivo de apoyar la toma de decisiones sobre recursos hídricos, se presenta "Altimetry Chilean Lake Database" (ACLADA). Durante el presente trabajo, se generó una base de datos altimétricas de libre disposición, con series de tiempo altimétricas sobre nueve lagos situados en la zona sur de Chile (39°S-41°S). Se utilizaron datos multimisión de los satélites Envisat (RA-2), Jason-1, Jason-2 y Saral. Los resultados de estas series de tiempo permitirán estudiar variaciones de los niveles de agua para los nueve principales lagos de la zona sur. En promedio, en lagos no monitoreados in-situ se logró alcanzar 14,3 mediciones anuales, con una línea temporal continua, desde marzo de 2002 hasta la fecha.

Palabras claves: Recursos hídricos, altimetría satelital, datos hidrológicos, variación de niveles, estación virtual, Envisat, Jason-1, Jason-2, Saral.

GMPE-SG: Sesión General Geomorfología y Procesos Exógenos

Schist tors and etchplains of the Cordillera Pelada (40° S): Implications for preglacial landscapes of southern Chile

Joaquim Otero[1], Matías Le-Quesne[2].
(1) Instituto de Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias, Universidad Austral de Chile, Valdivia, Chile
(2) Departamento de Ciencias, Colegio San Luis de Alba, Valdivia, Chile

La Cordillera de la Costa del sur de Chile (37°S–42°S) se encuentra en el antearco de frente al cinturón de vientos del oeste, situación que se refleja en un clima oceánico; escasa deposición de ceniza volcánica y predominancia de esquisto micáceo y otras litologías metamórficas en el basamento. El trabajo aquí presente examina el regolito formado bajo estas condiciones. En un reconocimiento del segmento de la cordillera conocido como Cordillera Pelada (40°S) se verificó la existencia de mantos de meteorización de espesores que no exceden los cinco metros y que en zonas altas son usualmente de menos de un metro. El saprolito de los mantos está compuesto de esquisto que se desgrana en hojuelas, y que en partes está parcial o completamente argilizado dependiendo de la litología. También se llevó registro de tors: geoformas correspondientes a parcelas de roca que han perdurado a la meteorización. En la zona de estudio los tors sólo se han encontrado por sobre los 800 m s.n.m. Dicha cota constituye un nivel bajo el cual los procesos de erosión difusa que ocurrieron durante las glaciaciones cuaternarias, cuando no había vegetación arbórea, fueron menos efectivos. La presencia de mantos de meteorización y tors restringen geográficamente una posible glaciación de la Cordillera Pelada durante el Último Máximo Glacial a pequeños glaciares en nichos confinados. La investigación presente indica que las penillanuras de la Cordillera Pelada constituyen superficies grabadas (etchplains) parcialmente expuestas. Si bien las penillanuras y terrazas en la zona originaron antes del Cuaternario, a nivel del mar los mantos de meteorización actuales derivan de épocas recientes, pues ocurren en todas las unidades de relieve. Teniendo en cuenta la escasez o inexistencia de tors de litologías máficas, y que varias depresiones coinciden en extensión con cuerpos máficos, se infiere que existe un control litológico en el relieve a pequeña y mediana escala. Las relaciones mencionadas tienen relevancia para entender la distribución de saprolito en zonas bajas de la Cordillera de la Costa donde se encuentra usualmente cubierto por suelos rojos arcillosos de varios metros de espesor. La similitud litológica, topográfica y climática entre la Cordillera Pelada y el sur de Chiloé y algunos archipiélagos patagónicos, hace de este un buen análogo del paisaje que debió existir en dichas islas previo a la erosión glaciar.

GMPE-SG: Sesión General Geomorfología y Procesos Exógenos

Evolución geomorfológica y paleoclimática reciente de la planicie costera del Golfo de Arauco

María Catalina Ramírez[1], Jorge Quezada[2], Carolina Martínez[3], Francisca Maragaño[2].
(1) Rockmechanics, SRK Consulting, Santiago, Chile
(2) Departamento de Ciencias de la Tierra, Ciencias Químicas, Universidad de Concepción
(3) Instituto de Geografía, Pontificia Universidad Católica de Chile, Santiago, Chile

La evolución geomorfológica del litoral del Golfo de Arauco, desde el Holoceno medio al reciente, comienza con la transgresión máxima holocena o Transgresión Flandriense. Esta transgresión sobrepasa el nivel del mar actual en 4-5 m en promedio, generando una planicie litoral estrecha o inexistente flanqueada por acantilados marinos; además del desmembramiento de los ríos miocénicos en el sector costero, por los cuales avanza el mar por varios kilómetros hacia el continente, dejando pequeñas islas antepuestas al relieve costero. Las dataciones radiocarbónicas y la identificación de restos bioclásticos realizados en este estudio, permiten establecer una coincidencia entre la Transgresión Flandriense y el Óptimo Climático, periodo en el cual las condiciones ambientales permitieron el desarrollo de *Argopecten purpuratus. Posteriormente, esta* fauna fue reemplazada por la aparición de *Ostrea chilensis*, fauna representativa de la fase Hipsitermal, que se caracteriza por poseer condiciones frías y húmedas. Finalmente, este escenario climático, fue sucedido por el periodo Hipotermal que se mantiene desde el Holoceno superior a la actualidad. Posterior al periodo transgresivo, estimado en 7.200 ± 800 años, el nivel del mar se estabiliza y es entonces cuando el alzamiento tectónico supera el lento avance del nivel del mar. Las evidencias geomorfológicas de este proceso se traducen en el desarrollo de líneas de paleocostas en el nivel aterrazado holoceno, el cual se va ensanchando y permite el asentamiento de culturas prehistóricas costeras; además del desarrollo de morros, estuarios y embahiamientos generados al retroceder el mar. Esta investigación, financiada por el Proyecto FONDECYT Nº1151367, contribuye a esclarecer la influencia de los movimientos tectónicos holocenos en el Golfo de Arauco, los que se traducen en etapas de alzamiento/subsidencia diferencial desde la fosa al arco. A su vez, estos movimientos verticales son atribuidos a los sucesivos ciclos sísmicos que afectan a un margen continental de subducción, cuya expresión tiene por resultado la estructuración de extensas playas arenosas, que han sufrido sucesivas remodelaciones por efectos transgresivos y regresivos del mar, a lo que se suman las acciones litorales comunes y, en tiempos históricos, el producto de la erosión costera y los efectos de la antropización de la costa.

GMPE-SG: Sesión General Geomorfología y Procesos Exógenos

Sistema de depositación e influencia tectónica en la evolución paleogeográfica de las unidades sedimentarias Pliocenas-Cuaternarias del Estero Marga-Marga, Región de Valparaíso, Chile.

Héctor Ramos Klein[1,2,3], Sebastian Villar Vásquez[4].
(1) Departamento de Ingeniería, Facultad de Ingeniería, Pontificia Universidad Católica de Chile, Santiago, Chile
(2) Escuela de Ingeniería Química, Facultad de Ingeniería , Pontificia Universidad Católica de Valparaíso, Valparaíso , Chile
(3) Escuela de Geologia, Facultad de Ingeniería , Universidad Santo Tomas, Viña del Mar, Chile
(4) Departamento de Ciencias de la Tierra, Ciencias Quimicas, Universidad de Concepción, Concepción , Chile

Resumen Hacia el Este de la Cuidad de Viña del Mar se exponen aproximadamente 100 m de depósitos de edad Plio-Cuaternario asociadas a un ambiente fluvial y fluvio-aluvial que actualmente se encuentran colgados a más de 100 metros por sobre el cauce activo del Estero Marga-Marga. Los depósitos de gravas corresponden a facies de un sistema fluvial, que se distaliza hacia el Oeste, siguiendo una dirección de aporte en sentido SSE-NNW. La distribución y posición topográfica actual de las gravas puede explicarse como un fenómeno de captura hidrográfica posiblemente relacionado a un alzamiento experimentado por la región andina durante el Cuaternario Superior. La forma rectilínea que presenta el cauce actual del Estero Marga-Marga coincide con el lineamiento de la falla normal Marga-Marga la cual tiene rumbo NW-SE y vergencia hacia el Sur. La ausencia de depósitos en la rivera sur del sistema hídrico sugiere un cambio de nivel de base local posiblemente asociado a movimientos normales de la falla Marga-Marga que habrían producido la migración de la red de drenajes hacia el Sur. La forma actual de la red de drenajes y su evolución están íntimamente relacionadas al movimiento de la falla Marga-Marga, cuya actividad constituiría un riesgo geológico potencial para la población de la cuidad de Viña del Mar. Palabras Claves: Estero Marga-Marga, Estrato del Potrero Alto, Neotectónica, Riesgo Geológico. 1 Introducción El segmento andino de Chile Central entre 33°S-34°S representa una zona de transición tectónica entre un segmento de subducción plana al norte de 33°S y un segmento con subducción normal al sur de esta latitud. El antearco de esta región se caracteriza por tres unidades morfoestructurales, denominadas de Oeste a Este como: Cordillera de la Costa (CC), Depresión Central (DC) y Cordillera Principal (PC) (Farías et al., 2008). Al interior de la CC, en la rivera norte del Estero Marga-Marga se exponen aproximadamente 100 m de depósitos plio-cuaternarios de ambiente fluvial y fluvio-aluvial. Esta cuenca presenta evidencia de actividad tectónica reciente asociada a una falla con dirección NW-SE denominada en esté trabajo como falla Marga–Marga, cuya actividad podría tener un impacto en la evolución del sistema de drenajes de la cuenca actual del Estero Marga-Marga. Debido a que no existen estudios que relacionen la actividad de la falla Marga-Marga con la evolución de esta cuenca, presentamos nuevos antecedentes geomorfológicos que permiten establecer la interacción entre procesos tectónicos y fluviales. Además, se presentan nuevos antecedentes de los depósitos de gravas y sus respectivos ambientes de sedimentación (Fig. 1). 2 Metodología. Con el objetivo de entender la evolución del sistema fluvial realizamos el levantamiento de tres columnas estratigráficas sobre los depósitos ubicados en la rivera norte del estero utilizando el código de facies según Miall (1996). Luego utilizando un DEM 12,5 x 12,5 m construimos un mapa geomorfológico de la cuenca y un perfil topográfico perpendicular al sistema de drenajes para observar la posición de los depósitos gravas y así utilizarlos como marcadores morfoestratigráficos de la actividad tectónica del área. Las facies encontradas en los depósitos de gravas se describen según el siguiente orden de redacción: código de facies - descripción general del depósito – interpretación. *Gmm:* Grava matriz soportada masiva - estratos sin estructura interna - clastos subredondeados a redondeados (granules - boulders) - Debris flow plástico. *Gcm:* Grava clasto soportada masiva - estratos con escasa matriz de arena gruesa y mala selección - clastos redondeados a subredondeados (granules - boulders) - Debris flow pseudoplástico (carga de fondo, flujo turbulento). *Gcg:* Grava clasto soportada - estratos con gradación normal o inversa - clastos subredondeados a redondeados de composición polimíctica (granules - cobbles) - Debris flow pseudoplástico, flujo hiperconcentrado de detritos. *Gp:* Grava clasto soportadas - estratos con estratificación cruzada - clastos subredondeados a redondeados de composición polimíctica (granules – cobbles) - Depósito de relleno de canal por desarrollo de barras y dunas. Streamflood y streamflow de alto régimen. *Gh:* Gravas clasto soportadas - estratos masivos con laminaciones horizontales - clastos subredondeados a redondeados de composición polimíctica (granules – boulders) - Depósito desconfinado del tipo sheetfloods y sheetflow. *Sm:* Arena masiva - estratos de arena fina a gruesa - clastos subredondeados que flotan en una matriz sin estructura interna - Flujo hiperconcentrado de sedimentos y bajo régimen de flujo. *Sp:* Arena con estratificación cruzada - estratos de arena media a gruesa con buena selección - Depósitos de relleno de canal por desarrollo de barras y dunas. Streamflood y streamflow de bajo régimen. 3 Estratigrafía Gana et al (1996) denominan a una porción de los depósitos de gravas expuestos en la rivera norte del Estero Marga-Marga como Estratos del Potrero Alto. En estos depósitos se realizan las siguientes descripciones: Columna Este(~40 m): compuesta principalmente por facies gravas clastos soportadas masivas (*Gcm*) de 1 a 3 metros de espesor con lentes de arena masiva (Sm) de 50 a 120cm de espesor, intercaladas con facies de gravas clasto soportadas, masivas en laminaciones horizontales (*Gh*), gravas clasto soportadas con gradación normal (*Gcg*), y en menor medida gravas clasto soportadas en estratificación cruzada de bajo ángulo (*Gp*), las cuales sobreyacen el sustrato rocoso con base erosiva. Los clastos de las facies *Gcm Gcg, Gh* y *Gp* son subredondeados a redondeados y polimícticos. Esta asociación representa una



GMPE-SG: Sesión General Geomorfología y Procesos Exógenos

sucesión de flujos del tipo *debrisflow* (*Gcm*), flujos de *sheetfloods* (*Gh*) y flujos de *streamflood* con depósito de relleno de canal con desarrollo de barras longitudinales (*Gp*). Columna Central (~25 m): sucesión de facies de gravas clastos soportado en estratificación cruzada con un ángulo de ~ 20°, arena masiva y arena con estratificación cruzada. Las capas presentan un espesor entre 60 cm y 200 cm, intercaladas con lentes de gravas clasto soportada masiva. Estos corresponden fundamentalmente a depósitos de canal de tipo streamflood de alto y bajo régimen (*Gp* y *Sp*, respectivamente), con el desarrollo ocasional de debrisflow (*Gcm*). Columna Oeste (~100 m): Compuesta principalmente por facies matriz soportadas masivas (*Gmm*), gravas clasto soportadas masiva (*Gcm*) y arena masiva (*Sm*), las cuales gradan a techo a facies de arenas masivas y gravas clasto soportadas, con lentes de arenas con estratificación cruzada hacia el techo del depósito. Las capas presentan un espesor de 2 a 3 metros disminuyendo en potencia hacia techo. Estos depósitos representan las zonas distales del sistema fluvial. 4 Perfil topográfico y sistema de drenaje. El Estero Marga-Marga es un drenaje rectilíneo orientado en sentido SE-NW, con un único canal exorreico que transporta el material denudado desde la Cordillera de la Costa. La red de drenajes define un valle labrado sobre rocas graníticas jurásicas y localmente paleozoicas, con un largo aproximado de 10 km (Fig.1 A). El perfil topográfico (Fig.1B) muestra la relación topográfica entre los Estratos del Potrero Alto y el canal actual, donde es posible observar a los Estratos del Potrero Alto colgados a una altitud de 150 metros respecto al thalweg actual del valle. El perfil topográfico del valle muestra una forma levemente cóncava con laderas asimétricas, donde la ladera norte tiende a la convexidad y la ladera sur a la concavidad. 5 Discusión La facies *Gcm, Gcp, Gh, Sm* y *Sh* presentes en los depósitos de gravas corresponden a facies de un sistema fluvial, que se distaliza en dirección Oeste, siguiendo una dirección de aporte sedimentario en sentido SSE-NNW. La distribución de estos depósitos de gravas, ubicados en su totalidad en la rivera norte del Estero Marga-Marga en una posición topográfica por sobre el sistema de drenajes actuales lo que sugiere una adaptación del sistema hídrico durante el periodo plio-Cuaternario. La distribución y posición topográfica actual de las gravas puede explicarse como un fenómeno de captura hidrográfica que responde a un alzamiento regional ocurrido durante el Cuaternario Superior (Farías, et al. 2008). Sin embargo, la forma rectilínea que presenta el canal coincide con el lineamiento de la falla normal Marga- Marga (Wall, et al. 1996). Sumado a la ausencia de depósitos en la ribera sur del sistema hídrico, sugiere un cambio de nivel de base local producto de movimiento de esta falla. El desplazamiento normal de la falla Marga-Marga podría ser el responsable de la migración hacia el sur de la red de drenajes hasta alcanzar la configuración geomorfológica actual. Concluimos que la forma y evolución del sistema de drenajes de río Marga-Marga está íntimamente relacionado al movimiento de la falla Marga-Marga, cuya actividad podría constituir un riesgo geológico potencial para la población de la cuidad de Viña del Mar. Referencias Farías, M., R. Charrier, S. Carretier, J. Martinod, A. Fock, D. Campbell, J. Cáceres, and D. Comte (2008), Late Miocene high and rapid surface uplift and its erosional response in the Andes of central Chile (33°–35°S), Tectonics, 27. Gana, P.; Wall,R.;Gutierrez,A.,1996 Mapa Geológico del área de Valparaíso –Curacaví, Región de Valparaíso y Metropolitana.; Servicio Nacional de Geología y Minería (Chile), Mapa Geologico, N°1, Escala 1:100.000. Miall, A., 1996. The geology of fluvial deposits. Sedimentary facies, basin analysis and petroleum geology. Springer-Verlag. 582 pp. Berlin.

GMPE-SG: Sesión General Geomorfología y Procesos Exógenos

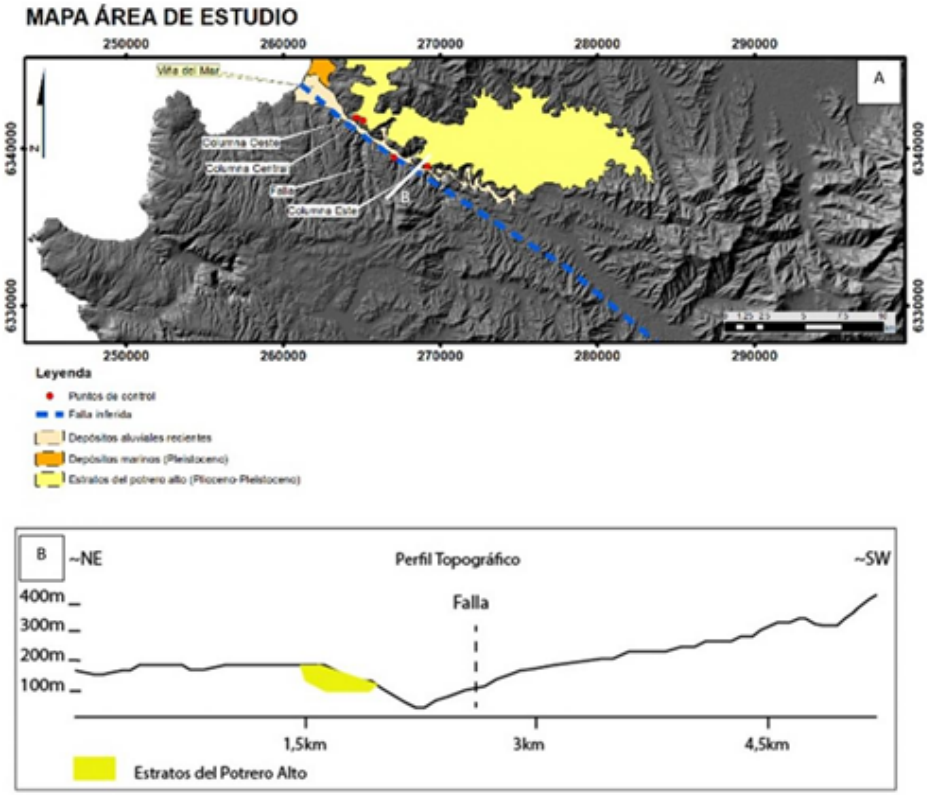


Figura1. A- Mapa Morfológico: Muestra el área de estudio y la ubicación de las columnas.B - Perfil Topográfico: Muestra la posición de los depósitos de gravas respecto al sistema de drenajes actual.

GMPE-SG: Sesión General Geomorfología y Procesos Exógenos

Antecedentes preliminares de la caracterización de Paleosuelos presentes en el Valle de San Félix, Tránsito y Quebrada de Pinte, Región de Atacama, Chile.

María José Riveros[1].
(1) Geología , Facultad de Ingeniería , Universidad de Atacama

Resumen: Estudios desarrollados en paleosuelos han sido de gran importancia y permiten la interpretación del primitivo ambiente de formación y conservación de los mismos. La Región de Atacama, específicamente los valles precordilleranos de San Félix y Tránsito, presentan un clima semiárido que permite la formación y conservación de geoformas en las cuales están presentes los paleosuelos en estudio, siendo identificados en base a sus atributos pedogéneticos de mayor potencial de preservación. Se representan por medio de columnas pedoestratigráficas y criterios establecidos, recolectando muestras de suelo para su posterior análisis y descripción en laboratorio aplicando Fluorescencia de Rayos X (XRF). El suelo identificado corresponde a un Calsisol, presente en geoformas aluviales y fluviales, con espesor centimétrico y tres horizontes diagnósticos reconocibles (A0; Bk; C), es de color pardo rojizo en el matiz 5YR y se desarrolla en material detrítico grueso. Sus atributos distintivos son grietas de desecación, nódulos de carbonato y vetillas con forma de V. Deduciendo que este tipo de suelo es propio de ambientes semiáridos en donde la precipitación varía entre los 50 a 100 mm/año.

Palabras Claves:Pedogénesis, Paleosuelos, Calcisol, Región de Atacama.

1 Introducción

El poco conocimiento que se tiene sobre paleosuelos, definidos como suelos que se formaron en paisajes del pasado (Yaalon, 1971; Valentín y Dalrymple, 1976), ha llevado a que estos sean centro de numerosos estudios buscando clasificar sus orígenes (Tandon y Naryan, 1981; Mack *et al.,* 1993; 1994; Hartley y May, 1998; Tan y Tan, 1998; Ewing *et al.,* 2006; Quade *et al*., 2007). Teniendo en evidencia que para lograr la formación y desarrollo de suelos deben interactuar cinco factores: el material parental, el clima, la topografía, los organismos y el tiempo; siendo el clima el principal factor de conservación.

Dentro de los artículos mencionados, se destaca el artículo de Mack *et al.* (1993) que postula un sistema de clasificación basado en propiedades morfológicas y mineralógicas, que acompañado de las formas de terreno controlan la formación y distribución de los suelos y en respuesta a ello, estos tienen influencia en la evolución del paisaje geomorfológico (Zinck, 2012).

Basados en el contexto de desconocimiento sobre estas formaciones, se plantea este estudio que busca indagar y contribuir con información de paleosuelos identificados en los valles precordilleranos de San Félix y del Tránsito (Región de Atacama), posibilitando su reconocimiento y descripción apoyados del clima que favorece su conservación.

2 Área en estudio

Las características climáticas de la Región de Atacama están determinadas principalmente por la presencia del Anticiclón Subtropical del Pacífico Sur y la Corriente fría de Humboldt. Estos factores más su compleja topografía determinan bajas tasas de precipitación concentradas en unos pocos días en los meses de invierno, lo que resulta en una región árida, con extensas superficies desprovistas de vegetación (Juliá *et al.,* 2008).

La distribución de las precipitaciones depende en gran medida de la altitud y distancia a la costa, y por lo general no superan los 100 mm/año (CIREN, 2013). El aire húmedo proveniente del mar da origen a intensas neblinas costeras. Hacia el interior, el clima es seco, con bajas tasas de humedad relativa, salvo en zonas cultivadas y valles que permiten el ingreso de aire húmedo costero. Las temperaturas son altas y con ciclos diurnos muy marcados (Juliá *et al.,* 2008).

El área en estudio se concentra en el Valle de San Félix, Valle del Tránsito y Quebrada de Pinte, localidades ubicadas en el margen Sureste de la Región de Atacama (Fig.1). Domina el clima Desértico Transicional situado en el límite del área de nubosidad costera y los 1.200 a 1.500 msnm. de altitud, desarrolla un medio árido de ancho variable sometido al influjo de la inversión de la temperatura producida por la subsidencia de aire del Anticiclón del Pacífico. Presenta lluvias en invierno (50 mm/año) y se caracteriza por la transparencia de la atmósfera, que se hace más intensa a medida que se avanza hacia el este (INE Atacama, 2007).

Según Ribba *et al.* (1988) en el Valle del Tránsito y San Félix, afloran rocas Paleozoico-triásicas, de origen metamórfico e intrusivo. Las más antiguas son ortoneises granodioríticos, de probable edad silúrica conocidos como Neises de La Pampa (NPL) y el Complejo Metamórfico El Tránsito (CMT) formado por esquistos cuarzo-micáceos, metabasitas, cuarcitas y mármoles. Ambos afectados por un evento termal Triásico e intruidos por tonalitas de biotita y hornblenda y granodioritas de dos micas de edad Carbonífero (Unidades Guanta y Cochiguás) y granitos leucocráticos epizonales, Permo-triásicos (Unidades Chollay y Colorado). En el sector de Quebrada de Pinte se encuentran sedimentos aluviales de edad cuaternaria y secuencias estratificadas e intrusivos de la cobertura meso-cenozoica.

3 Contexto geomorfológico de Atacama

Naranjo y Paskoff (1980) describen la evolución geomorfológica de la parte sur del Desierto de Atacama diferenciando principalmente cinco etapas formadas durante el Cenozoico: 1) elaboración de una topografía madura durante el Paleógeno; 2) solevantamiento de Los Andes e intensa incisión vertical antes del Oligo-Mioceno; 3) relleno del modelado antiguo por depósitos detríticos polimícticos durante el Mioceno (Medio a Superior); 4) proceso de pedimentación, probablemente a fines del Mioceno; 5) rejuvenecimiento del drenaje debido a la reincisión vertical durante el Cuaternario.

4 Metodología

Mediante campañas de terreno se realizó el registro y el reconocimiento de afloramientos y distribución de los paleosuelos, siendo caracterizados por medio de columnas pedo-estratigráficas 1:100 generalizadas aprovechando su continuidad lateral e identificados según la clasificación y descripción realizada por Mack *et al.* (1993).

Dentro del transecto se recolectaron muestras de suelo en los puntos donde se observan variaciones en las características con el propósito de analizarlas posteriormente realizando una descripción petrográfica a escala macroscópica y microscópica. Posteriormente se aplicará análisis geoquímico e isotópico en laboratorio a la fracción arcillosa utilizando un analizador de fluorescencia de rayos X (XRF) portátil.

5 Resultados

5.1 Descripción de paleosuelos

Los paleosuelos identificados se encuentran principalmente en geoformas, comprendiendo partes distales de abanicos aluviales, abanicos aterrazados y terrazas fluviales, en donde ha sido posible reconocer con exactitud un tipo de paleosuelo: Calcisol. Sin embargo, se espera comprobar la existencia de Gypsisoles y Vertisoles.

El Calcisolse expone en gran parte del área en estudio con espesores entre 50 a 70 cm como mínimo y 1,30 m como máximo, es posible identificar tres horizontes de tamaño centimétrico: horizonte (A0), nodulares de carbonato (Bk) y (C), es de color pardo rojizo en el matiz 5YR según la tabla de Munsell y se desarrollado en material detrítico grueso (gravas). Formado principalmente por carbonato de calcio (>15% $CaCO3$), y contiene raíces y vetillas en forma de V rellenas con material detrítico de tamaño arena, nódulos de carbonato y clastos subangulosos a subredondeados centimétricos de composición polimíctica.

Al Oeste del área es posible reconocer un calcisol con textura petrocálcica bien compactado, con un grado de evolución de los horizontes cálcicos en la Etapa I y II según Gile *et al.* (1996) en donde los clastos presentan un recubrimiento fino y discontinuo de carbonato y en algunos sectores la matriz se encuentra cementada discontinuamente.

En cambio, al Este del área presenta horizontes cálcicos con grado de desarrollo en la Etapa I según la clasificación de Gile *et al.* (1996), es posible observar horizontes nodulares de carbonato (Bk) con nódulos individuales de forma esférica de espesor entre 8 a 10 cm y trazas de raíces con recubrimiento de carbonato.

6 Interpretación y Discusión

Los tipos de suelos presentes en la zona en estudio se clasifican según el artículo de Mack *et al.* (1993) basado en la descripción de atributos pedogénicos de mayor potencial de preservación, según lo observado en terreno son grietas de desecación, vetillas en forma de V rellenas con material detrítico tamaño arena, nódulos de carbonato, trazas de raíces y recubrimiento fino y discontinuo de guijarros de depósitos de gravas.



GMPE-SG: Sesión General Geomorfología y Procesos Exógenos

A pesar de que el clima es considerado por muchos como el factor más importante en el desarrollo del suelo (Birkeland 1984), los otros factores formadores pueden afectar su desarrollo. En general, los mejores indicadores paleoclimáticos son suelos bien drenados y maduros (Mack *et al.,* 1994). Sin embargo, paleosuelos inmaduros (Protosoles) o saturados (Gleysoles) e incluso carbones (Histosoles) pueden desarrollarse localmente en cualquier zona climática, aunque sean más comunes en algunas zonas paleoclimáticas que en otras.

6.1 Origen pedogenético de los suelos

Según Olivares (2008) es fundamental establecer el origen de los suelos antes de realizar interpretaciones paleoclimáticas, debido a que existen suelos formados bajo la influencia de aguas y aportes meteóricos (*vadose zone*) y aquellos formados bajo la influencia de agua subterránea (*freatic zone*), en donde la cantidad de agua está determinada por condiciones climáticas e hidrológicas. Siendo solo los suelos formados en la zona de aireación utilizados como herramienta en exploraciones paleo-ambientales.

Las principales evidencias del origen pedogenético son grietas de desecación, nódulos de carbonato y vetillas con forma de V reflejando contacto con la atmosfera y evidenciando un ambiente de humedad que se vio afectado por la aridez y dio paso a la contracción del suelo.

6.2 Ambiente y consideraciones de formación

El Calcisol se forma en áreas semiáridas y subhúmedas con precipitación estacionalmente irregular (Badía, 2011). Sugiriendo según Olivares (2008) condiciones de aridez con precipitaciones entre los 50 a 100 mm/año, dificultando realizar, gracias a su distribución local, una consideración paleoambiental a nivel regional.

Agradecimientos

En el marco del proyecto "Geoturismo en el Valle del Huasco. Un aporte de las geociencias al desarrollo y crecimiento del turismo tradicional." Financiado por el Gobierno Regional de Atacama a través del Fondo de Innovación para la Competitividad FIC 1605, agradezco la posibilidad de ser parte del proyecto y a cada uno de los habitantes de las localidades en estudio que nos brindaron su apoyo y vivencias. Referencias Birkeland, P. W. (1984). Soils and Geomorphology: New York, Oxford University Press, 372 p. Gile, L.H., Peterson, F.F. y Grossman, R.B. (1966). Morphological and genetic sequences of carbonate accumulation in desert soil. Soil Sci. 101: 347-360. Juliá C., Montecinos, S. y Maldonado, A. (2008). Características climáticas de la Región de Atacama. En Libro Rojo de la Flora Nativa y de los Sitios Prioritarios para su Conservación: Región de Atacama. Capitulo 3: características climáticas de la Región de Atacama. Ediciones Universidad de la Serena, p 25-42. Lara, P. (2007). Descripciones de suelos Valle del Huasco. Descripciones de suelos, materiales y símbolos, primera edición, Región de Atacama (Chile), pp. 62-128. Mack, G., Calvin, W., Curtis, H. (1993). Classification of paleosols. *Geological Society of America Bulletin*, 105, 129-136. Munsell Color (Firm). (1994). Munsell soil color charts [en línea] (fecha de consulta: 31/05/2018). Disponible en: http://www.southsuburbanairport.com/Environmental/pdf2/Part%204%20-%20References/Reference%2016%20Munsell%20Color%20Charts/MunsellColorChart.pdf Naranjo, J.A.; Paskoff, R. (1980). Evolución geomorfológica del desierto de Atacama antre los 26º y 33º latitud Sur; revisión cronológica. *Revista Geológica de Chile* (n.10): pp.85-89 Olivares, V. (2008). Paleosuelos de la Cuenca de Calama, Desierto de Atacama del Norte de Chile: Implicancias Paleoclimáticas y Morfológicas. Tesis para optar al grado de Doctor, Universidad Católica del Norte, Antofagasta (Chile), 42 p. Ribba, L., Mpodozis, C., Hervé, F., Nasi, C., Moscoso, R. (1988). El basamento del Valle del Tránsito, Cordillera de Vallenar: eventos magmáticos y metamórficos y su relación con la evolución de los andes chileno-argentinos. *Revista Geológica de Chile* 15, 126-149.

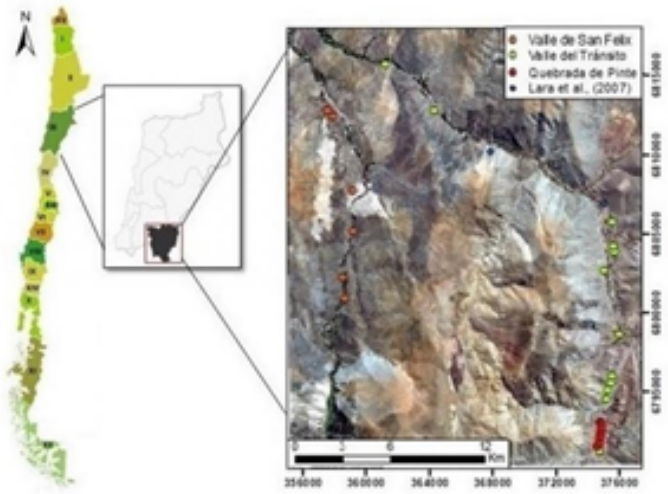


Figura 1. Ubicación del área en estudio destacando su importancia a nivel regional y puntos en geoformas en las cuales se identificaron paleosuelos (círculos de colores indican el sector de mapeo).

GMPE-SG: Sesión General Geomorfología y Procesos Exógenos

Evidencias de actividad tectónica reciente en la zona costera de Chile central (32°S-33°S) a partir de análisis numérico de terreno

Claudio Saavedra[1], Luisa Pinto[1], José Estay[1], María Pía Rodríguez [1].
(1) Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile

El área de estudio corresponde a la zona costera de Chile central, entre los 32°S y 33°S. Está ubicada en la parte sur del segmento de flat-slab de los Andes, zona en la cual la cordillera está caracterizada por una morfología abrupta con valles transversales y sin Depresión Central (DC). La DC se presenta al norte y sur de este segmento. Mediante modelación analógica se ha demostrado que la subducción de ridges asísmicos influye fuertemente en la morfoestructura del antearco externo. Evaluaremos el efecto del ridge de Juan Fernández y su probable actividad neotectónica asociada mediante análisis remoto.

El análisis se realizó por medio de Modelos de Elevación Digital (DEM) con la base ASTGTM y SRTM (30 m), ALOS PALSAR (12,5 m) y en fotos aéreas de alta resolución (1 m). Los DEMs se trabajaron con el método de integral Chi (χ) en el programa MATLAB, el cual consiste en una transformación de los perfiles longitudinales de los ríos en estadio estacionario de la ecuación stream power, cambiando la variable independiente por la integral del área drenada o Chi. Con ello se logra comparar con mayor facilidad ríos con diferentes tasas de alzamiento, parámetros espaciales y de erosión.

La extracción de la información hidrológica, topográfica y espacial de los canales marcan un contraste con las configuraciones de drenaje analizadas entre los 31°S y 34°S. Los índices de empinamiento normalizados y valores Chi son mayores al norte de los ~32,5ºS (desembocadura del río La Ligua) y menores al sur de esta latitud. Este cambio ocurre aproximadamente a la latitud que subducta la dorsal de Juan Fernández (DJF). Esta coincidencia sugiere que los mayores valores de los índices de empinamiento y valores chi se deberían a un mayor alzamiento justo al norte de los ~32,5ºS, posiblemente provocado por la subducción de la DJF. Además, el estudio morfométrico permitió la identificación de varias áreas de drenaje probablemente afectadas por actividad tectónica reciente. En particular, la cuenca de Quilimarí (~32ºS) posee 4 knickpoints en su borde oriental relacionados a actividad tectónica y la cuenca de Catapilco (~32,5ºS) presenta canales tortuosos y una variación geográfica de los valores chi con respecto a otros esteros enfrentados (e.g., Estero Los Mayas). Esto último indicaría que la cuenca de Catapilco estaría siendo agredida por sus cuencas vecinas y estaría perdiendo área en un proceso reorganizativo de las cuencas, el que sería gatillado por la subducción de la DJF.

GMPE-SG: Sesión General Geomorfología y Procesos Exógenos

Catena en el núcleo hiperárido del Desierto de Atacama

Fabián Valencia[1], Rodrigo Riquelme[2], Andrés Mestre[2], Nicole Riveros[2].
(1) Obras Civiles y Geología, Ingeniería , Universidad Católica de Temuco, Temuco, Chile
(2) Ciencias Geológicas, Ingeniería y Ciencias Geológicas, Universidad Católica del Norte, Antofagasta, Chile

Los depósitos de nitratos de la Oficina Salitrera Pedro de Valdivia, región de Antofagasta, forman parte de una catena que se desarrolla sobre una asociación de pedimentos y que comprende una serie de paleosuelos de orígenes evaporíticos. Los análisis petrográficos y la morfología de los paleosuelos, permitieron clasificarlos como gypsisoles y nitrasoles con niveles sálicos. Mientras, que la cantidad de sales solubles, texturas y estructuras, muestran el comportamiento mineralógico y la alta solubilidad que presentan los paleosuelos. Utilizando geoquímica mineralógica automatizada por horizonte, la presencia y cantidad de glauberita, thenardita, halita, nitratina, darapskita y cementos de cloruro sódico, sulfatos de calcio y nitratos, muestran la distribución mineralógica y la variación de las sales por perfil de suelos. Cloruros, nitratos y sulfatos a lo largo de la secuencia de suelos de la catena, muestran una variación lateral: El contenido de nitratos disminuye, mientras que el contenido de cloruros y sulfatos aumenta, en dirección aguas abajo. La relación genética de los horizontes, evolucionan en función del material parental, solubilidad, topografía y las condiciones geomorfológicas que la han originado, desarrollado y preservado con escasas modificaciones, en el tiempo, siendo las condiciones climáticas desérticas, las que originaron mecanismos de evaporación y ascenso por capilaridad que han llevado a la catena de paleosuelos evaporíticos al fraccionamiento extremo, evidenciado por estructuras y grietas de variadas formas y espesores presentes en la actualidad.

GMPE-SG: Sesión General Geomorfología y Procesos Exógenos

Effect of orographic precipitation on mountain denudation rate

Valeria Zavala[1], Sebastien Carretier [1], Stephane Bonnet[1].
(1) Université de Toulouse, Géosciences Environnement Toulouse, UPS, CNRS, France

The uplift of mountain range affect climate by modifying atmospheric circulations and producing orographic precipitation. This phenomenon produces precipitation that depends on the mountain elevation, where precipitation rate can increase with elevation or present a peak at specific elevation. As precipitation may influence erosion, the spatial and temporal variations in precipitation should also probably be reflected in the evolution of topography and denudation. Although the coupling between erosion and orographic precipitation has been studied at steady-state, the influence of this coupling on the transient evolution of denudation has received much less attention, which limits our ability to understand the relation between climate, erosion and sediment flux. Hence, a remaining question is how the mountain range denudation varies in response to the co-evolution of topography and precipitation. Here we show that orographic precipitation impacts the denudation evolution of uplifting mountains by influencingo both the development of topography and their response time. Compared to cases with constant precipitations, models with orographic precipitation show an acceleration of the denudation, and thus shorter response times. We identify three types of evolutions determined by the relation between the maximum mountain elevation at steady state (Hss) and the elevation of precipitation peak (Hp). Mountain ranges of Type I (Hss/Hp>4), probably applying to the main Cenozoic ranges, show a marked denudation peak when orography develops. For these mountains and those with a smaller final elevation (Hss/Hp = [1.5,4]), a first phase of denudation acceleration is followed by a long period during which the denudation increases very slowly, whereas the relief increases rapidly, in particular for elevations submitting to aridification above rainfall peak. These predicted denudation behaviors suggest that a pulse or increase of sediment exported to the adjacent basin can occur without any external tectonic or climatic change, inviting for a reconsideration of stratigraphic records. We show that the coupled rainfall and elevation can explain why catchment-mean denudation does not always correlate with catchment-mean precipitation.

GMPE-SG: Sesión General Geomorfología y Procesos Exógenos

Incision dynamics of the canyons in the western edge of the central Andes, Chile

Valeria Zavala[1], Sebastien Carretier [1], Vincent Regard[1], Rodrigo Riquelme[2], Stephane Bonnet[1].
(1) Université de Toulouse, Géosciences Environnement Toulouse, UPS, CNRS, France
(2) Departamento de Ciencias Geologicas , Universidad Católica del Norte, Antofagasta, Chile

The western margin of the Central Andes in northern Chile is characterized by deep canyons (˜1000 m) connected to the sea, whereas further south the drainage is endorehic and terminates in the Central Depression. This drainage pattern is directly related to the rainfall distribution in the upstream part of the watersheds. In both cases, the deep incision of the rivers and the preservation of perched surfaces testify to an erosion of the pre-arc in varying degrees. Both tectonic and sedimentological evidence of the western margin indicates that the uplift of this zone occurred between Oligocene and Miocene, marked by an uplift 1000 m post-10 Ma (Hoke et al., 2007, Jordan et al., 2010). The watersheds of northern Chile are notoriously transient at different stages of their Miocene evolution. River profiles are marked by knick-points indicating varying degrees of recession (Hoke et al., 2007). The erosion of the Andes is thus delayed with respect to the surface uplift by the different levels of ongoing drainage network incision. The purpose of this work is to take advantage of the transient state of canyons in the north of Chile, specifically the Tana and Chiza canyons reaching the sea, to document the widening rate of their valleys. The first order geomorphological characteristics of these canons show variations of slope and width of the river valley related to their different knick-point position. Because of their different transient stages, these canyons are excellent places to understand the dynamical adaptation of a river to an uplift, a hot topic in geomorphology for more than 20 years. Specifically, these examples offer the uncommon possibility to study how the valley width is evolving, if the width of the valley reflects a change in the vertical erosion rate, as well as how the river slopes adapt to vertical erosion changes. To characterize this transitory state, we show how the regolith cover decrease upstream. In addition, we are trying to quantify the millenaries erosion rates of the valley sides along these canyons. 10Be concentrations in fluvial sediments allow inferring spatially averaged catchment-wide denudation rates in active rivers. We propose to use the same principle but for estimating the denudation rates on the hillslopes, assuming that the mean 10Be concentrations of colluviums at the foot of the hillslopes can be converted into vertically-averaged hillslope denudation.

GMPE-1: Paleoclima y reconstrucciones paleoambientales

Geomorfología y geología glacial de la Cuenca alta del Río Penitentes y los sectores orientales de la Cordillera Vidal, Región de Magallanes, Chile.

Eneko Beriain[1,2], Pablo Montero[3,4].
(1) Dirección de Programas Antárticos, Universidad de Magallanes, Punta Arenas, Chile
(2) Geoestudios. Los Aromos 3371, Las Vertientes, Chile.
(3) Centro Austral de Investigaciones Científicas (CADIC-CONICET). Bernardo A. Houssay 200, 9410 Ushuaia, Tierra del Fuego, Argentina.
(4) Instituto de Ciencias Polares, Recursos Naturales y Ambiente, Universidad Nacional Tierra del Fuego. Onas 450, 9410 Ushuaia, Tierra del Fuego, Argentina.

Introducción y zona de estudio: La Gran Glaciación Patagónica (GGP) representa la mayor expansión extra-andina de los lóbulos glaciares del casquete de hielo patagónico en Patagonia durante el Cuaternario (Caldenius, 1932; Meglioli 1992; Coronato et al. 2004; Rabassa et al. 2005). La edad máxima de la GGP en el valle del Río Gallegos se basa en la datación de los basaltos de Bella Vista, los cuales infrayacen a una colada de basáltica. Esta colada de lava fue datada por primera vez por Mercer (1976), quien obtuvo una edad K-Ar de 1,17 ± 0,05 Ma. Estos mismos basaltos entregaron una edad 40Ar/39Ar por fusión total de 1,55 ± 0,03 Ma. Finalmente, Thon That et al. (1999) datan estos mismos basaltos en en 1,168 ± 0,007 Ma empleando técnicas de calentamiento incremental40Ar/39Ar. Al norte, en las inmediaciones del Lago Buenos Aires existe una colada basáltica, la cual supone una edad máxima confiable para la GGP (1,016 ± 0,005 Ma), Thon That et al. (1999). Para la zona sur de Patagonia, Meglioli (1992) propone un modelo de seis glaciaciones. Las dos glaciaciones cartografiables más antiguas corresponden a la GGP (Glaciación Sierra de los Frailes) y una glaciación anterior (pre-GGP, Glaciación Río grande). Posteriores a la GGP, se sucedieron cuatro glaciaciones más, las cuales corresponden a las glaciaciones Cabo Vírgenes, Punta Delgada, Primera Angostura y Segunda Angostura. Actualmente estas glaciaciones se conocen también como Post-GGP1, Post-GGP2, Post GGP-3 y último máximo glacial (Coronato et al. 2004). La zona de estudio corresponde a un sector elevado (entre los 400 y 650 m.s.n.a.m) de 175.000 hectáreas que se encuentra alrededor de las coordenadas 52º14'N, 71º40'W. Dicho sector elevado se encuentra rodeado por dos llanuras deprimidas que poseen una cota inferior (100-250 m.s.n.a.m), las cuales se originaron por la erosión glaciar y posterior deposición de depósitos glacigénicos. Los sectores más altos de la zona de estudio consisten en las cumbres más altas de la Cordillera Vidal (sobre los 1000 msnm). La Cordillera Vidal forma el límite oeste de la zona de estudio. La geología del sustrato rocoso del área estudiada corresponde a la Fm. El Salto (secuencia de areniscas continentales del Mioceno Medio-Tardío) y a la Fm. Palomares (brechas volcánicas y rocas volcanosedimentarias), de edad Miocena (García et al. 1953). Los trabajos de Marangunic (1974), Meglioli (1992) y posteriores, sugieren que los lóbulos glaciales Bellavista y Skyring – Laguna Blanca rodearon la zona de estudio por el N y por el S –SE respectivamente, durante las glaciaciones que continuaron a la GGP. Objetivos: Considerando que a la fecha no existen trabajos desde una perspectiva geomorfológica en la zona, un objetivo de este trabajo es realizar un estudio regional de las estructuras geomorfológicas y de los depósitos cuaternarios de origen glacial y glacifluvial existentes en la zona de estudio. A partir de la información levantada y realizando comparaciones con trabajos previos, se realizan estimaciones acerca de la época en la cual la zona de estudio quedó descubierta del hielo proveniente del casquete de hielo patagónico. Metodología: Se han realizado diversas campañas de terreno en las cuales se han cartografiado las estructuras geomorfológicas existentes en los lugares visitados. Además de cartografiar las estructuras geomorfológicas, se analiza la sedimentología asociada a dichas estructuras para identificar el tipo y origen del depósito. También se han empleado modelos de elevación digital (DEMs Alos PalSAR, a los cuales se les aplicaron diferentes procesos para realzar la topografía del terreno) e imágenes satelitales (Landsat 8 y Sentinel 2) para identificar estructuras geomorfológicas. Dichas estructuras se cartrografían empleando el programa SIG QGis 3.0. A esta información obtenida mediante sensores remotos, se le suma la georeferenciación de los puntos de interés visitados en terreno. A partir de toda la información existente se ha generado un mapa geomorfológico de la zona de estudio. Resultados: En el límite sur-este de la zona de estudio (Cordón de Verano) se han observado varias morrenas con orientación SW-NE. Se identifican al menos tres grupos de morrenas, siendo las más elevadas las que forman el denominado Cordón de Verano. En la parte más alta de dicho sector existe una cantera en la cual se ha podido observar la sedimentología del depósito. Se trata de gravas y arenas interestratificadas con un till matriz soportado. En ambos casos la litología de los clastos es alóctona (rocas intrusivas y metamórficas principalmente) en comparación con el sustrato rocoso sedimentario y vulcanosedimentario de la zona. El sector de Cordillera Chilena se encuentra al norte y NE de la zona de estudio. Se trata de una sucesión de colinas, algunas de ellas alargadas y con orientación predominante E-W. Dichas colinas, son más altas hacia el sur y aproximadamente a partir de los 300 m.s.n.a.m. Se encuentran cubiertas por vegetación. En este sector se han identificado varias morrenas, las cuales se encuentran fuertemente erosionadas por acción fluvial. Debido a que la Cordillera Chilena posee más vegetación que la zona del Cordón de Verano, es más difícil identificar geoformas. Sin embargo, en varios lugares se han observado bloques erráticos y en algunas canteras y cortes en caminos se ha podido analizar la sedimentología de los depósitos, observando la presencia de till

basal. En los sectores interiores de la zona de estudio (los cuales se encuentran limitados por el norte y por el sur por los sistemas de morrenas laterales mencionados anteriormente) la topografía es suave. Existen grandes sectores planos y otros sectores que se encuentran moderadamente erosionados por la acción glacifluvial y fluvial. A partir de la evidencia geomorfológica y sedimentaria observada en terreno y a partir de sensores remotos, en estas zonas interiores de la zona de estudio se han definido cuatro unidades: Drift basal, Outwash y Zona Sin Till Central (ZSTC) y Morrenas Terminales Las Nieves (MTLN).

- El sector definido como drift basal muestra una topografía plana u ondulada con relieve muy ténue. Se han identificado varios grandes sectores de esta unidad, bien limitados por la erosión fluvial y glacifluvial posterior. El sedimento que ha sido observado en los pocos afloramientos existentes dentro de esta zona son tills matriz- y clasto- soportados y en algunos casos gravas de probable origen glacifluvial. Dentro de esta unidad también se ha observado la presencia de bloques erráticos. La composición de los clastos de los depósitos glaciales y glacifluviales observados es muy variable, ha sido posible reconocer clastos que se pueden asociar a la formación Palomares, pero también existen muchos clastos con composiciones ígneas y metamórficas. En varios puntos se ha observado el contacto entre los depósitos de origen glacial y las rocas subyacentes. Las rocas que subyacen a los depósitos glaciales coinciden con las descripciones de las formaciones Palomares y El Salto (García et al. 1953).

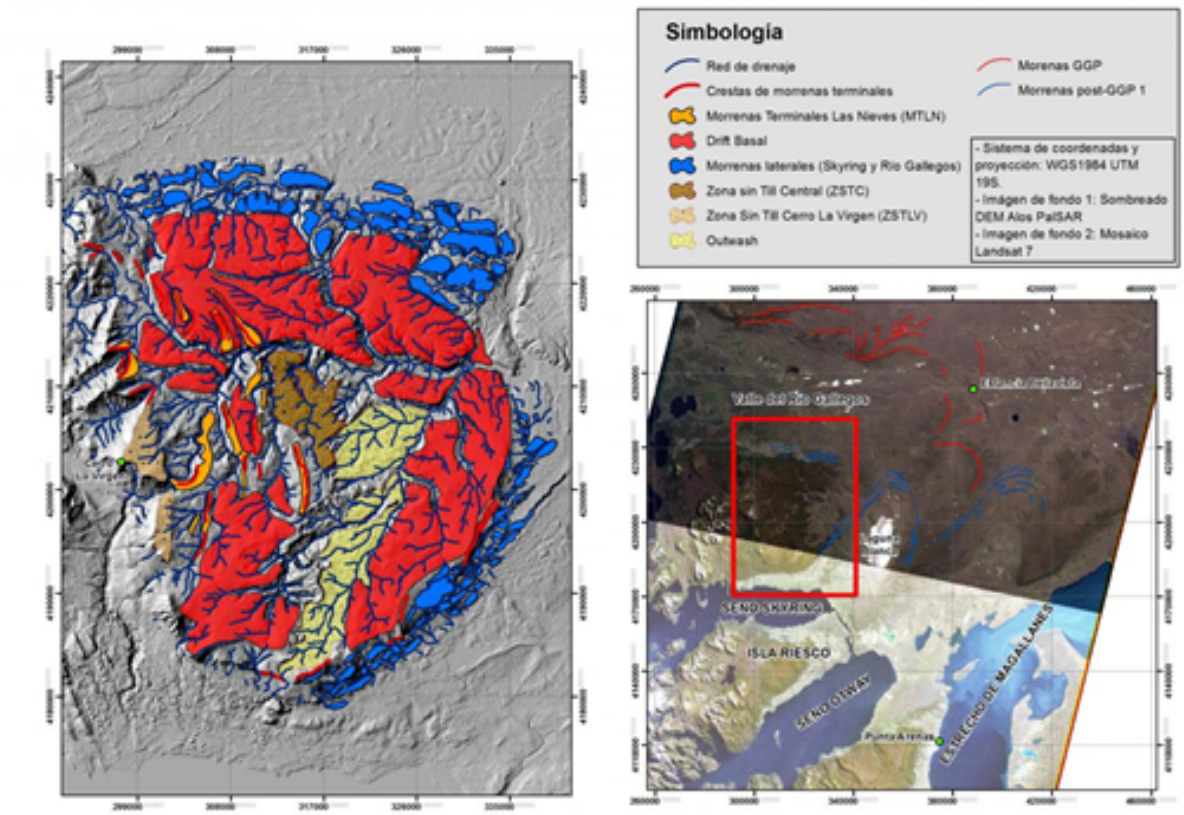
- MTLN: Se han identificado numerosas morrenas terminales, las cuales poseen una orientación predominante N-S. Desde la cumbre del cerro La Virgen, se puede observar que existen varias crestas o cordones morrénicos dentro de la zona de estudio, las cuales son relativamente paralelas entre sí y que se extienden desde las cercanías de la base de la cordillera Vidal hasta sectores centrales de la zona de estudio. En algunos lugares se han conservado arcos morrénicos, los cuales sugieren que fueron depositados por lóbulos glaciares que provenían del O o del NO.

- El sector definido como outwash se encuentra muy erosionado en varios sectores y se encuentra topográficamente deprimida en comparación con la unidad basal drift. En las campañas de terreno se ha podido observar que los materiales que forman la unidad mencionada están compuestos por gravas con areniscas interestratificadas. En los casos donde ha sido posible, se ha podido observar que estos depósitos poseen varios metros de espesor y están compuestos principalmente de gravas con clastos polimícticos bien redondeados de escala centimétrica.

- En la unidad ZSTC se observa una gran cantidad de bloques erráticos de escala métrica junto con bloques de escala sub-métrica más abundantes. Los clastos más pequeños en muchas ocasiones muestran un aspecto facetado. La composición de dichos bloques es exclusivamente basáltica y no se ha encontrado ningún tipo de material o sedimento más fino. El espesor de esta unidad es muy limitado y en varios lugares ha sido posible observar el contacto con la roca basal, la cual posee una composición muy similar a la de los clastos observados (Fm. Palomares).

En las zonas más elevadas de la zona de estudio (cordillera Vidal) se han observado gran cantidad de bloques erráticos y bloques más pequeños de escala centimétrica. Se trata de un depósito no consolidado y de escaso espesor denominado en este trabajo cómo Zona Sin Till La Virgen (ZSTLV) y que se encuentra compuesto por bloques (desde redondeados hasta subangulosos) de composición casi exclusivamente basáltica. Junto con estos bloques mencionados, en muy escasa proporción han sido identificadas rocas de otra composición (rocas ígneas y meta-volcanosedimentarias). Discusión, conclusiones y estudios posibles a futuro: Considerando toda la información existente, se puede concluir que los sectores elevados que conforman la zona de estudio se encontraron cubiertos por el hielo del casquete de hielo patagónico en algún momento. Lo mencionado anteriormente se explica por la presencia de rocas con litología proveniente del centro de la cordillera de los Andes Patagónicos en la zona de estudio. Existieron momentos en los cuales, los glaciares cubrieron parcialmente la zona de estudio, los cuales fluyeron de oeste a este, alcanzando los sectores interiores de la zona de estudio cubriendo completamente la Cordillera Vidal o atravesando los collados. No es posible determinar el momento o época en la cual la zona de estudio dejó de estar completamente cubierta por el hielo del casquete de hielo patagónico. A partir del momento en el que la zona de estudio se descubre de hielo (y en etapas intermedias o transicionales de descubrimiento), el hielo del casquete de hielo patagónico comenzó a diverger en dos lóbulos independientes que rodeaban la zona de estudio por el norte y el sur (lóbulo del valle del Río Gallegos y lóbulo Skyring - Laguna Blanca respectivamente). Probablemtente entre la GGP y la post-GGP 1 (finales del Pleistoceno temprano) la zona fue siendo cada vez menos influenciada por el hielo proveniente del casquete de hielo patagónico. Esto se ve fundamentado por la secuencia de morrenas terminales observadas, donde las más orientales son más antiguas que las observadas inmediatamente al este de la Cordillera Vidal (asumiendo la tendencia regional). Existen depósitos glacifluviales en los cuales sería posible realizar dataciones mediante isótopos cosmogénicos, las cuales arrojarían luz para entender la dimensión y edad de los glaciares que afectaron al área. A partir de dichas dataciones también sería posible concluir en que época los lóbulos glaciares del valle del Río Gallegos y de Skyring - Laguna Blanca comenzaron a fluir de manera independiente.

GMPE-1: Paleoclima y reconstrucciones paleoambientales



Mapa geomorfológico de la zona de estudio.

ZSTC: Zona sin Till Centro.

ZSTLV: Zona sin Till Cerro La Virgen

GMPE-1: Paleoclima y reconstrucciones paleoambientales

Hydroclimate variability of northern Patagonia during the last 20 kyr inferred from the bulk organic geochemistry of Lago Castor sediments (Chile, 45°S)

Sebastien Bertrand[1], Geraldine Fiers[1], Maarten Van Daele[1], Emma Granon[2], Brian Reid[3], Willem Vandoorne[1], Marc De Batist[1].
(1) Renard Centre of Marine Geology, Ghent University
(2) Lille University of Science and Technology, France
(3) Centro de Investigación en Ecosistemas de la Patagonia (CIEP), Chile

Lago Castor (45°S; 72°W) is located on the leeside of the Patagonian Andes, near the forest-steppe ecotone. It contains a continuous sediment record of the last 20 kyr, which was recently interpreted in terms of past changes in westerly wind strength, based on sediment physical properties and seismic data (Van Daele et al., QSR 2016). Here, we use the bulk elemental and isotopic composition of the organic matter preserved in Lago Castor sediments to reconstruct changes in the supply of organic matter of terrestrial and aquatic origin to the lake through time. To constrain the sources, we analyzed samples of present-day terrestrial vegetation, soils, river sediments, lake and river suspended particulate matter, aquatic macrophytes, and surface lake sediments. Results demonstrate that the lake sedimentary organic matter is composed of variable proportions of lake plankton, C3 terrestrial plants, and aquatic macrophytes. The proportions of each component were estimated using a three end-member mixing model that takes into account the alteration of the isotopic values during incorporation of plant material in soils prior to transport by rivers. Results show that before 17.8 cal kyr BP, aquatic macrophytes were abundant, likely due to the low but rising postglacial lake level. After 17.8 cal kyr BP, accumulation rates of organic matter of terrestrial origin increased, while those of aquatic macrophytes were negligible, which is interpreted as the postglacial development of the terrestrial vegetation. From 9.3 cal kyr BP onwards, accumulation rates of both aquatic macrophytes and C3 plants increased and peaked between 7.5 and 2.0 cal kyr BP. The latter is interpreted as a period of increased wind strength, and consequently higher precipitation, and is in excellent agreement with the grain-size results previously obtained on the same sediment core. All proxies show a secondary increase during the last millennium, in agreement with regional high-resolution records of the last 2000 years. These results, which are broadly compatible with regional pollen records during the Holocene, confirm that, at 45°S, the southern westerlies reached their maximum intensity between 7.5–2.0 cal kyr BP and increased again during the last millennium.

GMPE-1: Paleoclima y reconstrucciones paleoambientales

Primeras edades ^{10}Be en morrenas del valle de Cachapoal, Cordillera Principal, Chile central (34°20'S) y discusión sobre su significado cronológico

Reynaldo Charrier[1], Lasafam Iturrizaga[2], Sébastien Carretier[3], Vincent Regard[4].
(1) Departamento de Geología, Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(2) Departamento de Geografía, Universidad de Göttingen, Göttingen, Alemania
(3) Geosciences Environnement, Universidad de Toulouse, Toulouse, Francia
(4) Goesciences Environnement, Universidad de Toulouse, Toulouse, Francia

Palabras clave: Andes, Cuaternario, edades de exposición, LGM, Younger Dryas 1. Introducción

En el contexto de un estudio geomorfológico de la cuenca de drenaje del río Cachapoal, en la Cordillera Principal de Chile central, se colectaron muestras para obtener edades de exposición mediante el método de ^{10}Be en morrenas laterales en el valle de Cachapoal. Las más jóvenes se encuentran bordeando el glaciar Cachapoal. Este glaciar de roca es, con sus 12 km de largo, el de mayor extensión en los Andes de Chile central. Se origina a 3.300 m s.n.m. al pie de la ladera sur del macizo Picos del Barroso (5.180 m), ubicado en la divisoria de aguas, y su extremo se encuentra a 2.280 m s.n.m (Fig. 1).

El valle de río Cahapoal presenta características típicas de valle glaciar y conserva depósitos morrénicos en las regiones distales y en los bordes de las lenguas glaciares actuales (Charrier 1981) (Fig. 1). En este valle se colectaron muestras para su datación por el método ^{10}Be en: 1. Los Cerrillos, cerca de la confluencia de los ríos Cachapoal y Cipreses, y 2. En morrenas que bordean el actual glaciar Cachapoal. Las muestras colectadas corresponden a diorita cuarcífera y granodiorita, y consisten en fragmentos de unos 5 cm de espesor provenientes de la parte superior de bloques mayores expuestos en los mencionados depósitos. 2. Morrenas laterales datadas 2.1 Morrenas en Los Cerrillos. En este sector (Cerrillos de Chacayes según Santana 1967) se preservan 4 cordones morrénicos paralelos entre sí en la ladera izquierda o SW del valle de Cachapoal, entre 1.500 y 1.330 m s.n.m. Su altura de ~300 m sobre el thalweg, su posición adosada a la ladera de este valle y su orientación cercanamente paralela al valle, permite considerarlos como morrenas laterales del antiguo glaciar Cachapoal. De esta localidad se dataron dos muestras de granodiorita (25 y 26) en el tercer cordón, de arriba hacia abajo. 2.2 Morrenas laterales del actual Glaciar Cachapoal.

A ambos lados del actual glaciar existen dos morrenas laterales: la mejor desarrollada es la interna, que bordea el glaciar. En el lado derecho del valle a 2700-2800 m s.n.m. la morrena interna forma con el glaciar cubierto de escombros un desnivel de unos 25 m. De este cordón provienen las muestras datadas 4A, 4B y 6b. La morrena externa, más antigua, forma una nítida banda blanca cubierta por bloques de diorita cuarcífera. De ella, provienen las muestras datadas 2a, 2b y 2c. 3. Muestras, procesamiento, metodología analítica y resultados

La molienda, tamizaje y concentración de la fracción 0,5-1 mm de cuarzo se efectuó en el Departamento de Geología, Universidad de Chile. Los concentrados de cuarzo se procesaron según el procedimiento aplicado usual del Laboratorio CEREGE, Aix-en-Provence, Francia. La detección de las razones de 10Be/9Be se realizó en el acelerador y espectrómetro de masa ASTER del CEREGE. Los datos fueron directamente normalizados respecto del estandard de referencia 27900 del National Institute of Standards and Technology usando una razón de ^{10}Be/^{9}Be de (2,79 ± 0,03)·10-11 (Nishiizumi et al. 2007) y una edad media para el 10Be de (1,36 ± 0,07) ·106 años (Chmeleff et al. 2010). Para determinar las razones de producción se usó el modelo de Lal (1991) y Stone (2000). Para calcular las edades y las incertezas se usó CRONUS (cf. Balco et al. 2008), al que se incluyó una corrección por la sombra ejercida por la topografía. Las edades se obtuvieron con el modelo de Lifton et al. (2005) (Tabla 1). 4. Edad de las morrenas e interpretación 4.1 Morrenas de Los Cerrillos

Las edades obtenidas (muestras 25 y 26): 20,25 ± 2,85 y 21,90 ± 5,26 ka, con una edad promedio de 21,07 ± 2,51 ka (Tabla 1), son consistentes entre sí, dentro del error. El rango de tiempo comprendido entre las dos edades coincide con el rango que se asigna al Último Máximo Glacial (Last Glacial Máximum - LGM) comprendido entre ~25 y 18 ka. Si se toma en cuenta que el cordón datado es uno de los dos inferiores y, por lo tanto, uno de los más jóvenes de los 4 existentes en esta localidad, es posible plantear que el cordón más alto represente el nivel más alto alcanzado por la glaciación del LGM en este valle. De acuerdo con ello, los tres cordones inferiores, incluido el datado, corresponderían a estadios de retroceso glaciar durante el LGM. 4.2 Morrenas adyacentes al actual Glaciar Cachapoal 4.2.1 Morrena externa

En el lado derecho del actual glaciar, se obtuvieron en esta morrena dos edades consistentes entre sí, dentro del error: 14,35 ± 2,39 ka y 12.45 ± 2.44 ka (muestras P2-a y 2c, respectivamente), con una edad promedio de 13.40 ± 1.71 ka, y una tercera, no consistente con las demás, de 6.57 ± 1.18 ka (P2-b). Esta última no se consideró para la datación de la morrena. Esta menor edad

podría deberse a una exhumación reciente del bloque muestreado. El rango de tiempo comprendido entre las edades de P2-a y 2c coincide con el Younger Dryas (13 y 11.5 ka). Esta es la primera noticia sobre la existencia de morrenas de esta edad en la vertiente oeste de esta región andina y la segunda evidencia para la existencia del Younger Dryas en los Andes chilenos centrales, después de las dataciones de Herrera (2016) en depósitos glacio-fluviales en la cuenca superior del río Volcán.

4.2.2 Morrena interna En esta morrena se obtuvieron 3 edades. Las muestras 4A y 6b dieron edades consistentes entre sí, dentro del error: 4.49 ± 0.76 y 3.08 ± 0.77 ka, con una edad promedio de 3.79 ± 0.76 ka (Tabla 1). No se conoce para este intervalo de tiempo ningún evento de enfriamiento global con el cual correlacionar esta morrena. Su gran tamaño se podría deber, en vista que no se conoce para ese momento un descenso global o local de la temperatura, a un aumento en el aporte de detritos, probablemente causado por un aumento en la pluviosidad. La mayor edad de la tercera muestra (4B), que no fue considerada para la datación, se atribuye a la exposición de esa muestra a la radiación cósmica con anterioridad a su incorporación a la morrena. 5. Extensión de la glaciación cuaternaria en la hoya del río Cachapoal

De acuerdo con Santana (1967), la máxima extensión alcanzada por el glacial Cachapoal sería Bocatoma Chacayes, a ~950 m s.n.m. Según este autor, en esta localidad (i) la morrena lateral descrita por él en la orilla derecha del valle, aguas arriba de Bocatoma Chacayes, llegaría a su término, y (ii) el glaciar habría sido detenido por un voluminoso depósito brechoso de origen volcánico, interpretado por Charrier (1981) como un deslizamiento. Si, en efecto, el glaciar hubiese alcanzado esta localidad, la correspondiente morrena frontal se encontraría, en cambio, cubierta por el mencionado deslizamiento. Consideramos posible que los cordones morrénicos laterales de Los Cerrillos en la orilla izquierda del valle se correlacionen con la morrena lateral descrita por Santana (1967) en la orilla opuesta. Si esto es efectivo, tanto esta morrena lateral como los cordones de Los Cerrillos, podrían haber estado conectados con una posible morrena frontal en el sector de Bocatoma Chacayes. De este modo, el máximo alcance que habría tenido el glaciar Cachapoal sería el sector de Bocatoma Chacayes y la edad de la morrena frontal que se ubicaría en ese lugar correspondería al LGM. No se ha encontrado en este valle ninguna evidencia de morrenas aguas debajo de esta bocatoma que pongan en evidencia un avance previo al LGM, como se detectó en la cuenca del río Maipo (Herrera 2016). 6. Conclusiones

Las morrenas estudiadas a lo largo del valle Cachapoal son el resultado del retroceso glaciar desde el Pleistoceno medio. Las observaciones realizadas sugieren la existencia de un desarrollo glaciar dendrítico formado por el Cachapoal y sus tributarios Pangal-Paredones, Las Leñas, Cortaderal y Cipreses, que habría alcanzado una longitud de, al menos, 60 km y habría descendido hasta una cota cercana a los 950 m.

Las edades obtenidas muestran la existencia de estadios glaciares correspondientes al LGM y Younger Dryas, como sugerido por Zech et al. (2008) para esta región. Así mismo, se detecta una importante actividad glacial en el Holoceno (morrena interna del actual glaciar Cachapoal), causada por un probable aumento de la pluviosidad en ese momento.

Edades similares se han reportado de la cuenca del río Maipo, al norte de la región aquí estudiada (Herrera 2016), y de los ríos Mendoza y Grande, en Argentina (Espizúa 2004). Sin embargo, la cota a la que se encontraron los depósitos correspondientes al LGM y Younger Dryas en esas regiones es mayor que la cota a la que se encuentran los depósitos de la misma edad en la hoya del Cachapoal. Por otra parte, en la hoya del Maipo los depósitos glaciales más distales, con una edad pre-LGM, se encuentran a ~1200 m s.n.m. (Herrera 2016). Esta es una cota también mayor que la de la morrena más distal y más antigua de la hoya del Cachapoal, que se ubicaría a una altura de unos 950 m s.n.m. y cuya edad, basada en su posible conexión con los cordones morrénicos de Los Cerrillos, sería LGM. Estas discrepancias ponen en evidencia la necesidad de realizar mayores investigaciones para precisar la cronología glaciar a lo largo dela vertiente occidental de la Cordillera Principal. Referencias Balco, G., Stone, J.O., Lifton, N.A. y Dunai, T.J., 2008. A complete and easily accessible means of calculating surface exposure ages or erosion rates from 10Be and 26Al measurements. Quat. Geochronology 3: 174-195. Charrier, R., 1981. Geologie der chilenischen Hauptkordillere zwischen 34° und 34°30´ südlicher Breite und ihre tektonische, magmatische und paläogeographische Entwicklung. In: Berliner geowissenschaftliche Abhandlungen: Reihe A, Geologie und Paläontologie, 36, 270 p., Berlin. Chmeleff, J., von Blanckenburg, F., Kossert, K. y Jakob, D., 2010. Determination of the 10Be half-life by multicollector ICP-MS and liquid scintillation counting. Nucl. Instr. Meth. B 263(2): 192-199. Espizúa, L. 2004. Pleistocene glaciations in the Mendoza Andes, Argentina, in: Ehlers, J. & Gibbard, P. (eds.). Quaternary Glaciations: Extent and Chronology. Part III: South America, Asia, Africa, Australasia, Antarctica. Elsevier, Cambridge, Ma., p. 69-73. Herrera, M., 2016. Estimación de las altitudes de las líneas de equilibrio en glaciares de montaña para el último ciclo glacial-interglacial en los Andes de Santiago, Chile central. PhD thesis, Departamento de Geología, Universidad de Chile, 171 p., Santiago. Lal, D., 1991. Cosmic ray labeling of erosion surfaces: in situ nuclide production rates and erosion models. Science 104: 424-439. Nishiizumi, K., Imamura, M., Caffee, M.W., Southon, J.R., Finkel, R.C. y McAninch, J., 2007. Absolute calibration of 10Be AMS standards. Nucl. Instrum. Methods Phys. Res. B 258, 403-413. Santana, R., 1967. Rasgos de la glaciación



GMPE-1: Paleoclima y reconstrucciones paleoambientales

cuaternaria en El Manzanar, Valle del Cachapoal, Andes de Rancagua. Revista Geográfica de Valparaíso, Tomo I, No. I, 85-98. Stone, J.O., 2000. Air pressure and cosmogenic isotope production. Journal of Geophysical Research - Solid Earth 105: 23753-23759. Zech, R., May, J., Kull, C., Ilgner, J., Kubik, P. y Veit, H., 2008. Timing of the late Quaternary glaciation in the Andes from 15° to 40° S. Journal of the Quaternary Science, 23(6-7): 635-647.

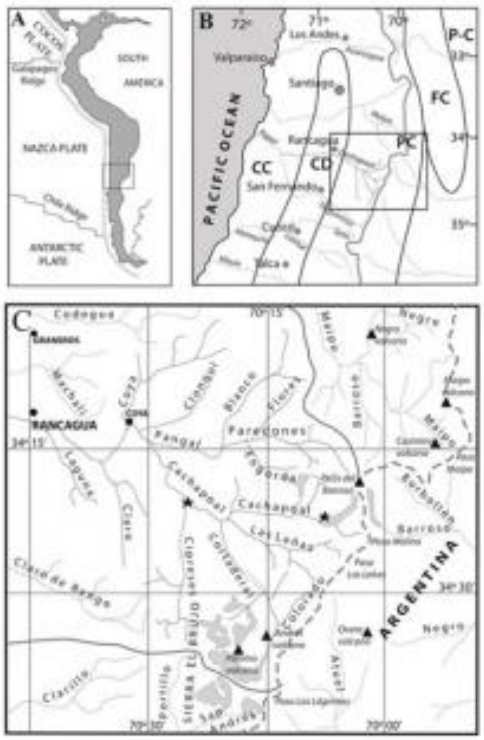


Tabla 1. Edades ^{10}Be obtenidas con el modelo de Lifton et al. (2005)

Sample	Age (ka)	Uncertainty (ka)	Average (ka)	Uncertainty (ka)
4A	4,493	0,756	3,788[a]	0,762
4B	9,462	1,261	excluded	
P2-a	14,351	2,387	13,399.5[b]	1,705
P2-b	6,573	1,177	excluded	
2c	12,448	2,436		
6b	3,082	0,767		
25	20,247	2,852	21,072[c]	2,507
26	21,897	5,257		

[a] Promedio de edad para las muestras 4A y 6b.
[b] Promedio de edad para las muestras P2-a y 2c.
[c] Promedio de edad para las muestras 25 y 26.

Fig. 1. A. Región de estudio en los Andes centrales; el recuadro indica la ubicación de Figs. 1B y 1C. B. Subdivisión morfoestructural en la región central de Chile y Argentina. La línea gris más gruesa corresponde al límite internacional. CC. Cordillera de la Costa, CD. Depresión Central, PC. Cordillera Principal, FC. Cordillera Frontal, P-C. Precordillera. C. Sistemas fluviales de la Cordillera Principal occidental, entre ~34° y 34°45'S. Glaciares principales están representados en color gris claro y los volcanes con triángulos negros. La ubicación de las morrenas datadas se indica con una estrella negra. Las líneas grises gruesas separan la hoya del Cachapoal de las hoyas del Maipo y del Tinguiririca.

GMPE-1: Paleoclima y reconstrucciones paleoambientales

Cambios hidroclimáticos en el Altiplano Sudamericano durante el ultimo milenio inferidos a través de registros dendrocronológicos

Duncan Christie[1], Mariano Morales[2], Ricardo Villalba[2], Mathias Vuille[3], Claudio Alvarez[1], Diego Aliste[1], Gonzalo Velazquez[1], Felipe Flores[1].
(1) Instituto de Conservación Biodiversidad y Territorio, Facultad de Ciencias Forestales Recursos Naturales, Universidad Austral De Chile
(2) Instituto Argentino de Nivología, Glaciología y Ciencias Ambientales, IANIGLA, Argentina
(3) Department of Atmospheric and Environmental Sciences, University at Albany, New York, USA

Durante los últimos 50 años la región del Altiplano Sudamericano ha experimentado significativos cambios ambientales caracterizados por un aumento de temperaturas, un incremento en la elevación de la isoterma 0°C y un continuo retroceso de glaciares. Esto cambios han ocurrido de la mano con un incremento significativo por la demanda de recursos hídricos, los cuales son un factor clave modulando la dinámica de sistema semiárido y el desarrollo socioeconómico de la región. Los registros hidroclimáticos instrumentales para esta región comienzan principalmente a partir de la mitad del sXX, lo cual restringe severamente la evaluación y entendimiento de tendencias de largo plazo, y la capacidad de verificación de modelos predictivos. En este estudio presentamos una serie de reconstrucciones de hidroclimáticas de la región del Altiplano utilizando principalmente anillos de árboles. Las reconstrucciones contienen una clara señal de tipo ENSO a múltiples escalas temporales y espectrales. A partir de la década de 1930s se observa una persistente tendencia hacia una mayor aridificación, la cual alcanza valores sin precedentes dentro del contexto de los últimos 700 años. Por otro lado, los registros desarrollados indican que la ocurrencia de períodos secos de persistencia centenial han sido una característica recurrente en el clima de los Andes centrales dentro del período de tiempo analizado. Por otro lado, la coherencia exhibida por los registros de anillos de árboles y otros indicadores paleoclimáticos brinda la oportunidad para desarrollar futuras reconstrucciones utilizando registros múltiples para esta región.

GMPE-1: Paleoclima y reconstrucciones paleoambientales

Características mineralógicas y sedimentarias de los fiordos Yendegaia, Pía y del Canal Beagle, Sur de Chile: Una interpretación paleoambiental

Carolina Faúndez[1], Lorena Rebolledo[2], Práxedes Muñoz[3], Marco Salamanca[4].
(1) Instituto Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias, Universidad Austral De Chile
(2) Departamento de Cambio Climático, Instituto Antártico Chileno, Punta Arenas, Chile
(3) CEAZA, Universidad Católica del Norte, Coquimbo , Chile
(4) Departamento de Oceanografía, Universidad de Concepción, Concepción, Chile

Introducción

A través del estudio de la mineralogía y composición de los sedimentos, se realizó una reconstrucción paleoambiental a través del uso de testigos sedimentarios recolectados en Bahía Yendegaia (54°50´S-68°40´O) y Fiordo Pía (54°53´S-69°39´O). En Bahía Yendegaia, se recolectaron tres testigos desde la cabeza a boca (E1, E2, E3), y en Fiordo Pía uno situado cerca de la boca del fiordo. Ambos fiordos son estratificados, con salinidades y temperaturas menores hacia la cabeza de los respectivos fiordos. En estos testigos sedimentarios, se registró un aumento en el contenido de arenas, limo y cuarzo hacia el presente asociado a una mayor precipitación y escorrentía que se registra durante los últimos años en la zona de Punta Arenas.

Geología del Canal Beagle

El Canal Beagle, pertenece a la consecuencia del geodinamismo de la Cordillera Patagónica. Se caracteriza por la presencia de batolitos de granitoides correspondientes al Cretácico-Mioceno producto de la actividad volcánica de la zona sur de los Andes, establecida durante el Pleistoceno y Holoceno (Hervé., et al 2008). Los sectores de interés de investigación, como Bahía Yendegaia y Fiordo Pía, pertenecen a la Cordillera Darwin, parte de la Cordillera Patagónica. Este se caracteriza por poseer principalmente metasedimentos y rocas metamórficas, cubierta en algunos sectores aún por glaciares, till y material glaciofluvial. (Kuylenstierna., et al 1995).

Las rocas y basamentos que dominan y rodean el Canal Beagle comprenden la era geológica del Jurásico y Cretácico principalmente. En términos litológicos, las rocas que dominan en el Fiordo Pía y Bahía Yendegaia, son principalmente rocas correspondientes al Complejo Ofiolítico del Jurásico Temprano (Tassone., et al 2010). La existencia del Complejo Ofiolitco es interpretado como consecuencia del proceso geológico de obducción. Este proceso, hace referencia a pedazos de la litosfera oceánica generalmente de composición máfica, que son arrancados de su posición, e incorporados al continente en frentes de colisión (Tanner y Rex, 1979).

Las formaciones geológicas como la Formación Tobífera, Hardy y Yaghán, son las más representativas del sector Yendegaia. La Formación Tobífera, se caracteriza por ser representada por rocas volcánicas riolíticas debido al desarrollo del volcanismo silíceo durante la desintegración de Gondwana en el Jurásico Medio Superior (Suárez et al., 1985). La Formación Hardy se caracteriza por depósitos de flujo de masa volcanoclásticas e intercalaciones de lavas riolíticas a basálticas con carácter calcoalcalino, esta formación es típica del Jurásico Tardío (Suárez et al., 1985). La formación Yaghán corresponde a turbiditas volcanoclásticas del Jurásico Medio y Cretácico (Suárez, 1978). La geología del sector está influenciada principalmente por procesos como el volcanismo y la glaciación. Cerca del sector del Canal Beagle, se encuentran dos centros volcánicos tales como el Complejo Volcánico Pali-Aike y el Complejo Volcánico Pocksaddle, siendo éste último el más influyente. El Complejo Volcánico Packsaddle del Mioceno, representa un arco volcánico del Terciario con basaltos columnares, aglomerados volcánicos, rocas piroclásticas y depósitos lahári cos que yacen en discordancia sobre la Formación Yaghán.

La glaciación del Cuaternario tiene su desarrollo en el periodo del Plio-Pleistoceno influenciando las condiciones hidrodinámicas del Canal Beagle definiéndolo como un estuario dinámico controlado significativamente por flujos de marea desde este a oeste y un régimen semidiurno.

A través de un análisis multi-proxy, se pueden establecer relaciones entre la precipitación y textura terrígena de los últimos 100 años, de esta manera, se creó una interpretación paleoclimática de la zona.

GMPE-1: Paleoclima y reconstrucciones paleoambientales

Análisis mineralógico y de textura terrigena en bahía Yendegaia y fiordo Pía

En Bahía Yendegaia se obtuvieron tres testigos E1, E2, Y E3 ubicados de la cabeza a boca del fiordo. En cada sector se extrajeron testigos sedimentarios de: 10, 34 y 16 cm de longitud respetivamente, y en el Fiordo Pía, 1 testigo sedimentario de 16 cm. Las muestras de sedimentos en los testigos, se cortaron por estratos cada 1 cm, y se procedió a guardar cada muestra del estrato en bolsas ziploc a -4°C. Finalmente, en el laboratorio se analizó los colores de las muestras según la escala de colores de Munsell, siendo el más predominante en este sector 5Y 4/1, mientras que en Fiordo Pía, el color más predominante es el GLEY 1 4/10.

Para analizar la mineralogía de los testigos, se trabajó con la elaboración de Smear-Slides, siguiendo el protocolo de Ocean Driling Program (ODP). Una vez realizados los Smear-Slides, la identificación de minerales fue realizada mediante observación y conteos bajo un microscopio óptico. Los minerales que más abundan en los tres sectores son: mica, cuarzo y feldespato. El cuarzo tiende a disminuir con la profundidad, mientras que, la mica y el feldespato aumentan. La mineralogía y la textura terrígena del Fiordo Pía y de la Bahía Yendegaía tienden a ser parecidas, esto es debido a que el canal posee una estratificación dinámica estuarina equivalente a la de un fiordo, pero condicionada morfológicamente por el angostamiento de la Isla Gable (Bujalesky., et al 2004).

En ambos sectores, es común ver cantidades elevadas de clorita y mica. Esto es posiblemente debido al decrecimiento de procesos químicos relacionados al calor y a la humedad cercanas a áreas polares, donde este tipo de minerales son más abundantes. Los sedimentos que abundan en estos sectores son principalmente de origen detríticos como producto de procesos meteorológicos físicos actuando en los afloramientos cristalinos continentales (Marioni et al., 1997). La mineralogía de esta zona es principalmente derivada de su roca madre correspondiente a la Formación Tobífera en la Cordillera Sur Patagónica correspondiente a un granitoide. Otra explicación a la posible existencia principalmente de la clorita es debido a la existencia de un bajo grado de metamorfismo ocurrido en la zona.

Un mineral que destaca en ambos sectores de estudio, es la Glauconita. El estudio de la Glauconita es muy importante y útil para determinar la duración de periodos asociados a bajas tasas de sedimentación para caracterizar condiciones paleoceonográficas y paleoambientes. En Bahía Yendegaia, en sector E2, se pudo observar notoriamente este mineral, este se destaca por ser abundante a mayor profundidad. Es importante considerar que en el sector de Bahía Yendegaia, se determinó el decaimiento del 210Pb con el fin de estimar la tasa de sedimentación. Las muestras de datación para la estación E2, se realizaron en el laboratorio de la Universidad Católica del Norte y los conteos en el Laboratorio de Oceanografía Química del Departamento de Oceanografía. El isótopo radioactivo 210Pb, es perteneciente a la serie de desintegración radiactiva de 238U. Este isótopo permite su utilización en la determinación de la edad absoluta de registros sedimentarios que abarcan los últimos 150 años. A través de este estudio, se estimó una tasa de sedimentación correspondiente a 0.4 cm/años para el testigo E2 en el sector Bahía Yendegaia. La observación de la textura terrígena es importante de considerar para poder relacionar con los patrones de precipitación en la zona de estudio. En general se observó que, en los tres sectores de estudio en Bahía Yendegaia, a mayor superficialidad existe más concentración de partículas tamaño arena, la aparición de limo se va haciendo notoria mediante aumenta la profundidad. La cantidad de partículas tamaño arena es más notoria en el sector E1, que en el sector E3. En general, los sedimentos más gruesos y arenas se sitúa cercanos a la desembocadura, mientras que los sedimentos de grano fino y arcilla, se deposita más cerca de la cabeza del estuario.

Valdés-Pineda et al., (2018), registraron una tendencia general de incremento en la precipitación en la zona de Punta Arenas durante los últimos 100 años, esto está asociado a una mayor abundancia relativa de arena y limo que se registraron en los testigos. Al incrementarse la precipitación, hay mayor escorrentía, lo que facilita el transporte de sedimentos como de arena y limo. A su vez, el incremento de la precipitación está relacionado con el aumento de temperaturas, en otras palabras, el aumento de la temperatura superficial del aire (series históricas) en los últimos tiempos, provocó un aumento de la precipitación generando en consecuencia mayor concentración de abundancia relativa de arena y limo en los sectores observados.

Agradecimientos

Centro Fondap-Ideal, INACH

GMPE-1: Paleoclima y reconstrucciones paleoambientales

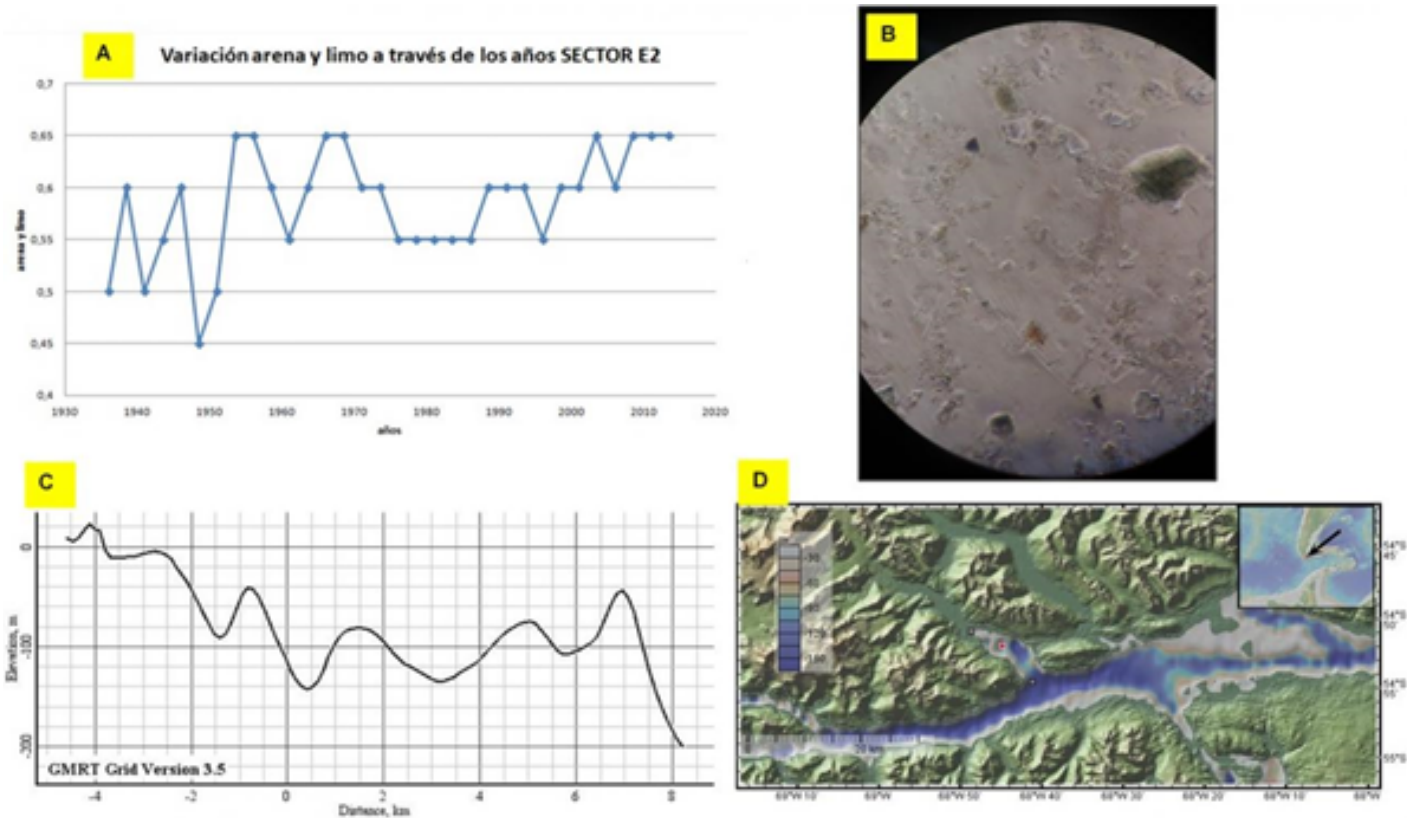


Fig 1. [A] Representa la abundancia relativa de arena y limo a través de los años en la Estación E2 de Bahía Yendegaia, con una mayor variabilidad en la base del testigo y un aumento en la abundancia de arenas y limos hacia el presente. [B] Fotomicrografía a 10x del Smear Slide correspondiente al estrato de la profundidad 13 a 14 cm del sector 2 de Bahía Yendegaia, se observó la tendencia de disminución del cuarzo y el aumento del tamaño de los feldespatos principalmente de la existencia de la familia de las plagioclasas conforme aumenta la profundidad. [C] Perfil batimétrico correspondiente a bahía Yendegaia. [D] Mapa de los sectores de extracción de testigo en Yendegaia, utilizando el software Geomapp.

GMPE-1: Paleoclima y reconstrucciones paleoambientales

Evidencias sedimentológicas y geoquímicas de un episodio extremadamente árido durante el límite Mioceno Medio – Superior en el Desierto de Atacama (~21ºS–25ºS)

Alberto Fernández-Mort[1,2], Ana M. Alonso-Zarza[2,3], Rodrigo Riquelme[1].
(1) Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ingeniería y Ciencias Geológicas, Universidad Católica del Norte, Antofagasta, Chile
(2) Departamento de Mineralogía y Petrología, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid, Madrid, España
(3) Instituto de Geociencias (IGEO), UCM-CSIC, Madrid, España

La evolución paleoclimática Cenozoica del Desierto de Atacama ha sido ampliamente estudiada en las últimas dos décadas. En particular, gran parte de los estudios tratan de esclarecer cuándo tuvo lugar el establecimiento de las condiciones hiperáridas que persisten hasta la actualidad, pero las posibles edades propuestas varían desde el Oligoceno Superior hasta el Pleistoceno. Este estudio presenta datos sedimentológicos y geoquímicos (isotopía de $\delta^{13}C$ y $\delta^{18}O$) obtenidos en el Distrito Minero Centinela (~23ºS) y en la Cuenca Quebrada El Profeta (~25ºS), ambos situados en la Precordillera del Norte de Chile. El registro sedimentario de ambos sectores desde el Eoceno al Mioceno está compuesto por depósitos siliciclásticos, principalmente conglomerados y brechas formadas en un contexto continental dominado por abanicos aluviales y, en menor medida, por calizas lacustres/palustres y paleosuelos carbonáticos y yesíferos. La correlación de los registros estratigráficos de ambas cuencas es compleja debido a que la sedimentación está controlada por factores tectónicos y ambientales locales. Sin embargo, en ambas zonas de estudio se reconoce una yesicreta pedogénica de hasta 5 m de espesor cubierta por un nivel volcánico datado en ~9,5 Ma. Otros estudios realizados en la Pampa del Tamarugal (~21ºS) y en la Cuenca de Calama (~22,5ºS) también describen una yesicreta similar de la misma edad. Los datos de $\delta^{13}C$ y $\delta^{18}O$ obtenidos en carbonatos más antiguos que dicha yesicreta (hasta el Eoceno Medio) en el Distrito Minero Centinela, en la Cuenca Quebrada El Profeta y los presentados por otros trabajos son más negativos (valores medios; $X_{\delta 13C}$=-3,3; $X_{\delta 18O}$=-6,2) que los obtenidos en la propia yesicreta ($X_{\delta 13C}$=-1,6; $X_{\delta 18O}$=-0,7) y en depósitos más jóvenes que ésta (hasta los ~3 Ma; $X_{\delta 13C}$=4,7; $X_{\delta 18O}$=-2,4). Estos valores más pesados reflejarían una menor actividad biológica y mayores tasas de evaporación asociadas a condiciones relativamente más áridas. La formación de la yesicreta a los ~9,5 Ma (edad mínima) y su gran extensión regional (observada desde los ~21ºS hasta los ~25ºS) reflejaría un episodio extremadamente árido ocurrido durante el límite Mioceno Medio – Superior. Además, la preservación de esta yesicreta hasta la actualidad y los valores relativamente pesados de $\delta^{13}C$ y $\delta^{18}O$ obtenidos en esta yesicreta y en depósitos más jóvenes indicarían que desde el Mioceno Medio – Superior ha predominado una tendencia climática general hiperárida en el Desierto de Atacama.

GMPE-1: Paleoclima y reconstrucciones paleoambientales

Actividad del anticiclón del Pacífico sur durante fines del Holoceno tardío a partir de modelos de circulación general e indicadores climáticos

Valentina Flores-Aqueveque[1,2], Paola A. Arias[3], Maisa Rojas[4], Francisco Briceño-Zuluaga[5].
(1) Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(2) Centro de Investigación Arqueológica Marítima del Pacífico sur Oriental (ARQMAR)
(3) Escuela Ambiental, Facultad de Ingeniería, Universidad de Antioquia, Medellín, Colombia
(4) Departamento de Geofísica, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(5) Instituto de Investigaciones Marinas y Costeras (INVEMAR), Colombia

En este trabajo analizamos los resultados de 5 simulaciones CMIP5/PMIP3 para variaciones en el Anticiclón Subtropical del Pacífico Suroriental durante el Último Milenio (850-1850 CE) y el periodo histórico (1850-2000 CE). Específicamente, estudiamos su respuesta frente a periodos globales extremos como la Pequeña Edad del Hielo (LIA, Little Ice Age) y el Período Cálido Actual (CWP, Current Warm Period), y su influencia sobre otros componentes océano-atmosféricos del sistema climático del suroeste de Sudamérica. Para esto se analizaron diferentes variables atmosféricas consideradas como representativas del anticiclón y/o de su influencia. Estos resultados se compararon con numerosas reconstrucciones paleoclimáticas de alta resolución desarrolladas a partir de diversos indicadores climáticos, localizados principalmente en el Hemisferio Sur. Los modelos de circulación global muestran importantes cambios en la circulación atmosférica del margen suroccidental de Sudamérica. En particular, se observa que el anticiclón varía de una condición contraída en el período frío, a un estado expandido, durante el período cálido. Paralelamente, los vientos meridionales costeros se presentan debilitados durante la LIA y se intensifican durante el CWP. A latitudes más altas, se observa que el cinturón de los vientos del oeste (westerlies) migra hacia el ecuador y se expande en condiciones frías, y se desplaza hacia el polo y se contrae durante un periodo cálido. Estas variaciones estarían relacionadas principalmente a cambios en el sistema climático tropical. Nuestros resultados son consistentes con la mayoría de los diferentes registros paleoclimáticos analizados.

GMPE-1: Paleoclima y reconstrucciones paleoambientales

Paleoecología de foraminíferos bentónicos holocenos de la Bahía de Guanaqueros, Chile

Francisco Fonseca[1], Cristina Ortega[1], Gabriel Vargas[1].
(1) Geología, Ciencias Fisicas y Matematicas, Universidad de Chile, Santiago, Chile

Se presenta el estudio de la fauna de foraminíferos bentónicos realizado en sedimentos de fondo oceánico holocenos de la Bahía de Guanaqueros, Región de Coquimbo, Chile. En total, se han encontrado individuos de 52 especies distintas, agrupadas en 29 géneros y 4 órdenes. Las especies más representadas son *Bolivina seminuda*, *Nonionella auris, Cancris inflatus, Bolivina plicata*, *Bulimina marginata, Cassidulina auka* y *Epistominella exigua*. Otras especies menos abundantes solo se encontraron en ciertos tramos del registro sedimentario, como *Textularia gramen* y *Epistominella pacífica*. A través de curvas de abundancia de las especies presentes a lo largo del registro sedimentario se reconocieron variaciones paleoecológicas ocurridas frente a la costa semiárida de Chile durante el Holoceno. Estas variaciones estarían principalmente relacionadas a cambios del nivel del mar, la oxigenación de las aguas y la temperatura. Durante el Holoceno temprano (*ca*. 9500-7500 años cal AP) la base del registro sedimentario apunta a un ambiente litoral submareal acompañado de una baja temperatura de las aguas, mientras que desde el Holoceno medio (*ca*. 7500 años cal AP) evolucionó hacia un ambiente de sedimentación hemipelágica propia de plataforma interna junto con una temperatura de las aguas relativamente más cálida en comparación con el Holoceno temprano. Este cambio de ambiente estaría relacionado con el ascenso del nivel del mar post-Último Máximo Glacial. Desde 7000 años cal AP hasta el presente, los principales cambios ecológicos estarían asociados a variaciones en la oxigenación de las aguas, pudiéndose identificar al menos 3 etapas: condiciones con muy escaso contenido en oxígeno durante el Holoceno medio (*ca.* 7500-5500 años cal AP), condiciones predominantemente hipóxicas con marcados aumentos ocasionales en la cantidad de oxígeno durante el Holoceno tardío (*ca*. 5500 años cal AP al último siglo) y un leve incremento en la cantidad de oxígeno disuelto durante el último siglo. Se plantea que los cambios en las condiciones ecológicas dentro de la bahía durante el Holoceno medio y tardío tendrían una estrecha relación con las variaciones climáticas y oceanográficas asociadas a El Niño – Oscilación del Sur (ENSO).

GMPE-1: Paleoclima y reconstrucciones paleoambientales

Late Quaternary glacier advancements in the Andes of Santiago, central Chile, and paleoclimatic implications

Mariajosé Herrera[1], Gabriel Vargas[1], José Luis Antinao[2], Steven Forman[3].
(1) Geología, Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile
(2) Geology, Geology, Indiana Geological Survey, Indiana, Estados Unidos
(3) Geology, Department of Geosciences, Baylor University, Texas, Estados Unidos

Andean mountain glaciers in central Chile are located in a transitional zone between the seasonal influence of the mid latitude westerlies and subtropical semiarid conditions to the north, in spite of their relevancy, long term glacial dynamics related to paleoclimate conditions during the Late Quaternary is poorly known. Here, from geomorphological and geochronological analyzes we reconstruct the timing and position of Late Quaternary glaciers in the Andes of Santiago (33º50'S), and we discuss paleoclimatic implications of our findings. Based on the recognition of outwash plains, moraines and glaciolacustrine deposits dated by Optically Stimulated Luminiscence (OSL), ^{36}Cl cosmogenic radionuclide and ^{14}C geochronological methods, we defined two glacial geomorphological systems in El Volcán river-mountain hydrologic catchment named San Gabriel and La Engorda drifts. Our observations evidence an Early Local Last Glacial Maximum (ELGM) at San Gabriel drift (1300 m a.s.l.), dated as 45-36 ka BP. Glacial stages concomitant with the global Last Glacial Maximum (LGM) and the Younger Dryas (YD) were identified and dated at La Engorda drift (2450-2570 m a.s.l.), as 24-17 ka BP and 10 ka BP, respectively. We propose that San Gabriel drift represents a prolonged glacial advancement associated with regional wet conditions as reported by previous paleoclimate records in central Chile. While a glacial advancement during the LGM at La Engorda was most probably driven by global cold and relatively humid regional conditions, a glacial stage at the time of the YD recorded in the same drift was associated with regional arid conditions, drawing the sensitivity of these subtropical mountain glacier systems to climate changes. We estimate a maximum variation of 1200 m in the position of the Late Pleistocene Equilibrium Line Altitude (ELA), inferred at 3400 and 3600 m a.s.l. at the time of San Gabriel and La Engorda drifts, respectively, with respect to its modern location at 4600 m a.s.l.

GMPE-1: Paleoclima y reconstrucciones paleoambientales

Comparison of Equilibrium Line Altitude since LLGM to the present day in the Central Andes Chile

Mariajosé Herrera[1].
(1) Geología, Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile

The work presents the results of comparison of Equilibrium Line Altitude (ELA) through application of normalized indexes and three methods of estimation of paleo-ELA´s. Variations in modern ELA´s compared to those estimated for the Last Glacial Maximum (LGM) and Local Last Glacial Maximum (LLGM) periods were performed through the reconstruction of paleo-glaciers. The observed changed are in agreement with the variations in the eastern flank of the Los Andes, with decreases in the position ELA´s of ~1000 meters between modern and LGM period and ~1200 meters between modern and LLGM period. The estimated variations in the LLGM and LGM periods only reach 300 meters of difference, which is related with predominance of wet conditions and higher rainfall than the present, that allowed the permanence of ELA´s to similar heights between the two periods. Abrupt changes in first-order factors, such as precipitation and temperature, during the last 20 ka BP, have generated a difference of approximately 1000 meters between modern and LGM ELA´s. The comparison of methods of estimation of paleo-ELA´s allows to consider that the most reliable method for the determination of Equilibrium Line Altitude in paleo-glaciers is that reconstruction of its mass balance. The Accumulation Area Ratio (AAR) method is accurate, spite, that only based on the reconstruction of the paleoglacier and the ratios between the areas of accumulation and the total area. The Terminus Headwall Altitude Ratio (THAR) method proved to be the least accurate, and consistently with the literature corresponds to a method that overestimates the altitudinal position of the ELA´s, so its application is only referential and serves as a comparison and not as a valid result, at least for this work. Estimates of ELA´s at the late Pleistocene scale and the variation of only 300 meters between LLGM (~ 45-36 ka BP) in the San Gabriel system and the LGM (~ 24-18 ka BP) in the glacial system of La Engorda linked to paleoclimatic conditions of greater precipitation; the abrupt elevation of the ELA´s between the LGM and the present time indicate decreases in precipitation as well as increases in temperatures.

GMPE-1: Paleoclima y reconstrucciones paleoambientales

Using tephrochronology on marine sediment cores to obtain robust chronologies in the South East Pacifc during the last glacial transition

Consuelo Martínez[1], Giuseppe Siani[2].
(1) Geología, Universidad De Chile
(2) Département des Sciences de la Terre, Laboratoire GEOPS, Université Paris-Sud, Orsay, France

The ocean plays an important role in modulating the amount of CO2 in the atmosphere and has been indicated as the most likely origin of CO2 increase during the last deglaciation (Broecker and Barker, 2007). In particular, the Equatorial East Pacific (EEP) and the Southern Ocean (SO) are among the main places on earth where CO2 sinks or is released to the atmosphere (Takahashi et al., 2009) through the upwelling and formation of water masses. The South East Pacific (SEP) is influenced by waters masses coming from both the SO and the EEP (Silva et al., 2009), making it a key area to understand past changes oceanography and in climate.

Obtaining robust chronologies is key for a correct interpretation and correlation of climatic records. Correcting planktic foraminifera 14C ages for 14C Surface Reservoir ages (Rs) is broadly utilized for obtaining marine cores chronologies. However, the assessment of precise Rs, has demonstrated that these can vary greatly in time, especially during the late glacial and last deglaciation (Burke and Robinson, 2012; Siani et al., 2013; Skinner et al., 2015). In the SEP only five Rs for one site has been obtained so far (Siani et al., 2013), which are not necesarilly applicable to other sites, thus more Rs must be obtained in order to improve the correlation of climatic data in the ocean and on land. In addition, Rs are themselves a proxy of local and regional upwelling and water mass distribution, helping unravel the issue of changes in oceanography during the last transition.

The high explosiveness of the Andes and its recurrent volcanic activity in the last 20 ka BP (Fontijn et al., 2014; 2016) offer an opportunity to obtain various Rs in the SEP at different latitudes. We aim to obtain Rs in marine sediment cores MD07-3098 (40°56' S, 3055 m) and MD07-30981 (49°26' S, 3273 m) by identifying criptotefra layers as glass shard peaks. These criptotephra layers are then characterized geochemically by obtaining major (Electron Probe Microanalysis CAMPARIS (Univ Paris VI)) and trace elements (LA-ICP-HR) in individual galss shards and a stratigraphic references is obtained by dating planktic foraminifera in the same depth. With this information, ideally the corresponding and preciselly dated tephra on land can be identifyied. The difference of the 14C age on land and of the foraminifera in the core results in marine reservoir ages in the area.

GMPE-1: Paleoclima y reconstrucciones paleoambientales

Proveniencia y dinámica de aguas e implicancias paleoambientales de carbonatos del sistema kárstico del seno Barros Luco, Isla Madre de Dios, Patagonia, Chile.

Gonzalo Navarro[1], Francisco Fernandoy[1,2], Sebastian A. Crespo[3].
(1) Geología, Laboratorio de Análisis Isotópicos (LAI), Facultad de Ingeniería, Universidad Andrés Bello, Viña del Mar, Chile
(2) Centro de Investigación para la Sustentabilidad (CIS), Facultad de Ecología y Recursos Naturales, Universidad Andrés Bello, Santiago, Chile
(3) Instituto de Geografía, Facultad de Ciencias del Mar y Geografía , Pontificia Universidad Católica de Valparaíso, Valparaíso, Chile

Se presentan los primeros antecedentes hidrogeológicos del sistema kárstico que alberga la isla Madre de Dios, junto a nuevos datos isotópicos de rocas de la unidad Calizas Tarlton que conforman el mismo, en la Patagonia chilena. Se obtuvieron para esta investigación muestras de agua y de roca carbonatada de la unidad Calizas Tarlton (CT) para la determinación de sus relaciones de isótopos estables y características petrográficas, de manera de establecer el potencial como indicador paleo-ambiental de éstas. El estudio se enmarca en la Expedición Última Patagonia 2017, desarrollada por la asociación francesa Centre Terre en el sector comprendido entre el canal Trinidad y el seno Barros Luco en la isla Madre de Dios, durante los meses de enero y febrero del 2017. Las texturas deposicionales reconocidas, en su mayoría como mudstone, y la ausencia de evidencias de recristalización y/o deformación, así como los rangos de composición isotópica de $\delta^{13}C$ de las rocas constituyentes de las CT, que incrementan con la altura en la columna, reflejan la existencia de una transgresión marina durante su formación (Pensilvaniano medio-Pérmico temprano), en un ambiente deposicional marino (3.7‰ $\delta^{13}C_{VPDB}$ promedio) de aguas tranquilas. Los rangos de las composiciones isotópicas de $\delta^{18}O$ y $\delta^{2}H$ de las aguas muestreadas revelan un significativo control de las aguas meteóricas en el sistema, las cuales en su evolución incorporan humedad externa y una mayor interacción del sistema agua-roca en profundidad, reflejado en un incremento de los valores de exceso de deuterio y conductividad eléctrica, respectivamente. Las aguas meteóricas caídas en el período medido, entre el 4 y 24 de febrero, entrega una primera aproximación a la Línea de Aguas Meteóricas Local de la isla Madre de Dios dada por la relación $\delta^{2}H = 7{,}58 * \delta^{18}O + 3{,}37$, cuyas masas de aire transportadoras de la humedad provienen principalmente desde el suroeste (60°S). Se aprecia el efecto altitudinal en las aguas de la isla, lo que determina la existencia de dos marcados grupos caracterizados por composiciones isotópicas relativamente empobrecidas, para las muestras colectadas de menor a mayor altura. De esta manera, queda demostrado el potencial como indicador paleo-ambiental de las rocas carbonatadas de la unidad Calizas Tarlton asociado particularmete a variaciones en el nivel eustático durante su formación.

GMPE-1: Paleoclima y reconstrucciones paleoambientales

Eventos extremos de lluvia asociadas a El Niño en el borde sur del Desierto de Atacama durante el Holoceno tardío y su proyección para el siglo XXI

Cristina Ortega[1,2], Gabriel Vargas[1], Maisa Rojas[3,2], José A. Rutllant[3,4], Práxedes Muñoz[5,4], Carina B. Lange[6,7,8], Silvio Pantoja[7,8], Laurent Dezileau[9], Luc Ortlieb[10,11].
(1) Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, chile
(2) Núcleo Milenio de Paleoclima
(3) Departamento de Geofísica, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(4) Centro de Estudios Avanzados en Zonas Áridas (CEAZA), Chile
(5) Departamento de Biología Marina, Universidad Catolica Del Norte, Coquimbo, Chile
(6) Centro FONDAP-IDEAL
(7) Departamento de Oceanografía, Universidad de Concepción, Concepción, Chile
(8) Centro de Investigación Oceanográfica COPAS Sur-Austral
(9) Université de Montpellier, France
(10) Soborne Université, France
(11) LOCEAN / Institut de Recherche pour le Développement (IRD)

Flujos de barro e inundaciones gatillados por eventos extremos de lluvia han generado terribles desastres en diversas localidades del Desierto de Atacama. Basados en el análisis de datos meteorológicos y crónicas del siglo XX, el estudio de sedimentos marinos de la Bahía de Tongoy (30°S), y modelos de simulación climática hemos evaluado los factores océano-climáticos que condicionan la ocurrencia de los eventos de lluvia extrema en el borde sur del Desierto de Atacama, su variabilidad durante el Holoceno tardío y su proyección para el siglo XXI. El análisis de los datos históricos muestra que la mayoría de los desastres aluviales en el borde sur del Desierto de Atacama han ocurrido asociados a lluvias torrenciales ocurridas entre marzo y septiembre bajo condiciones El Niño, y más frecuentemente durante la fase cálida de la Oscilación Decadal del Pacífico. Estas condiciones océano-climáticas están asociadas a aguas más cálidas en el Pacífico central-ecuatorial, que favorecen una mayor convección en esa zona, generando patrones más persistentes y/o intensos de la teleconexión trópico-extratrópico Pacífico América del Sur (PSA), los que a su vez causan el bloqueo del flujo de los vientos del oeste en latitudes altas y la consecuente desviación de los frentes de mal tiempo hacia el norte y centro de Chile. Durante el Holoceno tardío, los sedimentos marinos de la Bahía de Tongoy muestran una intensificación de la escorrentía asociada a eventos de lluvia costera desde ca. 3.500 años cal A.P. y luego nuevamente desde ca. 1.700 años cal A.P. El registro también muestra que la temperatura superficial del mar fue altamente variable, lo que puede ser explicado por periodos de aumento de la surgencia costera causada por el fortalecimiento de los vientos del sur en conexión con mayores gradientes de presión a lo largo de la costa y una cubierta reducida de nubes bajas. Se propone que la intensificación de las tormentas y el fortalecimiento de los vientos del sur serían producto de un clima variable condicionado por el fortalecimiento de El Niño – Oscilación del Sur (ENSO) a escala interanual y tipo-ENSO a escala interdecadal durante el Holoceno tardío. Las proyecciones basadas en el Proyecto de Intercomparación de Modelos Acoplados fase 5 (CMIP5) indican una reducción de la precipitación anual en un 15 30% hacia finales de este siglo, junto con eventos extremos de lluvia más intensos que pueden provocar desastres aluviales como el de marzo del 2015 en Atacama.

GMPE-1: Paleoclima y reconstrucciones paleoambientales

Glacier fluctuations in southern Patagonia over multiple glacial cycles and implications for regional climate

Carly Peltier[1], Michael R. Kaplan[2], Joerg M. Schaefer[1,2], Sean D. Birkel[3], Jose Araos[4], Esteban A. Sagredo[5], Roseanne Schwartz[2].
(1) Department of Earth and Environmental Sciences, Columbia University, New York, NY, USA
(2) Lamont-Doherty Earth Observatory, Palisades, NY, USA
(3) Department of Earth Sciences, Climate Change Institute, University of Maine, Orono, ME, USA
(4) Department of Geography, Faculty of Social Sciences, Universidad Alberto Hurtado, Santiago, Chile
(5) Institute of Geography, Faculty of History, Geography and Political Science, Pontificia Universidad Católica de Chile, Santiago, Chile

In order to address the fundamental question of when and why ice age climates begin and end in the Southern Hemisphere, robust glacial chronologies are needed. Previous work on Southern Hemisphere glaciations has primarily focused on the glacial records up until and including the Last Glacial Maximum (LGM). In order to test hypotheses related to the timing and fundamental causes of glaciations that have arisen from studying the LGM, we can look at glaciations prior to the LGM. For example, it has been proposed that the position and strength of the Southern Hemisphere Westerlies (SHW) played a key role in Termination 1. By looking at moraine records with multiple major terminations, we are able to compare more than one glacial maximum ending; this may allow improved understanding of whether a change in the position and strength of the SHW is a fundamental component of glacial terminations in general in southern South America. As previous studies have demonstrated, well-preserved glacial deposits left by large ice sheet lobes adjacent to the Strait of Magellan (52°S; Chile) in southernmost South America provide a unique opportunity to reconstruct the timing and structure of at least the last two glaciations and terminations. We apply ^{10}Be surface exposure dating of glacially deposited moraine boulders and detailed geomorphic mapping of the Strait of Magellan. Here we present a sequence of six moraine sets at the Strait of Magellan that span ~18-28 ka and ~60-70 ka showing that there was a major advance at Marine Isotope Stage (MIS) 4. This coincides with a glacial maximum in New Zealand's Southern Alps (44°S), providing evidence for a hemispheric-scale full glacial maximum during MIS 4, similar in size to MIS 2. Lastly, we apply the University of Maine Ice Sheet Model to estimate the temperature and precipitation departures necessary to allow the glaciers to expand to the dated and mapped extents. Preliminary results produced by the model at the two sites are consistent with a northward shift of the SHW during the LGM relative to the present. Establishment of detailed records and modeling of the Patagonian Ice Sheet allow us to test proposed mechanisms for the last few glacial maxima and their terminations.

GMPE-1: Paleoclima y reconstrucciones paleoambientales

Mapas paleogeográficos a escala global durante el Cenozoico: implicancias para la transición Eoceno-Oligoceno

Fernando Poblete[1], Guillaume Dupont-Nivet[6,2], Alexis Licht[3], Douwe Van Hinsbergen[4], Pierrick Roperch[6,5], Francois Guillocheau[6], Guillaume Baby[6], Michiel Baatsen[7].
(1) Instituto de Ciencias de la Ingeniería, Universidad de O´Higgins, Rancagua, Chile
(2) Universität Potsdam, Institute of Earth and Environmental Science, Germany
(3) Department of Earth and Space Sciences, University of Washington, Seattle WA 98195, USA
(4) Department of Earth Sciences, Utrecht University, Heidelberglaan 8, 3584 CS Utrecht, the Netherlands
(5) CNRS (CNRS/INSU) UMR 6118, Géosciences Rennes, France
(6) Géosciences Rennes, UMR CNRS 6118, Université de Rennes, , France
(7) IMAU, Utrecht University, Princetonplein 5, 3584CC Utrecht, the Netherlands

Los mapas paleogeográficos son esenciales para entender la dinámica terrestre. Ellos proveen las condiciones de borde necesarias para modelos paleoclimáticos y geodinámicos, procesos superficiales y de interacción de biota. En particular, la apertura y cierre de conexiones oceánicas y el crecimiento de cordilleras son importantes agentes que permiten generar cambios climáticos e intercambio de biota. Sin embargo, el periodo y extensión espacial de tales eventos son altamente controversiales y regularmente puestos a prueba por nuevos datos. Como parte del proyecto ERC "MAGIC", enfocado en los monzones asiáticos durante la transición Eoceno-Oligoceno, hemos producido una serie de mapas paleogeográficos durante el Cenozoico en el periodo entre 60 y 20 Ma. La creación de mapas paleogeográficos siguió una metodología que integró datos paleobatimétricos, de paleocosta y paleotopográficos en un modelo tectónico coherente usando el software gratuito Gplates. (1) Usamos él modelo tectónico presentado por Seton et al. (2012), el cual fue modificado usando restauraciones de los Andes, el Arco de Scotia, África, el Mediterráneo y la zona de colisión del Tibet-Himalayas. (2) La paleobatimetría fue tomada de Müller et al. (2008) la cual fue determinada usando la relación de edad versus profundidad y asumiendo expansión de fondo oceánica simétrica. (3) Los datos de paleocostas fueron tomados de Golonka (2006) y modificados posteriormente mediante la comparación de estos con datos de fósiles marinos y terrestres de la página www.paleobiodb.org y geológicos. (4) Para reconstruir las paleoelevaciones, una de las tareas más controversiales, utilizamos una compilación de datos de isotopos estables, fisonomía de hojas y termocronología combinada con y el registro geológico. Finalmente, usando el software libre GMT y un set de máscaras modificamos el relieve actual obtenido a partir de la ETOPO de acuerdo con las estimaciones obtenidas para cada región y en cada intervalo de tiempo. Nuestro enfoque pone especial énfasis en la evolución de los márgenes continentales, logrando acoplar la evolución topográfica de los continentes con el cambio constante de sus márgenes. Considerando la adición constante de nuevos datos y modelos, el valor de este método esta dado por la posibilidad de generar un modelo progresivo de paleorelieve que puede ser contrastado y mejorado con nuevos datos.

GMPE-1: Paleoclima y reconstrucciones paleoambientales

Influence of insolation and the Southern Annular Mode on Patagonian glacier extent during the pre-industrial Holocene

Scott Andrew Reynhout[6], Esteban Sagredo[7], Michael Kaplan[2], Juan-Carlos Aravena[5], Mateo Martini[1], Patricio Moreno[4], Maisa Rojas[8], Joerg Schaefer[2,3].
(1) CICTERRA-CONICET, Universidad Nacional de Córdoba, Córdoba, Argentina
(2) Cosmogenic Nuclide Group, Division of Geochemistry, Lamont-Doherty Earth Observatory, Palisades, NY, United States
(3) Department of Earth and Environmental Sciences , Columbia University, New York, United States
(4) Departamento de Ciencias Ecológicas, Facultad de Ciencias, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(5) Centro de Investigación Antártica, Universidad de Magallanes, Punta Arenas, Chile
(6) Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile
(7) Departamento de Geografía Física, Instituto de Geografía, Pontificia Universidad Católica de Chile, Santiago, Chile
(8) Departamento de Geofísica, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile

We present a new record of Holocene paleoglacier fluctuations across Patagonia, constructed largely in base of cosmogenic nuclide surface exposure dating of glacial moraines. Although decades of research on Patagonian glaciers has proven key to our understanding of paleoclimate during the Last Glacial Termination, until recently available methods have lacked the precision necessary to definitively constrain the timing of higher-amplitude glacier fluctuations during the Holocene. We focus on the results of our glacier chronologies of four new sites between 46°S-55°S. Data from three sites—Monte Fitz Roy (49°S), Monte San Lorenzo (47°S), and Cerro Castillo (46°S)—demonstrate multiple early- to mid-Holocene glacier advances predating the previously-recognized onset of widespread Holocene glaciation. The overall pattern of steadily-diminishing glacier advances throughout the Holocene strongly implicates changing summer insolation as a "modulator" of glacier extent throughout the Holocene. The exact timing of glacier advances appears coherent and agrees with other terrestrial paleoclimate proxies; we therefore interpret Holocene glacier advances as indicative of a climatic "pacemaker" that periodically provoked cold/wet conditions in Patagonia. Given the dominant role of the Southern Westerly Winds on present climate in the region, shifts in the locus of maximum westerly flow are likely responsible for these Holocene climate variations in Patagonia. In recent decades, the persistent shift of the Southern Annular Mode to its positive phase has provoked a poleward shift in the Southern Westerly Winds, accompanied by a warming and drying trend in Patagonia. We propose that SAM-like variability over the Holocene served as the climatic pacemaker, and discuss possible tests for this hypothesis.

GMPE-1: Paleoclima y reconstrucciones paleoambientales

Registros de paleo inundaciones como indicador de la variabilidad climática en el Holoceno tardío del sector meridional del Desierto de Atacama (Chile).

Ai Ling Rivera[1], **Tatiana Izquierdo [2]**, Manuel Abad[2].
(1) Geología, Ingeniería, Universidad de Atacama
(2) Universidad de Atacama, Chile

El estudio paleohidrológico de las sucesiones cuaternarias fluviales permite obtener información que se utilice como indicador para cuantificar los efectos del cambio climático, especialmente en regiones áridas donde suele existir una gran incertidumbre en el análisis de inundaciones debido a la falta de estaciones de medida y al funcionamiento esporádico y torrencial de los sistemas fluviales (Benito et al., 2011). Los eventos hidrometeorológicos ocurridos en marzo de 2015 y mayo de 2017 en la Región de Atacama generaron la activación de quebradas y cauces principales que afectaron de forma importante a los núcleos de población. El estudio del registro morfosedimentario de estos últimos eventos ha permitido describir sus principales características de forma que sea posible identificar con claridad eventos similares en el registro geológico reciente continental. El objetivo de este trabajo es identificar los paleoeventos ocurridos en la cuenca del río Copiapó y analizar los cambios en la magnitud y frecuencia de estos fenómenos durante el Holoceno tardío. Para ello, se ha estudiado el sector de Angostura en el valle bajo del río Copiapó, una zona en la que el río se encaja de forma súbita formando un cañón en el basamento metamórfico (Unidad de Caleta Turenne), cerca de su desembocadura. Esta circunstancia permite considerar la zona como un área adecuada para registrar los eventos ocurridos a lo largo de todo el valle, desde las zonas cordilleranas hasta el litoral, incluyendo las subcuencas que configuran sistema fluvial en su cabecera. La confección de columnas sedimentológicas permite describir las principales facies asociadas a paleoinundaciones (niveles travertínicos, turbosos y limos arenosos) y enumerar los eventos. Los niveles turbosos se muestrearon para la obtención de dataciones radiométricas de ^{14}C. Los resultados preliminares muestran que el área de Angostura del valle del río Copiapó dispone de un registro de al menos 2.000 años, ampliando la historia de las inundaciones en el sector meridional del Desierto de Atacama.

GMPE-1: Paleoclima y reconstrucciones paleoambientales

Glacial expansion during the Antarctic Cold Reversal in northern Patagonia

Rodrigo León Soteres[1], Esteban A. Sagredo[1], Michael R. Kaplan[2], Mateo A. Martini[3], Pablo I. Ugalde[1], Scott Reynhout[4], Joerg M. Schaefer[2,5].
(1) Instituto de Geografía, Pontificia Universidad Católica de Chile, Santiago, Chile
(2) Lamont-Doherty Earth Observatory, Columbia University, Palisades, Estados Unidos
(3) Centro de investigaciones en Ciencias de la Tierra (CONICET-UNC), Argentina
(4) Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(5) Department of Earth and Environmental Sciences, Columbia University, New York, Estados Unidos

For more than two decades, it has been recognized that the warming process observed in Antarctica during the deglaciation was interrupted by a slight drop in temperature between 14.5 and 12.9 ka (ka: thousands of years BP), during the so-called Antarctic Cold Reversal (ACR). Despite all scientific efforts, the spatial extent of the ACR signal across the mid-latitudes of the Southern Hemisphere remains elusive, precluding the identification of the causes and mechanisms underlying this millennial-scale climate event. In South America, recent transient paleoclimate simulation and pollen analysis suggest that the ACR cooling reached areas as far north as ~41°S, however, no evidence of glacial expansion during this period has been found north of ~47.5°S. Here, we present new geomorphic and chronological data from a tributary glacier of the Palena/Vintter glacial lobe (~43.5° S), in Northern Patagonia. Twenty-five new cosmogenic ^{10}Be exposure ages from the Nikkita valley provide a comprehensive glacial record of the mid-latitudes of South America, which constrain the timing and spatial extent of glacial fluctuations during the last deglaciation. Our record from Nikkita valley indicates that the ice underwent expansion/stabilization, depositing two small ridges by ~16.1 ± 0.8 ka at the mouth of the valley. Then, Nikkita glacier readvanced to a similar position at ~13.6±0.6 ka; the moraine associated with this advance represents the maximum extent reached by the ice during the ACR in the valley. Two additional inboard moraine complexes exhibit statistically undistinguishable ages, indicating repeated glacier expansions over the ACR. Our findings extend the known footprint of the ACR glacial signal to ~43.5°S and suggest that the ACR cooling expanded throughout the entire Patagonian region. Our chronology from Nikkita glacier matches glacier records from Central and Southern Patagonia (~47°S - 55°S) and New Zealand (43°S), and palynological evidence from Chilean Lake District (~42°S), suggesting a uniform glacier-climate response to the ACR trigger across the southern mid-latitudes.



GMPE-2: El destino de los sedimentos: dinámica geomorfológica y evolución de cuencas a múltiples escalas de tiempo

Extreme erosion by debris flows during extraordinary precipitation event and its contribution in the long-term erosion in the Atacama Desert

Germán Aguilar[1], Albert Cabré[2].
(1) Centro Avanzado de Tecnologías para la Minería, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(2) Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ingeniería y Geología, Universidad Católica del Norte, Antofagasta, Chile

Quantifying the contribution of extreme erosion events over the long-term landscape evolution is difficult to assess, because these events are little registered and usually they do not happen during the time span of measured by the hydrological stations. During two days of March 2015 a torrential storm (~60 mm average rain in 72 h) triggered several debris flows in the arid catchments of Atacama Desert. We calculated the volumes of debris flow deposit in the Huasco Valley by fieldwork measurement and analysis of post-event satellite and aerial images. Also, we identify different processes and source of sediment with fieldwork and classification of optical and radar image. These data allowed to estimate a normalized erosion rates considering the source and processes of sediment transport during this event. We estimate the total eroded volumes in the Huasco Valley during the storm with the volumes measurement of debris flow deposits constructed in the study area and the estimation of sediment evacuated of the area. Source area were identifying by soil, colluvium and regolith modification in hillslopes and tributary channels during the storm using optical and radar images. Finally, we calculated ~1 mm of mean erosion rates in the Huasco Valley during this event. We discuss the contribution of this kind of extreme erosion events in the long term landscape evolution of arid catchment of the Atacama Desert, considering erosion rates calculated in this work and previous documented data of long-term and short term erosion rates. Previous works calculated long-term erosion rates between 0.07-0.04 mm/years, whereas decadal erosion rates registered by hydrological stations is only 0.004 mm/years. The data quantify the high contribution of this extreme erosion events in the long term landscape evolution of arid catchment of the Atacama Desert.

GMPE-2: El destino de los sedimentos: dinámica geomorfológica y evolución de cuencas a múltiples escalas de tiempo

Sources of organic carbon to the fjords of northern Patagonia: Terrestrial end-member selection and application to the Baker-Martínez fjord system

Sebastien Bertrand[1], Carina B. Lange[2], Lorena Rebolledo[3].
(1) Renard Centre of Marine Geology, Ghent University, Gent, Belgium
(2) Centro de Investigación Oceanográfica COPAS Sur-Austral and Departamento de Oceanografía, Universidad de Concepción, Concepción, Chile
(3) Instituto Antártico Chileno (INACH), Chile

Fjords were recently recognized as hotspots of organic carbon (OC) burial (Smith et al., Nat. Geo. 2015). Although they only account for <0.1% of the marine surface area, they are responsible for 11% of the total ocean OC burial flux. The OC buried in fjords is of both marine and terrestrial origin but recent reviews (e.g., Cui et al., EPSL 2016) indicate that terrestrial OC dominates in fjords worldwide. The exact proportion of each source however varies between and within fjords, and accurately calculating their proportions is critical for accurate carbon burial budgets. In the literature, this is traditionally done using N/C and/or $\delta^{13}C$-based end-member modeling, which requires well-defined marine and terrestrial end-member values. Characterizing the latter remains a challenge, with authors inconsistently using averages of measurements obtained on land plants, soils, and/or river sediments. In this study, we analyzed the bulk organic geochemical composition (N/C and $\delta^{13}C$) of soil samples, bulk river sediments, and suspended sediments from the main rivers that discharge into the fjords of northern Patagonia (44–48 S), to understand the influence of pedogenesis and river transport processes on the geochemistry of the terrestrial sources. Results show that the N/C ratio is significantly altered during incorporation of organic matter into soils and during river transport, which makes defining a single terrestrial N/C value virtually impossible. In addition, in OC-poor proglacial environments, the contribution of inorganic N becomes so important that the N/C value of organic particles transported by proglacial rivers resembles that of marine organic matter. Particulate stable carbon isotopes, on the other hand, are much more constant in river systems, which makes $\delta^{13}C$ a much better suited variable to accurately define terrestrial end-members. This is confirmed by the application of $\delta^{13}C$-based end-member modeling to surface sediments of the 180 km-long Baker-Martinez fjord system (Rebolledo et al., submitted to PiO), which shows a continuous decrease in OC of terrestrial origin with distance from the main river mouths (from 100 to 15%). Our results therefore suggest that the isotopic composition of sedimentary OC ($\delta^{13}Corg$) is well suited to estimate the proportions of marine and terrestrial OC buried in fjords and to reconstruct past changes in terrestrial input from fjord sediments, independently of the glacial status of the fjord and its watershed.

GMPE-2: El destino de los sedimentos: dinámica geomorfológica y evolución de cuencas a múltiples escalas de tiempo

Timescale and spatial considerations of glacial source to sink systems in Patagonia and the Antarctic Peninsula

Rodrigo Fernandez[1].
(1) Departamento de Geologia, Facultad de Ciencias Fisicas y Matematicas, Universidad de Chile

Glaciers play a key role in the coupling between tectonics and climate through a number of processes and temporal/spatial scales, ranging from short term glacial advances and retreats, millennial scale glacial cycles to million year scale orogenies, and global climate changes. In particular, glacier erosion might be a first order control on mountain range exhumation and isostatic processes through the evacuation and removal of crustal material from orogens and its subsequent transport to continental margins. Given certain conditions (shallow sills, upfjord winds, open marine current influence, etc.), most of the sediment produced by modern tidewater glaciers, is deposited within fjords and bays, with only minor sediment bypass. This contrasts with the Last Glacial Maximum (LGM) pattern when sediment was delivered by glaciers and ice sheets to the continental shelf and slope, and beyond. Thus, sediment generated by glacial erosion of a coastal mountain range will accumulate in proximal fjords and bays and be reworked through time, ending, with sufficient time and glacial extent, deposited beyond the continental shelf. It will be shown that a glacial source-to-sink system is composed of several temporary sinks, variable source areas (depending on glacial extent), and that it is strongly timescale dependent. In addition, it will be shown that actual sediment accumulation rates within fjords and the inner continental shelves, vary from sink to sink, with the Patagonian glaciers showing a marked decrease with distance to the present-day ice front, while being nearly independent of distance for the Antarctic glaciers. Results from the Marinelli Glacier area (Darwin Cordillera) show dramatic differences in erosion rates over different timescales: they diminish about 80% (or by factor of ~5) with each ten fold increase in the time span over which erosion rates are averaged. These results indicate that modern sediment yields and erosion rates from temperate tidewater glaciers can exceed long term values by up to 2-3 orders of magnitude. Results of glacial erosion calculations from sediment volumes accumulated in fjords and published low temperature geochronology dates, indicate a marked decrease of long term glacial erosion with latitude from Patagonia to the Antarctic Peninsula which supports the idea that the rate of sediment supply (sourcing) varies through time according to temperature climatic conditions.

GMPE-2: El destino de los sedimentos: dinámica geomorfológica y evolución de cuencas a múltiples escalas de tiempo

Geoquímica de las descargas submarinas de agua subterránea (DSAS) en bahía Concepción, Baja California Sur, México.

Pablo Hernández Morales[1], Jobst Wurl[2], Carlos Green Ruíz[3], Diego Morata[4], Lia Méndez Rodríguez[5].
(1) Posgrado en Ciencias Marinas y Costeras, Área de Conocimiento de Ciencias del Mar y de la Tierra, Universidad Autónoma de Baja California Sur
(2) Departamento de Geología, Área de conocimientos de Ciencias del Mar y de la Tierra, Universidad Autónoma de Baja California Sur, La Paz, México
(3) Laboratorio de Geoquímica y Sedimentología, Instituto de Ciencias del Mar y Limnología - Unidad Académica Mazatlán, Universidad Nacional Autónoma de México, Mazatlán, México
(4) Geología - CEGA, FCFM, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(5) Planeación Ambiental y Conservación, Centro de Investigaciones Biológicas del Noroeste, La Paz, México

En las zonas costeras existen procesos geoquímicos importantes con impacto directo a los medios biótico y abiótico. Las descargas submarinas de agua subterránea (DSAS), es uno de los procesos cuya actividad llega a ser de suma importancia en la interacción geoquímica de las zonas costeras-cuerpos receptores. Las DSAS requieren el uso de diversas técnicas, métodos y herramientas para su evaluación; entre ellos, los métodos basados en análisis geoquímicos e hidroquímicos, han demostrado ser una alternativa útil para dilucidar la interacción entre los medios sedimentario-acuoso, tanto de aporte como de depósito final. El objetivo de la investigación pretende cuantificar las DSAS, su origen e impactos en la interfaz costera y cuerpo receptor en Bahía Concepción (B. C. S., México). Para ello es evaluada la composición química de los componentes del sistema, reconociendo el sistema en un contexto integral cuenca hidrográfica-cuenca marina receptora. Los análisis por elementos mayores, elementos traza e isotopos (δ2H, δ16O, 87/86Sr), de muestras de sedimentos de arroyos, agua subterránea, agua superficial-agua de lluvia (extremo referencial), así como sedimento marino y agua marina superficial, permitirá determinar la génesis, evolución geoquímica e interacción del sistema. De principal interés son los manantiales hidrotermales costeros existentes, con temperaturas entre 45°C y 55°C, el efecto de la temperatura permite identificar cambios fisicoquímicos que permitirían reconocer mezcla de fluidos, así como la variación y aporte de elementos químicos potencialmente tóxicos (As, Hg, Cd, Pb), que pueden estar afectando organismos en la bahía, vulnerando la salud humana por consumo de las especies marinas que son comercializadas. La finalidad de la investigación es proponer una alternativa eficaz de cuantificar las DSAS, su impacto y estatus actual; asimismo, sea útil para reconocer las áreas de aporte por elementos químicos nocivos e identificación del origen de los fluidos en mezcla, de tal forma que también se alcance la identificación de posibles afectaciones al ambiente y proponer acciones de gestión y sustentabilidad.

GMPE-2: El destino de los sedimentos: dinámica geomorfológica y evolución de cuencas a múltiples escalas de tiempo

Vínculo entre ambientes sedimentarios y propiedades magnéticas de los depósitos sedimentarios de grano grueso en un contexto climático árido – hiperárido (Desierto de Atacama).

Héctor Pizarro[1,2], Sonia Rousse[2], Eduardo Campos[1], Sébastien Carretier[2], Rodrigo Riquelme[1].
(1) Ciencias Geologicas, Ingenieria y Ciencias Geologicas, Universidad Católica del Norte, Antofagasta, Chile
(2) GET, IRD, CNRS, Université de Toulouse, UPS, Toulouse, Francia

El Desierto de Atacama, está compuesto por numerosas cuencas hidrográficas, las cuales son rellenadas por depósitos de gravas provenientes de la erosión de la Precordillera iniciada durante la fase tectónica Incaica (Maksaev, 1990). El sitio de estudio corresponde a la cuenca Centinela (22°55'S/69°05'O), que está constituida por 5 unidades de gravas depositadas entre Eoceno-Mioceno (Riquelme et al., 2017). Las transición hacia arriba en el registro estratigráfico desde gravas de ambiente deposicional trenzado (Gravas Atravesados y Tesoro), con presencia de paleosuelos ricos en carbonatos (~ 40 mm/a; Rech et al., 2006) y espesores sedimentarios de ~ 300 m, donde su deposición coincide con el final de la fase tectónica Incaica, a gravas de ambiente deposicional abanico aluvial (Gravas Arrieros), con paleosuelos ricos en sulfato (< 10 mm/a; Rech et al., 2006) y espesor promedio de ~ 80 m, cuya deposición coincide con la etapa de pedimentación. Esta transición puede ser vinculada a un cambio en las condiciones tectónicas y/o climáticas. Por otra parte, la transición de Gravas Arrieros a una sucesión sedimentaria de grano fino de ambiente tipo humedal (Sedimentos Los Ratones), puede ser vinculada a cambios en las condiciones climáticas locales. Las propiedades magnéticas analizadas en los sedimentos, combinadas con observaciones microscópicas, indican que los minerales ferromagnéticos tienden a concentrarse en la matriz (fracción < 0,5 mm). Magnetita y titanomagnetita detrítica dominan en todas las unidades, mientras que magnetita-maghemita y hematita autigénica solo aparecen en niveles de fango de los Sedimentos Los Ratones. La susceptibilidad magnética decrece desde Gravas Atravesados y El Tesoro a Gravas Arrieros y Sedimentos los Ratones siguiendo una tendencia climática de hiperaridificación, lo cual también coincide con el final de la fase tectónica incaica. Las relaciones de magnetización-remanencia ploteados en el diagrama de Day et al., (1977), más valores elevados de otros parámetros magnéticos indican la presencia de tamaños de partículas superparamagnético/dominio simple en los niveles de fango de los Sedimentos Los Ratones, interpretado como un trazador de minerales de Fe autigénicos vinculados a variaciones del nivel freático. Las variaciones de la señal magnética en el registro estratigráfico están vinculada a cambios en el ambiente de deposición debido a variaciones en las condiciones tecto-climática del área.

GMPE-2: El destino de los sedimentos: dinámica geomorfológica y evolución de cuencas a múltiples escalas de tiempo

Análisis de proveniencia de las arenas negras de las dunas de Pangue, Provincia de Arauco, Chile.

Manuel Andrés Rojas[1], Yoal Diaz[1], Francisca Nunez[1], Luis Tapia[1].
(1) Geología, Ingeniería, Universidad Andrés Bello

Resumen En el presente trabajo se delimitan distintos campos de dunas distribuidos al sur de la ciudad de Cañete, a través de fotointerpretación con el uso de imágenes satelitales. Se realiza además una malla de muestreo en zonas superficiales del campo de dunas a profundidades de 50 cm. Junto a esto se analiza la granulometría a través de la geoestadística con el método de los momentos de Folk (1974) y se realiza la caracterización mineralógica y petrográfica del sedimento. Además, se plotea la información con el triángulo de composición mineralógica de Folk (1974) y el triángulo de procedencia de Dickinson (1985). Introducción Las dunas litorales se construyen cercanas a la línea de costa favorecido por una pérdida de sedimento desde la zona intertidal de marea baja que permite que los sedimentos secos queden disponibles para ser recogidos y removidos (Nichols, 2009), redistribuidos posteriormente por la acción del oleaje y el viento, y cuyo asentamiento depende de la topografía y la vegetación (Tavares, 1996). En Chile central, las dunas litorales se desarrollan en forma discreta a lo largo de la costa del océano pacífico, representando solo el 3% de esta franja (Castro y Aguirre, 2003). Su mayor desarrollo lo alcanzan entre las regiones de Coquimbo y Los Lagos (IREN, 1966), cubriendo una superficie de 131.000 ha (Paskoff y Manríquez, 2004). En el presente trabajo se plantea como objetivo el reconocimiento y caracterización mineralógica y granulométrica de las arenas de las dunas de Pangue ubicadas al suroeste de la ciudad de Cañete. Área de estudio Las dunas de Pangue se localizan a 9 km al SW de la ciudad de Cañete (Figura 1.A). En la superficie predominan sedimentos arenosos con tonalidades grisáceas. Abarca una superficie aproximada de 4200 hectáreas, abarcando el borde litoral desde el sur de Lebu, hasta el pueblo de Quidico. El sistema dunario se caracteriza por la presencia de dunas longitudinales, barjanes y parabólicas, que se encuentran alargadas a lo largo del borde costero. En algunos sectores las dunas comienzan a acanalarse y restringirse a través de valles fluviales donde posteriormente tienden a ser invadidas y estabilizadas por la vegetación y por los medios fluviales locales. Métodos. Se definen lugares estratégicos de muestreo de arenas de dunas a través de fotointerpretación. Para el análisis de arenas de dunas, se colectaron muestras superficiales de distintos puntos de control, paralelamente a la línea de costa, los cuales fueron geoposicionados a través de un GPS. En cada zona, de preferencia se toman 3 muestras, una en la cima, otra a media altura y otra un poco mas encima de la base. Las muestras se secaron en un horno a 60°C durante 12 h y se cuartearon para homogeneizarlas. De cada muestra a procesar, se obtuvieron cuatro submuestras, de las cuales sólo se utilizaron dos, una para petrografía y otra para el análisis granulométrico. Ambas muestras fueron tratadas con peróxido de hidrogeno para la eliminación de materia orgánica. Para determinar el porcentaje de arcillas, limos y arenas se utiliza el método de tamices utilizado por Rendon (1995). Los parámetros estadísticos y texturales fueron basados por el método de Folk y Ward (1957), análisis de composición utilizando el triángulo de Folk (1974) y el triángulo de procedencia de Dickinson (1985). El análisis geoestadístico se realiza con el Método de los momentos de Folk (1974) para realizar la caracterización del promedio, desviación estándar y la asimetría. Resultados Los resultados obtenidos a partir del análisis geoestadístico con el método de los momentos propuesto por Folk (1974) se muestra en la Figura 1.D. Los resultados mineralógicos son los siguientes:

- Cuarzo tienen una morfología subredondeada y subesférica, con una abundancia del 15%, que presentan una pátina de óxido de hierro.
- Cuarzo cristal de roca con una abundancia de 10% presentando una morfología angulosa y con baja esfericidad
- Apatitos euhedrales de un 1 mm de longitud, con una abundancia de 5%.
- Olivinos subredondeados y subesféricos con un 5% de abundancia.
- Los fragmentos de roca corresponden a:
- Líticos basalto-andesíticos vesiculares (45%), tobas rojizas (10%), y obsidianas (5%).
- La presencia de feldespatos es escasa presentándose cerca de un 5%, siendo subangulosos y subredondeados.

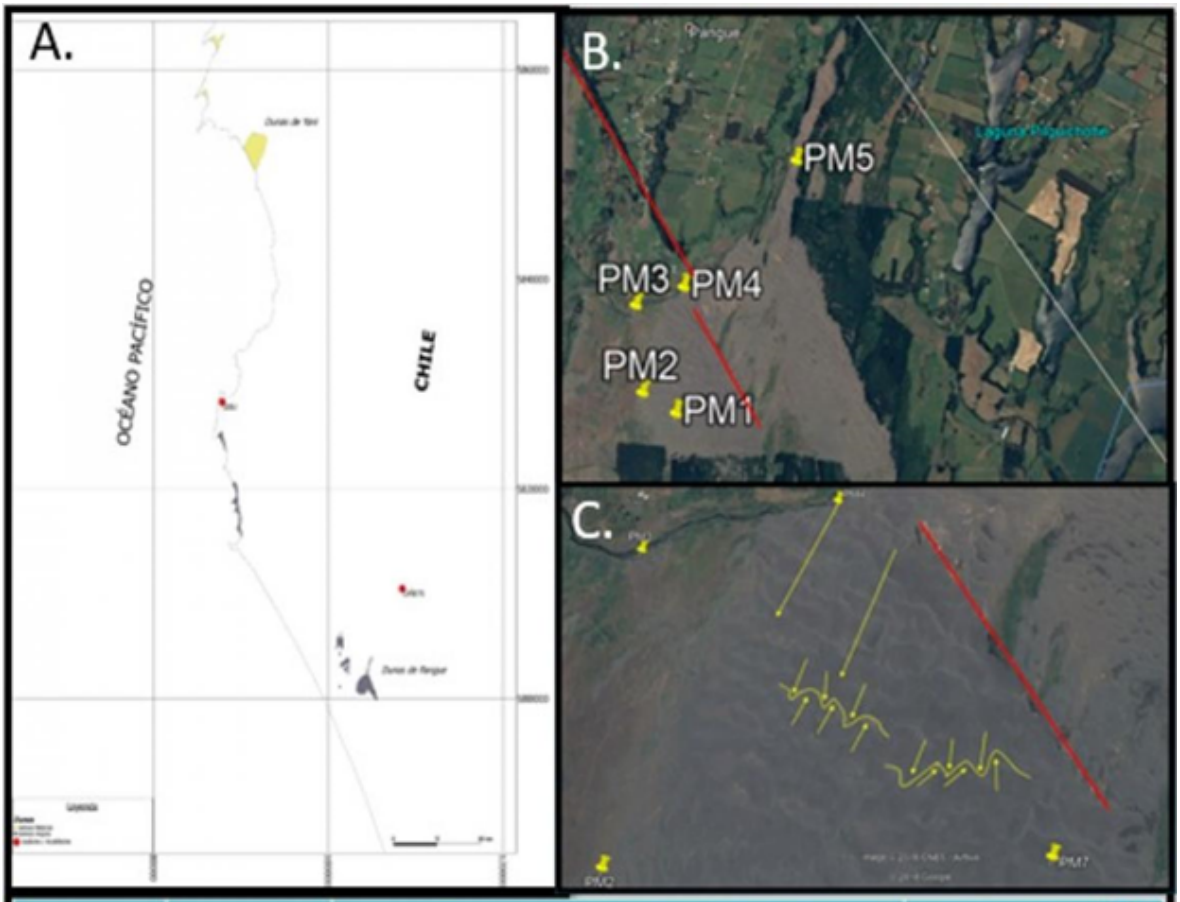
La morfología de las dunas demuestra una evolución hacia el norte y hacia el interior del continente. Al sur del borde litoral, las dunas de la playa tienen una morfología longitudinal en dirección NE-SW, mientras que, hacia el norte de la playa, éstas comienzan a disponerse en forma parabólica. En el sector sureste las morfologías parabólicas de las dunas son deformadas por cambios locales de la dirección del viento como se observa en la Figura 1.C Conclusión Se concluye que existen a lo menos 2 áreas fuen-



tes que aportan sedimentos al sistema dunario. Por un lado, se reconoce la composición félsica, cuyos aportes corresponden a cuarzo cristal de roca y cuarzos redondeados. El cristal de roca evidencia un bajo transporte, por lo que el área fuente de este mineral debe estar cercano al área de estudio. Por el contrario, el cuarzo con patinas de oxido aparenta un transporte mayor por lo que provendría de un lugar mas lejano. Por otro lado, existen minerales que evidencian aportes de áreas fuentes máficas como el olivino y los fragmentos de roca como las tobas, líticos basalto-andesíticos vesiculares y obsidianas. Posiblemente estos aportes corresponden a depósitos que describe Peña-Cortes, et. al (2008), en las costas de la Región de la Araucanía que son redistribuidos hacia la zona norte del país a través de las corrientes de longshore provenientes del océano pacífico. Posiblemente, el medio generador de estos depósitos máficos corresponden a depósitos laharicos cuaternarios ubicados en las cercanías de Traiguén. Paskoff y Manríquez (2004) señala que, la formación de dunas en el borde costero de la Región de La Araucanía se propicia fundamentalmente por la orientación general norte-sur de las costas y el predominio de los vientos del suroeste que llegan a la costa de forma oblicua y hasta perpendicular en algunos casos. Este mismo mecanismo genera que las arenas negras puedan ser transportadas desde el sur hacia Pangue, siendo depositadas en este sector debido a la morfología sobresaliente hacia el oeste de la plataforma de Arauco que actúa como barrera natural de los sedimentos transportados a través de mecanismos eólicos por las corrientes marinas. GMCH (2010) señala que el segmento avanzado de la costa que forma la península de Arauco (37º 30Â´ S) coincide con un bloque solevantado de rocas sedimentarias marinas de edad terciaria, talladas en acantilados vivos por el mar. También existe un área fuente que está aportando una considerable cantidad de apatitos euhedrales, lo que evidenciaría que ésta se localizaría cerca al área de estudio. Por otra parte, el factor topográfico determina el emplazamiento de las dunas en el interior del continente. Mientras algunas dunas de la playa son limitadas por las diversas terrazas marinas presentes en el sector afectados por fallas, otras son encajonadas y acanaladas por los valles generados por la modelación fluvial al interior del continente. Incluso en algunos sectores se evidencia un represamiento de los ríos debido a la sobreimposición de las dunas generando así pequeñas lagunas. A través de la morfología dunaria se concluye que el régimen de la dirección predominante del viento es desde el suroeste hacia el noreste que dominan la costa chilena. En la parte sur existen dunas longitudinales con dirección noreste-suroeste con longitudes de hasta 150 m. Hacia el norte, las dunas comienzan a evolucionar hacia dunas parabólicas produciendo un encajonamiento a través del valle. A través de la geoestadística se puede reconocer que el grano va decreciendo desde PM4- PM2 y PM1. Esta descrecencia del grano se debe a que el escarpe de falla actúa como una barrera cinética del viento, produciendo que cuando éste choca con el escarpe se produzcan cambios locales en la dirección del viento, produciendo que se redistribuya el grano desde el norte hacia el sur en zonas muy localizadas. En la parte sur del escarpe de falla se reconocen dunas parabólicas que son deformadas debido a la convergencia de los vientos que provienen desde el sur junto al viento que proviene desde el norte debido a el cambio local del régimen del viento señaladas en la Figura 1.C. Por lo tanto, queda evidenciado que las arenas negras de Pangue provienen desde el sur, posiblemente de la acumulación arenosa que se genera en la desembocadura del Rio Imperial en la Región de la Araucanía. Además, Araya (1982) señala que el predominio de las costas arenosas en la Región de La Araucanía está influenciado por la corriente marina de la deriva litoral, que presenta una doble dirección (norte-sur y sur-norte), probablemente como consecuencia de la cercanía a la costa de la Isla Mocha. Estas corrientes son las responsables de que el sedimento se vuelva a redistribuir no solo en bahías que están abiertas hacia el sur, sino que también en bahías que tienen una morfología mirando hacia el norte. La evolución dinámica actual del avance de las dunas hacia el continente está aún en estudio. Referencias

Araya, J. Análisis de la localización de los procesos y formas predominantes de la línea litoral de Chile: Observación preliminar. Informe Geografía de Chile, 1982, Nº 29, p. 35-55. Castro, C. y Aguirre, J. La valoración de las dunas litorales chilenas como patrimonio singular. Revista Geográfica de Valparaíso, 2003, Nº 34, p. 39-52. Dickinson, W.R., (1985). Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones: D. Riedel Publishing Company. Laboratory of Geotectonics, Departamento f Geosciences, University of Arizona, Tucson, Arizona, 85721, USA. Folk, R.L., Ward, W.C., 1957, Brazos River bar, a study of significance of grain-size parameters: Journal of Sedimentary Petrology, 27, 3-26. Folk, R. L., (1974). Petrology of sedimentary rocks. Austin, United States: Hemphill Publishing Co. Instituto De Recursos Naturales (IREN). Inventario de dunas en Chile. Santiago de Chile: IREN, Publicación N° 4, 1966. Nichols, G. (2009). Sedimentology and Stratigraphy. A John Wiley & Sons, Ltd., Second edition: 397 pp. Paskoff, R. y Manríquez, H. Las dunas de las costas de Chile. Santiago de Chile: Instituto Geográfico Militar de Chile, 2004. Peña-Cortes, F. et al. Morfología y dinámica dunaria en el borde costero de la Región de La Araucanía en Chile: Antecedentes para la conservación y gestión territorial. Rev. geogr. Norte Gd. [online]. 2008, n.41, pp.63-80. ISSN 0718-3402. Rendón, M. G., 1995, Técnicas petrográficas para el estudio de rocas y sedimentos en el laboratorio de petrología del CICESE: Ensenada, México, Comunicaciones académicas, Serie Geología, Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, informe técnico CTGOT9501, 33 p. Tavares, C. Propuesta de uso del suelo en las dunas litorales de la provincia de Arauco VIII Región, Chile. Tesis de Doctorado en Ciencias Ambientales. Concepción: Escuela de Graduados de la Universidad de Concepción, 1996. Instituto De Recursos Naturales (IREN). Inventario de dunas en Chile. Santiago de Chile: IREN, Publicación N° 4, 1966. GMCH (2010). GEOLOGÍA MARINA DE CHILE. COMITÉ OCEANOGRÁFICO NACIONAL DE CHILE, SERVICIO HIDROGRÁFICO Y OCEANOGRÁFICO DE LA ARMADA DE CHILE. PONTIFICIA UNIVERSIDAD CATÓLICA DE VALPARAÍSO. SERVICIO NACIONAL DE GEOLOGÍA Y MINERÍA

GMPE-2: El destino de los sedimentos: dinámica geomorfológica y evolución de cuencas a múltiples escalas de tiempo



D.

Muestra	Promedio	Desviación estándar (Clasificación)	Asimetría (Clasificación)
PM1	1.24	0.24 (muy bien seleccionada)	0.54 (asimetría fina)
PM2	0.64	0.67 (moderadamente bien seleccionada)	1.14 (asimetría fina)
PM3	0.61	0.66 (moderadamente bien seleccionada)	1.10 (asimetría fina)
PM4	0.64	0.66 (moderadamente bien seleccionada)	1.09 (asimetría fina)
PM5	0.65	0.67 (moderadamente bien seleccionada)	1.09 (asimetría fina)

Figura 1. Distribución de campos dunarios de la provincia de Arauco

GMPE-2: El destino de los sedimentos: dinámica geomorfológica y evolución de cuencas a múltiples escalas de tiempo

Environmental controls on decennial catchment erosion in central and south Chile

Violeta Tolorza[1], Christian Mohr[2], Sebastien Carretier[3], Benjamin Sotomayor[4], Mauricio Galleguillos[5,4], Julian Cabezas[6].
(1) Instituto de Ciencias de la Tierra, Ciencias, Universidad Austral de Chile, Valdivia, Chile
(2) Institute of Earth and Environmental Science, University of Potsdam, Potsdam, Germany
(3) Geosciences Environnement Toulouse, IRD, OMP, UPS, CNRS, Université de Toulouse, France
(4) Departamento de Ciencias Ambientales y Recursos Naturales Renovables, Facultad de Ciencias Agronómicas, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(5) Center for Climate and Resilience Research (CR)2, Chile
(6) Karlsruher Institut für Technologie Karlsruhe, Baden-Wuerttemberg, Germany

Both the quantification and the identification of the main drivers of erosion are relevant for better understanding active landscape processes, as well as for risk and hazard assessment that allows for an improved of land management. Suspended sediments of more than 70 rivers (>200 km2 of drainage area) are monitored on the daily time scale by the Chilean *Dirección General de Aguas* starting in 1985 for most of the stations. Here we analyze time series of central and south Chile to gain insights into the main controls on catchment-wide erosion. First, we analyzed the data of 32 gauges together with their main environmental parameters including topography, land cover, lithology of the respective catchments, as well as features of the Maule Earthquake, a Mw 8.8 event that shook the region. We calculated the ratios of quantiles of suspended sediment concentration (SSC), total, direct and base streamflow discharge between pre- and post-seismic periods in order to account for different hydro-climatic conditions. Second, we modeled the ratios of SSC using Random Forest models that include environmental and hydro-climatic variables as predictors, estimating robust results for (i) mean and (ii) peak SSC during dry periods (r^2=0.56 and 0.68, respectively). Hillslope gradients and erodible land covers, i.e. bare soils, shrublands and pastures, yielded the best predictors, suggesting a combined first order control of topography and land cover for catchment-wide erosion. Third, we selected a ~400 km^2 catchment that experienced intense land cover changes during the monitored period in order to explore their effects on catchment-wide erosion. We classified land cover from LANDSAT images every 5 years. We detected disturbances, i.e. clear cut logging and wildfires, for the period 2000-2013 using the BFAST algorithm. We observed a flattening of suspended sediment rating curves over the time based on each hydrologic year. This result persists when bare soils diminished and most of the catchment were covered by forest plantations. Disturbances at a monthly and yearly scale are stochastically distributed across the hillslopes, thus continuously providing new potential sediment sources. We hypothesize a decennial reduction on the sediment supply due the depletion of soils to explain the change in the sediment rating curves over time. The assessment of sediment connectivity evolution due to land cover changes and rainfall variability is still required to test this hypothesis.

GMPE-2: El destino de los sedimentos: dinámica geomorfológica y evolución de cuencas a múltiples escalas de tiempo

Procesos de erosión glacial y transferencia de sedimento hacia el océano durante el último ciclo glacial en Patagonia (46ºS): evidencias desde el registro sedimentario marino

Tania Villaseñor[1], Luisa Pinto[1], Sebastien Bertrand[2].
(1) Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile
(2) Universidad de Ghent, Belgica

Las regiones de latitudes medias influenciadas por la actividad de glaciares representan un laboratorio natural para el estudio de patrones de erosión y el modo en que el sedimento es transferido desde su fuente hacia el océano debido a la rápida respuesta de los glaciares temperados a los ciclos climáticos. En este estudio, investigamos la historia de erosión de los Andes Patagónicos (46ºS) y la evacuación de sedimento hacia el océano durante el último ciclo glacial (MIS 2–MIS 5) usando el registro sedimentario marino acumulado en el talud durante este periodo. Isótopos de Sr y Nd medidos en la fracción limo del sedimento (10-63 micrones) del sitio *Ocean Drilling Project* 861 indican variabilidad en la proveniencia de esta fracción del sedimento, lo cual estaría relacionado con las dinámicas del Campo de Hielo Patagónico (CHP) y la conectividad del sistema de transferencia de sedimento. La sección inferior de la secuencia sedimentaria ha sido interpretada como acumulación de sedimento durante el avance y máxima extensión de CHP. Esta sección muestra proveniencia dominada por material derivado del Batolito Patagónico y rocas volcánicas cuaternarias, rocas que abundan en la parte central de los Andes Patagónicos en esta región. La sección superior de la secuencia sedimentaria, formada durante el retroceso de CHP, muestra un cambio en la proveniencia, en donde rocas más proximales del Batolito Patagónico y el Complejo Metamórfico Los Chonos se vuelven la fuente de sedimento más importante. Estos resultados sugieren que durante el avance de CHP, la erosión se enfocó en la parte central de los Andes Patagónicos y el sedimento fue eficientemente transferido al talud. El posterior retroceso de CHP provocaría un cambio en la fuente principal de sedimento, favoreciendo la acumulación en el talud de sedimento proveniente de fuentes más cercanas a éste. Esta variación en la fuente de aporte podría indicar algún grado de desconexión entre los procesos erosivos de los Andes Patagónicos y la acumulación de sedimento en el talud. Esta desconexiónpodría estar relacionada a una reducción en las tasas de erosión, debido al retroceso de CHP, y acumulación de sedimento en la zona de los fiordos a medida que éstos dejan de estar cubiertos por hielo.

GMPE-3: Procesos exógenos en el ordenamiento territorial

Cartografía geomorfológica de la cuenca del río Chaihuín, Región de los Ríos: un levantamiento de base para estudios de paisaje y planificación territorial.

Pablo Simón Arévalo[1], Fernando Peña-Cortés[1].
(1) Ciencias Ambientales / Laboratorio de Planificación Territorial, Recursos Naturales, Universidad Católica de Temuco

En el marco del proyecto FONDECYT 1151375, se realizó el levantamiento de información geomorfológica de la cuenca del río Chaihuín, como base para estudios de paisaje y planificación territorial. El estudio de la geomorfología aporta información relevante para la comprensión del paisaje, el relieve y los procesos morfogenéticos en la Ordenación del Territorio (Centeno *et al.,* 1994), pudiendo constituir una primera etapa en estudios aplicados (Duque, 1997). En cuanto a la planificación territorial, la geomorfología proporciona antecedentes del estado del territorio y su aptitud, siendo fuente de datos para la comprensión del medio y la organización de recursos (Bocco *et al.,* 2010), contribuyendo con información de base en la toma de decisiones respecto a calificaciones urbanísticas, zonificaciones, planes de evacuación o valor del suelo, entre otras (Brusi *et al.,* 2000). La cartografía geomorfológica se elaboró mediante la integración de bases cartográficas, sensores remotos y fotointerpretación de imágenes aéreas con trabajo en gabinete y terreno. La fotointerpretación consideró aspectos como la rugosidad del suelo, pendientes, diferencias entre elevaciones, tipo de vegetación, tonalidad de colores, forma de las áreas de depósito, uso de suelo, cobertura vegetal, altitud, entre otros. El diseño y representación cartográfica se realizó sobre un Sistema de Información Geográfica (SIG) y la clasificación de las unidades quedó establecida en base a la metodología propuesta por Peña- Cortés y Mardones (1999). Los resultados mostraron los relieves de erosión y de acumulación, según su jerarquía (cordones montañosos, plataformas, terrazas, llanuras, cordones litorales y dunas). En los relieves de erosión destacan: Cordón montañoso en roca metamórfica (86,63%), Plataforma en roca metamórfica superior (5,27%), Plataforma en roca metamórfica inferior (0,32%) y Cerro–isla (0,44%). En cuanto a las formas de acumulación resaltan la presencia llanuras de tipo fluvio-marina (0,36%) y fluviales (2,71%), depósitos fluviales (0,02%), paleocauces (0,18%), cordón litoral (2.06%) y campos de dunas (0,18%). En ellas, se establecieron, además, las condiciones de restricción y potencialidad en función de las alternativas de uso de suelo que se proyectan en los instrumentos de planificación territorial y fueron base para la definición de las unidades de paisaje.

GMPE-3: Procesos exógenos en el ordenamiento territorial

Incorporación de la geomorfología y los procesos exógenos en la zonificación por condiciones de los planes regionales de ordenamiento territorial

Fernando Peña[1], Eduardo Fernandez[1].
(1) Laboratorio de Planificación Territorial, Recursos Naturales, Universidad Católica de Temuco

La Ley 21.074 (febrero de 2018) y el texto refundido de la Ley 19.175 (marzo de 2018), introducen modificaciones a la Ley Orgánica Constitucional Sobre Gobierno y Administración Regional (LOCGAR), la que establece, entre otros temas, reformas en el ámbito de las competencias de los gobiernos regionales con el fortalecimiento del Plan Regional de Ordenamiento Territorial (PROT), instrumento que orienta la utilización del territorio de la región para lograr su desarrollo sustentable a través de lineamientos estratégicos y una macro zonificación de dicho espacio geográfico. También establecerá, con carácter vinculante, condiciones de localización para la disposición de los distintos tipos de residuos y sus sistemas de tratamientos y condiciones para la localización de las infraestructuras y actividades productivas en zonas no comprendidas en la planificación urbanística, junto con la identificación de las áreas para su localización preferente. En ese contexto, se desarrolla una propuesta metodológica que considera las variables y procesos geomorfológicos sobre la base de diversas aportaciones en esta disciplina (Tricart, 1975; Anguita & Moreno 1993; Strahler & Strahler 1994; USLE/RUSLE de Wischmeier & Smith 1978; De Pedraza 1996; Wicander & Monroe 2000, entre otros) identificando aquellos elementos que pueden adicionarse en el PROT y constituirse en condición para la zonificación del territorio. La propuesta considera como primer paso, la integración de la variable geomorfológica en la definición de Unidades Homogéneas de acuerdo con Bertrand (2006), las que se valoran en cinco dimensiones según Gómez y Gómez (2013). Luego, se determinan las características físicas del territorio de forma integrada, las que se contrastan con las actividades a desarrollar ponderadas sobre las unidades homogéneas, momento en que se integran los procesos exógenos, en condición de restricción para cierto tipo de actividades que se están evaluando según su aptitud física. Finalmente, en base a modelamiento matricial y de escenarios se define la Capacidad de Acogida del Territorio, sobre la que se genera la zonificación de usos preferentes del territorio y las propuestas de regulación, intervención y gestión (Proyecto FONDECYT 1181954).

GMPE-3: Procesos exógenos en el ordenamiento territorial

Aplicación de la ley de sismos y catástrofes a estudios de riesgos de los IPT: caso actualizaciones de los planes reguladores comunales de Chañaral y de Diego de Almagro

Rodrigo Rauld[1], Felipe Garcia-Huidobro[1], Vicente Letelier[1], Katherine Pinochet[1], Paulina Lohse[2], Scarlett Vasquez[3], Paulina Rodriguez[4], Valeska Farias[1].
(1) Xterrae Geología, Chile
(2) Geotest, Chile
(3) Instituto Nacional de Hidráulica, Chile
(4) ICASS, Chile

Durante marzo del año 2015, ocurrió un evento meteorológico complejo que activó por completo la cuenca del río Salado, produciendo aluviones que afectaron a las comunas de Chañaral y Diego de Almagro. En el marco de la Ley de Sismos y Catástrofes (Ley N° 16.282), la SEREMI de Vivienda y Urbanismo de la Región de Atacama solicitó modificar los planos reguladores de ambas comunas. De este modo, Xterrae Geología realizó los estudios fundados de riesgo para dichas modificaciones, de acuerdo a los criterios y definiciones de riesgos expuestos en el artículo 2.1.17 de la Ordenanza General de Urbanismo y Construcciones.

Se elaboraron mapas de zonificación de susceptibilidad para los siguientes peligros geológicos: inundaciones litorales, inundaciones terrestres (por desborde de cauce y por anegamiento), remociones en masa, entre otros. Estos mapas sirven para definir las zonas de riesgo y zonas no edificables en el desarrollo de los respectivos Instrumentos de Planificación Territorial (IPT). Complementariamente, se analizaron los peligros sísmico y volcánico, sin realizar zonificación.

Durante el evento meteorológico del 2015, la crecida y desborde del río Salado, junto con la activación de algunas quebradas laterales, provocó importantes daños en las ciudades. La zonificación por inundaciones se realizó considerando a este como el peor escenario, para lo cual se consideraron modelos de inundación ya desarrollados para el río Salado y se realizaron modelos numéricos complementarios para conocer el comportamiento de las quebradas laterales que presentan mayor potencial para generar daño. Esta información constituyó un insumo para la realización de los mapas de zonificación de inundaciones por desborde de cauce para ambas comunas. Los flujos aluvionales ocurridos el 2017 tuvieron una buena correlación con los resultados de los modelos realizados. Los mapas de zonificación de los otros peligros se incluyeron en el desarrollo de los PRC como otras condicionantes del territorio que fueron consideradas en la planificación de estas ciudades.

Los resultados obtenidos en los estudios fundados de riesgo para los PRC Chañaral y Diego de Almagro representan apropiadamente los diversos escenarios de peligros a futuro. Por otro lado, ambos estudios de riesgos, desarrollados en paralelo, corresponden a un ejemplo de estudio de riesgos que se realiza de forma integral en una cuenca completa.

GMPE-4: Ciencias de la Criósfera

Isótopos estables de agua como indicadores de la variabilidad climática en la costa oriental de la Tierra de Ellsworth, Antártica Occidental.

Marcelo Aliaga[1], Francisco Fernandoy[1,2].
(1) Laboratorio de análisis isótopicos LAI, Facultad de ingeniería, Universidad Andrés Bello, Viña del Mar, Chile
(2) Centro de Investigación para la Sustentabilidad CIS, Facultad de ingeniería, Universidad Andrés Bello, Santiago, Chile

El uso de isótopos estables de agua en testigos de hielo en Antártica, es considerado una fuente de información valiosa acerca del clima y la circulación atmosférica pasada. Sin embargo, para una óptima interpretación y aplicación en paleoclimatología, es necesario entender las variables y factores meteorológicos que afectan al sitio de extracción, para así, ajustar y validar su uso. En este trabajo, se presentan los resultados de análisis de isótopos estables de agua (δD y $\delta^{18}O$) en 3 testigos de neviza (DOTT, SCH y GUPA) obtenidos en las cercanías de la Estación Glaciar Unión, ubicado en la Antártica Occidental, específicamente en el límite entre la plataforma de hielo Ronne y los Montes Ellsworth. Diversos autores sitúan el lugar de estudio como una zona de elevado interés científico, principalmente por las posibles consecuencias que traería consigo un posible colapso de la plataforma de hielo de Ronne. Además, escasos registros meteorológicos directos existen debido a la inaccesibilidad del área, por lo cual, para complementar la comparación y ajuste de los datos isotópicos, se utilizó información del modelo de reanálisis climático ERA-Interim; análisis de retro trayectorias de las masas de aire mediante HYPSLIT; y datos isotópicos de testigos de nieve cercanos. De los resultados obtenidos, se destacan: 1) una evidente estacionalidad en la señal $\delta^{18}O$ para los testigos SCH y DOTT, con la cual, es posible asociar una datación relativa con el testigo GUPA con un alto grado de correlación (R=0.66); 2) la tasa de acumulación calculada para los testigos SCH (172 kg m^{-2} $año^{-1}$) y DOTT (211.6 kg m^{-2} $año^{-1}$) poseen muy alta correlación (r=0.82) y son consistentes con los valores y la tendencia negativa aportada por el modelo ERA-Interim; 3) una relación co- isotópica $\delta D/\delta^{18}O$ (cercana a 8) indicaría que la señal isotópica de la nieve acumulada no estaría influenciada por efectos de distorsión isotópica importantes; y 4) la señal isotópica, corresponde a una fuente de humedad originaria desde el Mar de Wedell, la cual es consistente con el modelo HYPSLIT. Lo anterior, sumado a una extensa cobertura glaciar, evidencia un interesante potencial paleo climático de la zona, el cual, ofrecería un registro temporal que alcanzaría más allá del último máximo glacial.

GMPE-4: Ciencias de la Criósfera

Modelo distribuido de fusión de nieve y hielo aplicado a glaciares de Yerba Loca, Chile Central, período 2016-2018.

Ashley Apey[1], Gino Casassa[1,2], Cedomir Marangunic[1], Idoia Armendariz[1].
(1) Geoestudios
(2) Universidad de Magallanes, Chile

Un modelo distribuido de fusión es utilizado para cuantificar la contribución hídrica de ocho glaciares ubicados en la cabecera de la cuenca del estero Yerba Loca, al noreste de Santiago. El estudio incorpora glaciares descubiertos, rocosos y cubiertos. Éstos últimos poseen una fracción cubierta y descubierta de detritos. Los resultados se presentan a escala mensual durante el periodo de ablación (octubre y marzo) de los años hidrológicos 2016/17 y 2017/18. El aporte hídrico glaciar se atribuye a la fusión de hielo que ocurre una vez que la cobertura de nieve invernal desaparece, y en mucho menor medida a la fusión de hielo que ocurre en la base del glaciar. Las variables de entrada del modelo se basan en datos LiDAR. Incorpora los resultados del balance de masa geodésico anual e invernal, obtenidos como la diferencia de modelos de elevación digital; mapas de clasificación de superficie glaciar (cubierto y descubierto de detritos), generados a partir de imágenes de alta resolución; registros meteorológicos obtenidos de dos estaciones meteorológicas automáticas instaladas a 4200 m s.n.m. El albedo medio mensual de nieve y hielo descubierto corresponde a una variable de calibración y se utilizan como referencia los mapas de albedo de superficie generadas a partir de imágenes Landsat8. La condición inicial del modelo queda definida por la acumulación de nieve invernal distribuida sobre la superficie glaciar. La fusión de nieve y hielo descubierto es parametrizada en términos de temperatura del aire y radiación de onda corta incidente, distribuidas espacialmente incorporando aspectos topográficos. Para el caso de superficie cubierta de detritos, se desconoce la distribución espacial de su espesor. Luego, la fusión de hielo bajo la capa de detrito es inferida del balance de masa geodésico anual y distribuida mensualmente de acuerdo al registro de flujos de calor por conducción al interior del detrito observado en un punto de control. Durante los años hidrológicos de estudio, la mayor fuente de contribución hídrica corresponde a la nieve acumulada en invierno y en menor medida del hielo glaciar, aumentando su relevancia al término del periodo estival. Se observa una significativa variación interanual, marcada por una alta pérdida de masa de los glaciares observada durante los años 2012-2015, atribuible a la megasequía que afectó a la zona centro sur de Chile.

GMPE-4: Ciencias de la Criósfera

Runoff from Degrading Rock Glaciers in the Andes

Lukas U. Arenson[1], Jordan Herrington[1], Pablo Wainstein[1].
(1) BGC Engineering

Rapid global decrease in glaciers due to climate change causes challenges to communities and industries that depend on runoff from glacier melt. While warmer climate may result in increased runoff in the short-term, the rapid decrease in glaciers followed by a potential complete loss will, in the mid to long-term, result in a decrease in summer runoff. Compared to surface ice, permafrost reacts differently to changes in climatic conditions and has a different hydrological role. The potential contribution of ground ice thaw from degrading ice-rich rock glaciers, is typically unknown and depends on the genetic origin of the cryoforms (glaciogenic or cryogenic) and their ice content. The active layer, which is not part of the permafrost, acts as a thermal insulator and dampens the impact from warm air temperatures on the permafrost, depending on its humidity and seasonal ice content. This insulator forms the key difference between the melt of glacier ice (including debris covered glaciers) and ground ice in rock glaciers. Glacier ice melts as soon as the winter snow cover disappears. Permafrost degradation, however, can only be initiated once, if present, the snow cover disappears, and the seasonal thaw front reaches the permafrost table. By that time, the summer season is already advanced and only a brief period is available for degrading the permafrost until seasonal freezing starts. The timing and extent of this period varies according to the presence and thickness of the seasonal snow cover and the aridity of the location. There are only few studies that quantify the runoff from degrading permafrost in rock glaciers due to the challenges of discerning the relative contribution from ground ice melt from other sources within a watershed. We present a theoretical approach on the rates of permafrost degradation and, by using geothermal modelling, we show how fast the permafrost table subsides under different changes in air temperature as a function of temperature warming, based on a glaciogenic rock glacier in the Andes. The numerical modelling shows that the permafrost degradation rates are in the order of centimeters per year (0.01 to 0.1 m/yr). Thus, this theoretical approach suggests that under these dry climatic conditions little water is liberated.

GMPE-4: Ciencias de la Criósfera

Variación de la hidrología glacial en respuesta a eventos de precipitación estival durante el periodo 2017-2018: Cuenca alta río Yeso (33°S)

Alexis Caro[1], Thomas Shaw[1], James McPhee[1,2].
(1) Advanced Mining Technology Center (AMTC), Facultad de ciencias físicas y matemáticas, Universidad de Chile
(2) Departamento Ingeniería Civil, Facultad de ciencias físicas y matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile

La contribución hídrica de los glaciares a la ciudad de Santiago de Chile es aun pobremente conocida. En un contexto de Cambio Climático se hace imprescindible caracterizar el comportamiento de los caudales provenientes de glaciares durante la temporada de verano. En Chile desde los años 80', investigaciones han buscado describir la contribución de glaciares a los ríos, sin caracterizar fielmente el comportamiento de la descarga glaciar debido a la falta de datos medidos en alta montaña. Este trabajo busca contribuir al conocimiento de la hidrología de montaña por medio del análisis de caudales provenientes de glaciares descubiertos y cubiertos por detritos ubicados en la cabecera de la cuenca río Yeso sobre los 3000 m.s.n.m. Los caudales fueron registrados cerca de glaciares utilizando dos estaciones fluviométrias, mediciones que permitieron identificar los aportes de las cuencas compuestas por glaciares descubiertos y cubiertos por detrito por separado. La meteorología fue conocida por medio de estaciones meteorológicas automáticas encontradas fuera y dentro de la superficie de los glaciares Bello, Yeso y Pirámide, considerando las variables de temperatura del aire, radiación solar, precipitación y altura en nieve principalmente. Se consideró glaciar descubierto a los glaciares Bello y Yeso, los cuales presentan un área interior al 20% de su superficie cubierta por detritos (concentrada principalmente en el frente), de manera contraría, el glaciar Pirámide es considerado glaciar cubierto por detritos ya que más del 90% de su extensión se encuentra cubierta. El análisis de los resultados muestra los mayores caudales durante los meses de diciembre-febrero con máximos de hasta 10 m^3/s y caudal promedio de 1.6 m^3/s y de 1.2 m^3/s provenientes desde glaciares blancos y cubierto, respectivamente. Las variaciones de caudal diario alcanzan máximos cercanos a 7 m^3/s, viéndose atenuadas hasta cuatro días después del evento de precipitación, donde las variaciones de caudal diario no sobrepasan 1m^3/s, llegando a caudales con mínimo de 0.4 m^3/s. Estos resultados fueron observados considerando un comportamiento del caudal característico para cada conjunto de glaciares, donde los glaciares descubiertos presentan un ciclo de caudal diaro con un máximo y mínimo fácilmente identificable, mientras que el caudal registrado en el glaciar cubierto no presenta el mismo comportamiento, presentándose un caudal sin variaciones diarias importantes durante el día.

GMPE-4: Ciencias de la Criósfera

Derretimiento abrupto del glaciar colgante del cerro Morado entre 2015-2018 utilizando tecnología Escáner Láser Terrestre

Alexis Caro[1], David Farias[2], James McPhee[1,3].
(1) Advanced Mining Technology Center (AMTC), Facultad de ciencias físicas y matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(2) Geografía y Ciencias de la Tierra, Instituto de Geografía, Universidad de Erlangen, Nuremberg, Alemania
(3) Ingeniería Civil, Facultad de ciencias físicas y matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile

El conocimiento del balance de masa glaciar es fundamental en la estimación de la contribución hídrica de los glaciares. Tradicionalmente ha sido utilizado el método Glaciológico, el cual permite estimar el balance de masa del glaciar por medio de mediciones puntuales. Sin embargo, esta actividad es de alto riesgo y no permite conocer el cambio de volumen en áreas inaccesibles. El uso de técnicas de percepción remota ha permitido conocer el comportamiento de glaciares de difícil acceso disminuyendo el riesgo y horas de exposición para los investigadores. Este trabajo presenta la medición del balance de masa del glaciar colgante del cerro Morado ubicado en la cuenca del río Volcán, en la comuna de San José de Maipo. El registro de elevación fue realizado por medio de un Escáner Laser Terrestre (TLS) de largo alcance VZ-6000, durante los meses de verano de 2015 y 2018. Cada nube de puntos, compuesta por más de 30 millones de datos, fue procesada en los programas RiSCANPRO y CloudCompare, permitiendo obtener productos con una resolución espacial de 0,5 m. La aplicación del método de Co-Registro sobre los productos raster 2015 y 2018, permitió obtener una precisión en roca de 14 cm. Los resultados muestran un derretimiento máximo de 20 m, con una tasa de -2,52 ± 0,05 m a^{-1} de perdida de hielo para el periodo 2015-2018. Se suma un retroceso del frente de decena de metros, en un contexto reciente de aumento de la temperatura del aire en la zona y un mayor número de días con presencia de nubosidad durante verano.

GMPE-4: Ciencias de la Criósfera

Balance de masa de glaciares descubiertos y cubierto por detritos en la cuenca río Yeso (33°S) entre 2015-2018 utilizando tecnología Escáner Láser Terrestre y Aerotransportado.

Alexis Caro[1], Thomas Shaw[1], David Farias[2], James McPhee[3].
(1) Advanced Mining Technology Center (AMTC), Facultad de ciencias físicas y matemáticas, Universidad de Chile
(2) Geografía y Ciencias de la Tierra, Universidad de Erlangen, Nuremberg, Alemania
(3) Departamento Ingeniería Civil, Facultad de ciencias físicas y matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile

El balance de masa glaciar en la zona central de Chile ha mostrado una tendencia negativa desde la década de los 70'. Tradicionalmente se ha utilizado el método Glaciológico, técnica puntual y restringida a zonas del glaciar segura y con baja pendiente. En este contexto, el uso de técnicas de percepción remota ha permitido conocer el comportamiento de glaciares extensos y de difícil acceso, disminuyendo el riesgo para los investigadores. Recientemente en Chile, el uso de tecnología escáner láser ha permitido conocer el comportamiento distribuido de la superficie glaciar a una alta resolución espacial. En este trabajo se analiza el balance de masa de los glaciares Bello, Yeso y Pirámide, en la cuenca río Yeso, utilizando datos registrados en 2015 (DGA) y 2018 (AMTC-UChile). Los datos 2015 y 2018 corresponden a Escáner Laser Aerotransportado (ALS) y a Escáner Laser Terrestre (TLS), respectivamente. Se suma el uso de datos meteorológicos y de imágenes MODIS entre 2013-2018 con el objetivo de conocer cambios en los montos de radiación solar, días con presencia de nubes, cobertura de nieve y temperatura del aire, variables relevantes en el balance de masa glaciar. Los registros de estaciones meteorológicas a los 2475 msnm (Embalse Yeso), 3050 msnm (Termas del Plomo) y a los 3450 msnm (AWS glaciar Pirámide) para el periodo mar2014-mar2018, muestra un aumento de la temperatura en los 3 años, siendo de 0.1°C a los 3450 msnm y de 0.08°C a los 2475 msnm. La observación de la temporada estival dic-mar presenta el periodo más cálido durante dic2015-mar2016, mientas que las mayores temperaturas en invierno se registraron durante may-sep 2015 y may-sep 2016. El análisis de cambios de elevación sobre glaciar Pirámide, con resolución espacial de 1m, presenta en la zona descubierta (>4000 msnm) un derretimiento cercano a los 20m, mientras que la zona cubierta por detritos (>3250 msnm) mostró una diferencia promedio aproximada de -2m. En la zona cubierta por detritos del glaciar Pirámide destacan lagunas supraglaciales, registrándose una ablación superior a 23 m en estas áreas. El frente del glaciar Pirámide, con hielo expuesto, tuvo un derretimiento mayor a los 12 m.

GMPE-4: Ciencias de la Criósfera

Vaciamiento de lagos glaciales y su relación con la actual dinámica de glaciares en Campo de Hielo Sur

Daniela Carrión[1], Andres Rivera[1,2], Jonathan Oberreuter[1].
(1) Laboratorio de Glaciología, Centro de Estudios Científicos, Valdivia, Chile
(2) Departamento de Geografía, Universidad de Chile, Santiago, Chile

Se determinan las variaciones de los glaciares en Campo de Hielo Sur (CHS) para los años 1945, 1976, 1986, 2000, 2015, 2017 y 2018, donde se observa -a partir del año 2017- una importante fragmentación en tres partes de todo CHS. En los últimos años (2015-2018), la mayor parte de todos los cuerpos de hielo catastrados (92%) han presentado retrocesos. Además, entre 1986 y el 2018, se observa un aumento generalizado del orden de un 16% de las superficies rocosas dentro de los glaciares, asociado a la aparición de nuevos nunataks y el aumento de tamaño de aquellos existentes. En este aspecto, el glaciar Jorge Montt triplicó su superficie rocosa en casi 30 km^2, lo cual puede estar relacionado con un fuerte adelgazamiento de la capa de hielo. Mientras que, el glaciar Upsala presenta una superficie considerable de nunataks (llegando casi a los 100 km^2 el 2018) frente a todos los demás glaciares estudiados. Bajo este escenario, donde las variaciones de los glaciares estudiados muestran un retroceso y adelgazamiento generalizado, se revisa la actual dinámica lacustre y se observa un aumento considerable en el dinamismo de los lagos asociados a glaciares, donde destacan: (a) Un pequeño lago aledaño al glaciar Viedma, el cual presenta actualmente un área de 0,64 km^2 (2018), reduciéndose en un 87% desde 1986 y en un 47% el último año (2017), lo que se tradujo también en una disminución en más de 150 metros en su cota entre 1986 y 2017; (b) Un importante lago aledaño al glaciar Bernardo, el cual tenía un área inicial de 23,03 km^2 (2000), entre febrero y abril del 2017 sufrió un fuerte vaciamiento, reduciendo su área en casi un 40%; sin embargo, en febrero del 2018 ya había recuperado nuevamente todo su nivel; y, (c) el lago Greve, donde se observa una estrecha relación entre los glaciares y el lago, ya que por un lado, los glaciares permitieron su nacimiento y consolidación, así como la frecuente alimentación de agua y sedimentos y la expansión de este, siendo el glaciar Pío XI el que controla su existencia. Por otro lado, la aparición y profundidad alcanzada por el lago Greve afectó el comportamiento de los glaciares ya que la mayoría de estos pasaron a tener frentes desprendentes en agua dulce ("freshwater glaciers"), y sólo el frente sur del Pío XI a estar sometido a mareas ("tidewater glacier"), con los primeros respondiendo más rápido a los cambios climáticos, siendo el glaciar Greve el que presenta las mayores tasas de retroceso y adelgazamiento.

GMPE-4: Ciencias de la Criósfera

Caracterización y análisis de variables meteorológicas y limnológicas asociadas a procesos de calving en el glaciar O'Higgins.

Andrés Castillo[1], Andrés Rivera[2], Aldo Montecinos[1,3].
(1) Departamento de Geofísica, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Concepción
(2) Centro de Estudios Científicos (CECs)
(3) Instituto Milenio de Oceanografía

En el contexto del retroceso que han experimentado los glaciares de casi todo Chile, se ha determinado que los cambios más abruptos se han producido en aquellos cuyos frentes terminales se encuentran en contacto con cuerpos de agua donde desprenden témpanos (calving en inglés), aunque existen algunas excepciones en particular en el Campo de Hielo Sur (CHS), por cuanto algunos han avanzado y ganado masa en años recientes. Investigaciones sugieren que la dinámica de este tipo de glaciares se encuentra mayormente determinada por profundidad del cuerpo de agua, la estratificación y por las características del lecho lacustre que por las características climáticas de la zona, amplificando o atenuando los efectos de esta última en el hielo. Sin embargo, el clima sigue siendo el gatillante último de los cambios glaciares.

El Glaciar O'Higgins (48,9°S, 73,25° W) es un glaciar de calving, ubicado en el margen oriental del CHS, que produce témpanos en el lago O'Higgins y ha experimentado un retroceso cercano a 15 km durante el siglo pasado, y que tras un periodo estable, reinició un proceso de fuerte retroceso en 2015, con el colapso parcial de la lengua terminal. Este trabajo presenta los resultados de estudios meteorológicos y limnológicos obtenidos en este glaciar, incluyendo un balance de energía del glaciar, que fue validado con datos obtenidos de estaciones meteorológicas automáticas instaladas cerca del CHS. Paralelamente se realizó una caracterización atmosférica y limnológica del sector de contacto hielo-agua a partir de datos de modelos y de campañas de medición lacustres.

Este trabajo se encuentra financiado por el proyecto FONDECYT regular N° 1171832.

GMPE-4: Ciencias de la Criósfera

Glacier climate interactions in southern South America: a multidimensional time series analysis of massbalance data at Mocho Glacier, Los Ríos Region

Kate Cullen[1], Marius Schaefer[1].
(1) Universidad Austral de Chile, Chile

The cryosphere is a key regulator of the annual water cycle in the Andes and other mountainous regions in the world. Glaciers and snowpack store freshwater during cold and wet periods and releases it in warm and dry periods, providing ecosystem services and water security for downstream communities. However, global glacier and ice reserves are retreating with implications for global sea level rise and local freshwater availability. In the last decade, glaciers in the Patagonian Andes have been particularly dynamic, with most experiencing thinning and retreat (Masiokas et al. 2009). This trend coincides with observed warmer temperatures in the region (Rosenblüth et al. 1995), which temperate Patagonian glaciers are exceptionally sensitive to.

Mocho Glacier (39.93°S, 72.03°W) covers an area of 5.1 km^2 between the elevations of 1700 and 2400 m within the MochoChoshuenco Volcanic Complex. It is a particularly well monitored glacier, as it has comparatively easy access, a reliable automatic weather station working on a nunatak since 2006 and mass balance measurements by means of a stake network starting in 2003. Schaefer et al. 2017 presents climate data, direct surface mass balance observations and model results for Mocho Glacier that show the average of the measured annual glacier mass balances in the four hydrological years 2009/2010 to 2012/2013 was 0.90 m w.e. a^{-1} and the average modeled annual glacier mass balance 2006/2007 to 2014/2015 was 1.05 m w.e. a^{-1}. Observed distribution ablation is found to show a clear altitudinal dependency, and accumulation is found to be determined by snow drift patterns as well.

New work includes a multidimensional time series analysis of new mass balance stake data taken from 2015-2018 to compare to the findings presented in Schaefer et al. 2017. Stake data for the 2009-2013 period as well as the 2015-2018 period are analyzed using new methods, including applying principal component analysis and considering ablation and accumulation data sets separately. In addition, physical parameterizations for glacier melt will be validated against the stake data. This work will aid in improving the correlation between time series of mass balance data, as well as finding the most effective interpolation of stake data. The results of this study will help to understand the spatial variability of the surface energy balance and contribute to a more realistic projection of the surface mass balance of the glacier in a warming climate.

GMPE-4: Ciencias de la Criósfera

Influencia de las impurezas en la ablación del Glaciar Del Rincón

Alejandra Espinoza [1], Gino Casassa [2,3].
(1) Geología, Ingeniería y ciencias geológicas, Universidad Católica del Norte, Antofagasta, Chile
(2) Dirección de Programas Antárticos y Subantárticos, Universidad de Magallanes, Punta Arenas, Chile
(3) Geoestudios, Chile

En Chile existe un creciente aumento de proyectos de infraestructura y desarrollo industrial (incluyendo la minería) en la alta cordillera, por lo que se vuelve una necesidad investigar la influencia de impurezas en glaciares aledaños a estas fuentes, ya que partículas minerales finas o polvo y hollín, se han identificado como un agente para alterar las tasas de ablación a través de cambios en el albedo y la conductividad térmica superficial de la nieve y el hielo (Kulkarni *et al*., 2013). El aumento de espesor de impurezas sobre una superficie de nieve o hielo descubierto incrementa inicialmente la ablación hasta llegar a un valor máximo (espesor efectivo) y luego decrecer para alcanzar el de una superficie de nieve o hielo limpio (espesor crítico), según la curva de Østrem (1962). De acuerdo a esto, se desarrolló una serie de experimentos sobre nieve en el glaciar Del Rincón en el mes de febrero de 2016 y 2017, en los cuales se utilizó canchas de 1 m^2 a las cuales se agregaron diferentes concentraciones de diversos tipos de impurezas, de modo de observar cambios en las tasas de ablación en función del espesor y tipo de impureza, además de mediciones de albedo mediante radiómetro de onda corta de banda ancha. Los resultados de las canchas de polvo mostraron que la pérdida de masa para una superficie de nieve con detritos (ND) existente en forma natural en el momento del experimento fue de 3,0 cm/día, mientras que para una superficie de nieve limpia (HL) fue de 2,6 cm/día. En comparación, un espesor de 1 mm (espesor efectivo) de material morrénico (MO) genera un aumento de 52,5% de ablación con respecto a ND y espesores >17,5 mm (espesor crítico) actúan como una cubierta aislante de la superficie. Una cubierta de 0,002 mm de carbono negro (CN), aumenta la ablación en un 11%, con respecto a HL, mientras que un espesor de 0,057 mm de CN en un 34,5%. La medición de albedo arrojó un valor promedio de 0,30 para ND, 0,37 para HL, 0,19 para MO y 0,30 para CN. Estos resultados son consistentes con lo esperado, ya que permiten recrear sobre el glaciar el efecto de impurezas de origen morrénico. Además, se verificó que pequeñas concentraciones de CN aumentan significativamente la ablación debido a su alta conductividad térmica y menor albedo. En conclusión, el estudio evidencia la influencia de material particulado sobre superficies de nieve y glaciares. Se agradece el apoyo de los proyectos Fondecyt 1161130, FONDEF ID15I10623 y Anillo ACT 1410 de CONICYT.

GMPE-4: Ciencias de la Criósfera

Caracterización preliminar de la dinámica hídrica en microcuencas criosféricas del río Montosa, Región de Atacama, Chile

Rodrigo Espinoza[1], Christopher Ulloa[1], Ayon Garcia[1].
(1) IDICTEC/Programa de Investigación de Glaciares y Recursos Hídricos, Universidad de Atacama, Copiapó, Chile

Se presentan los resultados preliminares de la dinámica de descarga hídrica por fuentes criosféricas en la subsubcuenca del río Montosa (clasificación DGA), afluente del río Pulido y este a su vez, principal afluente del río Copiapó. Nos centramos en el estudio de dos microcuencas ubicadas en la cabecera de esta subcuenca. En diciembre del 2017 y abril del 2018, se efectuaron aforos en el río Montosa y dos de sus afluentes, con el objetivo de evaluar el efecto de la criósfera sobre los caudales medidos. Las descargas hídricas se analizaron a partir de: la delimitación de microcuencas en los afluentes; la cuantificación comparativa de los recursos y reservas criosféricas por microcuenca; y un análisis hipsométrico y su relación con un modelo de fusión nival, generado mediante el método Degree Day. Desde la delimitación de cuencas en los afluentes, se obtuvieron las microcuencas del Río Los Maranceles (RLM), de 34 km² y Río Laguna de Montosa (LAM), de 60 km², que representan un 8% y un 15% del área total de la subsubcuenca del río Montosa (413 km²). Los caudales de descarga obtenidos en diciembre y abril para RLM fueron de 89 l/s y 105 l/s, respectivamente, mientras que para LAM fueron de 1032 l/s y 272 l/s. El análisis de reservas criosféricas, evidencia que la principal clase criosférica de la microcuenca RLM son los glaciares descubiertos (3,57 km²), correspondientes al 64% de toda la subsubcuenca del río Montosa. La microcuenca LAM, tiene como clase criosférica principal los glaciares rocosos (2,38 km²), correspondientes a un 48% de la subsubcuenca. El análisis de recursos criosféricos indica que RLM acumula mayor nieve estival (octubre-diciembre). Desde la hipsometría obtenida, se desprende que RLM se distribuye en alturas mayores que LAM; RLM posee el 17% de su área bajo los 4500 m s. n. m., mientras que LAM cuenta con un 43% de su área bajo los 4500 m s. n. m. La microcuenca LAM, con menor superficie de acumulación nival, pero con mayor área en alturas menores a 4500 m s.n.m., permite que un alto porcentaje de la nieve se fusione y forme escorrentía, llegando a un máximo en diciembre. Se sugiere, además, a partir del caudal registrado en abril, una posible contribución desde los glaciares rocosos. Por otro lado, la microcuenca RLM, que cuenta con importantes reservas de glaciares descubiertos, tuvo un bajo rendimiento en las fechas en que se realizaron los aforos, pero según observaciones de terreno, tuvo su máxima descarga en el mes de febrero.

GMPE-4: Ciencias de la Criósfera

Interpretación de la variabilidad meteorológica reciente, a partir de la interpretación de isótopos estables de agua en el extremo norte de la Península Antártica.

Francisco Javier Fernandoy[1,2], Dieter Tetzner[3,4], Hanno Meyer[5].
(1) Laboratorio de Análisis Isotópico - LAI, Facultad de Ingeniería, Universidad Andrés Bello, Viña del Mar, Chile
(2) Centro de Investigación para la Sustentabilidad - CIS, Facultad de Ciencias de la Vida, Universidad Andrés Bello, Santiago, Chile
(3) British Antarctic Survey
(4) Earth Science Department, Faculty of Earth Sciences and Geography, University of Cambridge
(5) Alfred Wegener Institute, Helmholtz Centre for Polar and Marine Research, Germany

En este trabajo, se resume el trabajo hecho desde 2008 a la fecha en la reconstrucción de la variabilidad ambiental en el extremo de la Península Antártica. Específicamente, nos enfocamos en el uso de indicadores indirectos contenidos en la cubierta de nieve y hielo como lo son los isótopos estables de agua. Debido al proceso de calentamiento atmosférico y oceánico reciente, la Península Antártica es una de las regiones de la Antártica más desafiantes para entender este fenómeno en la actualidad. La topografía escarpada y la falta de observaciones meteorológicas in situ y de largo plazo, hacen que la extrapolación de los modelos climáticos existentes a la escala subregional sea muy compleja. Por lo tanto, se deben desarrollar nuevas técnicas para comprender mejor los procesos ambientales que operan en la región. Las señales isotópicas están tradicionalmente relacionadas con las condiciones atmosféricas, pero un análisis detallado de los componentes individuales puede proporcionar una nueva percepción de la interacción océano-atmósfera. En particular, se demuestra el efecto de la extensión de hielo marino sobre las temperaturas locales y la expresión de modos climáticos, especialmente del Modo Anular del Sur (SAM). En años con una gran extensión de hielo marino en invierno (anomalía SAM negativa), se desarrolla una capa de inversión en la troposfera inferior en la zona costera. Por lo tanto, no es posible obtener una relación isótopo-temperatura (δ-T) válida para todas las estaciones del año, y en cambio la δ-T depende de la variabilidad estacional de las condiciones oceánicas. Comparativamente, las estaciones de transición (otoño y primavera) tienen un gradiente δ-T consistente (+0.69 ‰ ° C^{-1}). El análisis de testigo de neviza en la zona muestra, que la temperatura del aire en la parte más al norte de la Península Antártica tiene una tendencia negativa entre 2008 y 2014 (-0.33 ° C $año^{-1}$). Además, se demuestra que el exceso de deuterio, es un indicador confiable de las condiciones oceánicas estacionales. Por lo tanto, adecuado para mejorar el modelo de edad de los testigos, basado en sus variaciones estacionales. Las tasas de acumulación anual en esta región son altamente variables, oscilando entre 1060 y 2470 kg m^{-2} $año^{-1}$ (2008 a 2014). Aquí demostramos que la combinación de datos isotópicos y meteorológicos hace posible la reconstrucción climática, incluso con una alta resolución temporal, en áreas polares donde no existen observaciones directas.

GMPE-4: Ciencias de la Criósfera

Evolución espacial y temporal de glaciares descubiertos en la Región de Atacama, Chile

Betzabé Flores[1], Ayón García[1], Christopher Ulloa[1].
(1) IDICTEC/Programa de Investigación de Glaciares y Recursos Hídricos, Universidad de Atacama, Copiapó, Chile

1. Se estudiaron las variaciones de área a partir de imágenes satelitales Landsat de mediana resolución, a glaciares descubiertos ubicados en la región de Atacama, Chile, entre las latitudes 25°20'S y 29°40'S y longitudes 71°27'O y 68°14'O a una altitud de 4.500 m.s.n.m. Los glaciares en Chile están reduciendo su área en respuesta a cambios climáticos, por ello se torna necesario conocer estas variaciones en zonas áridas donde el recurso hídrico es escaso. La metodología empleada fue el NDSI para la delimitación de glaciares y un procesamiento en SIG, analizados por cuencas hidrográficas y centros montañosos en el período 1985-2016. Los resultados mostraron que la cuenca con mayor reducción de área glaciar es Alto Andinas con un 39%, seguida de la cuenca del Río Huasco con un 38% y por último la cuenca del Río Copiapó con un 36%. Para los glaciares ubicados por centros montañosos la mayor reducción ocurre en el Nevado Tres Cruces con un 47%, para el glaciar Estrecho un 35% y el glaciar de Cerro el Potro una pérdida de un 16%. Este análisis permitió concluir una reducción importante de glaciares llegando a un promedio de 37% para toda la región. Las tendencias lineales infieren que los cuerpos de hielo podrían desaparecer a mediano plazo, y la cuenca del Río Huasco es la mayor expuesta a esta reducción.

Palabras Claves: Glaciares, Satelitales Landsat, NDSI, Cambio climático, Copiapó, Huasco, Alto Andinas

1 Introducción

La mayoría de los glaciares en Chile, han experimentado fuertes retrocesos y reducciones de su superficie desde tiempos históricos hasta la actualidad en respuesta a cambios climáticos globales (Rivera *et al.*, 2011), los glaciares de Atacama no son la excepción. Sin embargo, el cambio climático no es el único factor explicativo, dado que tanto la intervención antrópica y/o factores naturales pueden contribuir a acelerar la disminución glaciar. Esto produce efectos en la disponibilidad del recurso hídrico, sobre todo en zonas áridas donde los glaciares descubiertos suelen brindar agua de forma más eficiente en períodos de escasez hídrica (Milana, 2005). Tener conocimiento de la variación del área glaciar es fundamental para el proceso de toma de decisiones en el manejo y conservación de las reservas de agua en estado sólido, y de esta manera enfrentar las potenciales crisis hídricas en la región a lo largo del tiempo. A través de técnicas de teledetección y el uso de Sistema de Información Geográfica (SIG), se pretende determinar la variación de área de los glaciares descubiertos ubicados en la Región de Atacama, Chile, entre las latitudes 25°20'S y 29°40'S y longitudes 71°27'O y 68°14'O, a una altitud de 4.500 m.s.n.m. para el período 1985-2016 utilizando imágenes satelitales Landsat.

2 Metodología

Para este estudio, se utilizó un set de imágenes del sensor Landsat las que se encuentran disponibles en la web del Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS). Desde donde se descargaron 93 imágenes satelitales Landsat *Surface Reflectance* de los sensores TM, ETM+ y OLI/TIRS de 30 metros de resolución espacial, que corresponden a las capturas desde el año 1985 al 2016 en los meses de máxima ablación (febrero – abril), las cuales cubren el área de estudio.

Mediante el uso de un SIG se calculó el NDSI (*Normalized Difference Snow Index)* que permite la delimitación de los glaciares descubiertos. Para ello se utiliza una banda del espectro visible (VIS) y una del infrarrojo de onda corta (IR). Para el sensor TM y ETM+ se operan las bandas 2 (VIS) y 5 (IR), para el sensor OLI/TIRS las bandas 3 (VIS) y 6 (IR). La fórmula general es: (VIS-IR)/(VIS+IR), mediante la cual se obtiene el índice NDSI con valores entre -1 y 1. Posteriormente las imágenes son remuestradas mediante una interpolación por convolución cúbica a una resolución espacial de 10 metros para mejorar la delimitación de los glaciares. El siguiente paso es reclasificar los valores del NDSI, Dozzier (1989) establece que se selecciona como superficie de nieve o hielo aquel pixel con valor superior a 0,4. Considerando que el NDSI tiene errores de identificación principalmente con salares, se realizó la intersección con la máscara de altura a 4.500 m.s.n.m. en un procesamiento automático en lote, que permitió eliminar todos los polígonos bajo esa altura, debido a que en la región no hay glaciares descubiertos por debajo de la misma, ni tampoco salares sobre esa altura. A partir de esta misma, se creó una máscara que permitió eliminar las lagunas del análisis, debido a que la superficie glaciar se confunde con el agua. Con los polígonos procesados sin lagunas, se intersectó la máscara de cuencas hidrográficas de la DGA y centros montañosos considerando los de mayor relevancia. Mediante el SIG en un procesamiento automático fue posible obtener la superficie de todos los glaciares por cuencas y centros montañosos en cada una de las imágenes. Adicionalmente, se procedió a exportar la información desde el SIG a MS Excel para la obtención de datos y posterior análisis de resultados.



3 Resultados

En la región de Atacama, se señala una tendencia de reducción entre 1985 y 2016, véase tabla 1a. La tasa de reducción de área promedio en la región fue de 0,58 km^2/año. La máxima reducción ocurre el año 2015 para las cuencas Río Copiapó y Río Huasco, y el año 2010 para las cuencas Alto Andinas. Las variaciones promedios de superficie en las subsubcuencas, indican una tendencia general de pérdida de áreas glaciares, no obstante se observan subsubcuencas en Alto Andinas con variaciones positivas, estas son Lagunas Bravas (03012) con un 4% y Pampa de Barrancas Blancas (03031) con un 6%, que corresponde a una tasa promedio de 0,28 km^2/año. Las subsubcuencas con mayores pérdidas corresponden a Río Turbio entre Estero Come Caballo y Río Figueroa (03403) con una reducción de un 37% ubicada en la cuenca del Río Copiapó, a la subsubcuenca Río Valeriano (03801) que se ubica en la cuenca del Río Huasco con una disminución de área glaciar del 37%, otras con pérdidas altas es la Laguna del Negro Francisco y Cuenca afluente (03051) y Campo de Piedra Pómez y Río Lamas (03040) ubicadas en la cuenca Alto Andinas con una reducción de sus áreas glaciares de un 32% y 26% respectivamente. La distribución espacial de la tasa de área promedio por subsubcuencas, muestra que las más altas ocurren en las subsubcuencas ubicadas en la latitud de los 29°S, a excepción de la subsubcuenca Campo de Piedra Pómez y Río Lamas (03040), que ha experimentado una tasa de disminución de área promedio muy alta en los últimos años (Figura 1a). Las tendencias lineales por cuenca han permitido inferir la evolución de los cuerpos de hielo (Figura 1b). La proyección teórica en base a un modelo de regresión lineal arroja que los glaciares descubiertos del Río Huasco podrían desaparecer en 12 años, de mantenerse esta tendencia. En segundo lugar las cuencas Alto Andinas indican una desaparición de sus glaciares en 21 años. En tercer lugar está la cuenca del Río Copiapó, cuya área se reduciría considerablemente en 24 años. Para los glaciares analizados por centros montañosos, se registró la mayor disminución de área en los glaciares del Nevado Tres Cruces ubicado en la cuenca Alto Andinas con una disminución del 47%. El glaciar Estrecho ubicado en la cuenca del Río Huasco, también experimentó una alta reducción con una disminución del 35%. El glaciar con menor reducción fue el de Cerro El Potro ubicado en la cuenca del Río Copiapó con una disminución del 16%, véase Tabla 1b y Figura 1c.

4 Discusión

El análisis de imágenes Landsat mediante el procesamiento automático en lote, demostró ser una herramienta útil para las variaciones de área de glaciares descubiertos, dado que la integración para el procesamiento fue realizado sin dificultades. Sin embargo, pueden tener ciertas limitaciones debido a la media resolución espacial lo cual genera que se pueda asociar nieve estacional como parte del área glaciar.

Al comparar los resultados obtenidos en 1986 donde se estimó una superficie de 97 km^2 con los del inventario de Garín (1987) con imágenes de los años 50's, que registró un área glaciar de 66,83 km2 para toda la región de Atacama, se tiene un aumento del 45,2% que puede ser debido a la menor superficie abarcada y al tipo de metodología utilizada por Garín, un mapeo manual en fotografías aéreas, técnicas Aerofotogramétricas e imágenes Erts (1:250.000) con diferentes escalas. Por otra parte, Vivero (2008) realizó un inventario en la cuenca del Río Copiapó registrando un área glaciar de 23,04 km^2 para el año 2002, en este estudio se estimó un área glaciar de 23,05 km^2 lo que implica una diferencia de 0,01 km^2 para el mismo año, esto dado que Vivero empleo imágenes Aster de 15 metros de resolución. En 2015, se realizó el inventario de glaciares a nivel regional en Atacama (García *et al.,* 2017), relevando un área de 39,44 km2 de glaciares descubiertos (área que se reproceso para obtener valores representativos a la de este análisis), mientras que el presente estudio registró un área de 43,21 km^2 para el año 2015, lo que implica una diferencia de 3,77 km^2. Esta diferencia radica en el tipo de metodología utilizada por García *et al.,* en imágenes de mayor resolución espacial y un mapeo manual con operadores capacitados.

La tendencia a la disminución de área glaciar puede ser atribuida a los cambios climáticos globales (IPCC, 2013) y a la declinación de las precipitaciones liquidas registradas en los últimos 100 años (Vuille y Milana, 2007). Aunque también hay otros factores como los naturales y/o antrópicos como la minería en la alta cordillera (Milana, 2005 y Bórquez, 2007) que afectan a los glaciares.

5 Conclusiones

El uso de técnicas de teledetección, con procesamiento automático de imágenes satelitales es una herramienta eficiente para el monitoreo constante de los glaciares, debido a la disponibilidad histórica y periódica de las imágenes. La metodología aplicada con el NDSI sobre imágenes Landsat resulto ser rápido y medianamente preciso, brindando resultados aceptables. Sin embargo, no es aplicable directamente para la generación de inventarios de glaciares, por su baja resolución. El análisis de la variación de área glaciar en la región de Atacama para un período de 30 años permite concluir una reducción promedio del 37%. Los datos confirman que todas las cuencas están reduciendo su área glaciar pero la que presenta mayor reducción corresponde a las cuencas Alto Andinas ubicadas al Norte de la región. Las tendencias lineales infieren que los cuerpos de hielo podrían desaparecer

a mediano plazo, y la cuenca del Río Huasco es la mayor expuesta a esta reducción. Finalmente el glaciar que se está reduciendo más rápidamente son los ubicados en el Nevado de Tres Cruces en la cuenca Alto Andinas.

Referencias Bórquez González, R. (2007). *Análisis del escenario actual de los glaciares de montaña en Chile desde la mirada de la seguridad ecológica.* Tesis Pregrado, Universidad de Chile, Facultad de ciencias agronómicas, Santiago, Chile.

Dozzier, J. (1989). Spectral Signature of Alpine Snow Cover from the Landsat Thematic Map-per .Remote sensing Environment, 28: 9-22.

García, A., Ulloa, C., Amigo, G., Milana, J., & Medina, C. (2017). An inventory of cryospheric landforms in the arid diagonal of South America (high Central Andes, Atacama region, Chile). *Quaternary International 438*, 4-19.

Garín Oyarzún, C. (1987). Inventario de Glaciares de los Andes Chilenos desde los 18° a los 32° de latitud sur. *Revista de Geografía Norte Grande, 14* , 35-48. Intergovernamental Panel on climate change (IPCC). (2013). *Climatec Change.* IPCC.

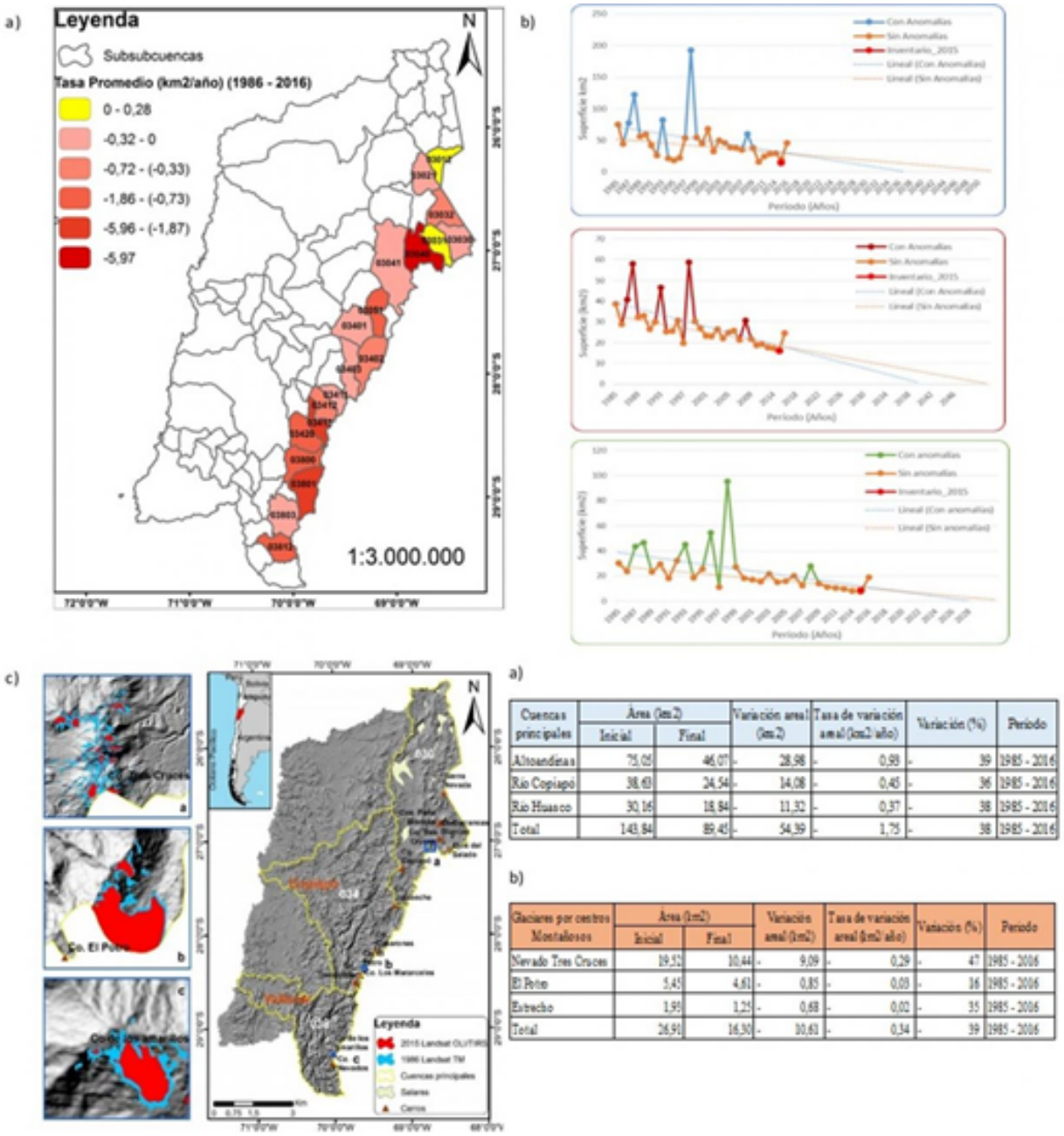
Milana, J. (Octubre, 2005). *Línea Base de la Criósfera Proyecto Pascua-lama.* ANEXO III-A. Informe de Glaciares y Permafrost, Chile.

Rivera, A., Bown, F., Carrión, D., Caro, D., Gimeno, F., Farías, D., & Cisternas, S. (2011). *Variaciones recientes de glaciares en Chile, según principales zonas glaciológicas.* Interno, Dirección General de Aguas, Ministerio de Obras Públicas, Santiago, Chile.

Vivero Andrade, S. (2008). *Inventario de glaciares descubiertos de la cuenca del río Copiapó y variaciones recientes en sus frentes.* Santiago: Universidad de Chile – Facultad de Arquitectura y Urbanismo – Escuela de Geografía.

Vuille, M., Milana, J.P. (2007) – High latitude forcing of regional aridification along the subtropical west coast of South America. *Geophysical research letters*, 34, L23703. Doi: 10.1029/2007GL031899.

GMPE-4: Ciencias de la Criósfera



a)

Cuencas principales	Área (km2)		Variación areal (km2)	Tasa de variación areal (km2/año)	Variación (%)	Periodo
	Inicial	Final				
Altoandinas	75,05	46,07	- 28,98	- 0,99	- 39	1985 - 2016
Río Copiapó	38,63	24,54	- 14,08	- 0,45	- 36	1985 - 2016
Río Huasco	30,16	18,84	- 11,32	- 0,37	- 38	1985 - 2016
Total	143,84	89,45	- 54,39	- 1,75	- 38	1985 - 2016

b)

Glaciares por centros Montañosos	Área (km2)		Variación areal (km2)	Tasa de variación areal (km2/año)	Variación (%)	Periodo
	Inicial	Final				
Nevado Tres Cruces	19,52	10,44	- 9,09	- 0,29	- 47	1985 - 2016
El Potro	5,45	4,61	- 0,85	- 0,03	- 16	1985 - 2016
Estrecho	1,99	1,25	- 0,68	- 0,02	- 35	1985 - 2016
Total	26,91	16,30	- 10,63	- 0,34	- 39	1985 - 2016

Figura 1. a) Mapa regional de la distribución espacial y localización de las tasas areales promedio por subsubcuencas. b) Tendencias de la evolución del área glaciar por cuencas hidrográficas, ordenadas de arriba - abajo: cuenca Alto Andinas, cuenca del Río Copiapó y cuenca del Río Huasco. c) Mapa regional con las pérdidas de áreas de los glaciares por centros montañosos entre 1986 y 2015: a) glaciares del Nevado Tres Cruces, b) glaciar de Cerro el Potro y c) glaciar Estrecho. Tabla 1. Variaciones y tasas de área de los glaciares descubiertos ubicados en la región de Atacama: a) por cuencas hidrográficas y b) por centros montañosos.

GMPE-4: Ciencias de la Criósfera

Sistema de pronóstico de caudal fluvial en cuencas de montaña aplicado al Río Copiapó (Chile).

Ayon Garcia[1], Christopher Ulloa[1], Juan Pablo Milana[2].
(1) IDICTEC / Programa de Investigación de Glaciares y Recursos Hídricos, Universidad de Atacama, Copiapo, Chile
(2) CONICET e InGeo, Universidad Nacional de San Juan, San Juan, Argentina

Las cuencas andinas ubicadas en zonas áridas se caracterizan por su escasa precipitación, la cual ocurre principalmente en invierno y en forma de nieve. Así, el caudal de los ríos de estas zonas es alimentado por la fusión de reservas de hielo y nieve estacional. Debido al balance hídrico negativo en zonas áridas, es fundamental contar con pronósticos de caudales ajustados. Esto es fundamental en los valles con actividad humana,debido a la alta demanda hídrica de estascuencas y,además,registran cíclicamente largos periodos de sequía. El presente trabajo propone un sistema para pronosticar el caudal en ríos cordilleranos en la temporada de deshielo estival (octubre-marzo), con mayor exactitud que los sistemas ya aplicados. Para la generación de los pronósticos serealizó un estudio detallado de la correlación entre diferentes variables y el caudal del periodo estival. Las variables que entregaron mejor correlación fueron: Cobertura de nieve (MODIS NDSI), precipitación líquida (estaciones de campo), estado de la cobertura vegetal (MODIS NDVI) y caudal previo al periodo pronosticado. El punto seleccionado para realizar el pronóstico fue la estación fluviométrica Río Copiapó en Pastillo, perteneciente a la Dirección General de Aguas (DGA) y ubicada aguas arriba del único embalse de la cuenca; por lo que el caudal medido allí no está severamente intervenido. En la generación de los pronósticos se utilizó una red neuronal básica de correlaciones múltiples, para el entrenamiento de la red se utilizó las series históricas de promedios mensuales de los últimos 17 años (2000-2017). La correlación entre el modelo y los caudales observados fue de 90,93%. El caudal medio pronosticado para la temporada 2017-2018 fue de 5,15 m^3/s, y el caudal medido por la Estación Pastillo fue 4,97 m^3/s. Al comparar el caudal pronosticado con el medido por la estación DGA da una diferencia de 0,18 m^3/s, lo que corresponde a un error del 3,6%. Comparativamente para el mismo periodo, la DGA pronosticó un caudal medio de 2,8 m^3/s, con un error de 77,5%. Mientras que el error promedio de los 17 años es de 0,38 m^3/s con una desviación estándar de 0,28. El resultado obtenido demuestra la exactitud del modelo para pronosticar caudales en cuencas de zonas áridas. Por ello, se sugiere revisar los modelos de pronóstico existentes con el fin de brindar una herramienta de mayor confiabilidad para gestionar mejor el recurso hídrico.

GMPE-4: Ciencias de la Criósfera

Resultados preliminares del monitoreo de temperatura en suelos congelados del Volcán Ojos del Salado, Región de Atacama, Chile.

Ayon Garcia[1], Christopher Ulloa[1], Juan Pablo Milana[2].
(1) IDICTEC / Programa de Investigación de Glaciares y Recursos Hídricos, Universidad de Atacama, Copiapó, Chile
(2) CONICET e InGeo, Universidad Nacional de San Juan, San Juan, Argentina

Los suelos perennemente congelados (permafrost) han demostrado ser una reserva hídrica estratégica, más aún en zonas semiáridas/áridas donde los glaciares descubiertos son escasos. Las geoformas criosféricas asociadas al permafrost fueron mapeadas para este estudio; pero, en los trabajos de campo mediante calicatas se logró identificar mucho más suelo congelado que no presenta expresión morfológica. Por lo anterior se hace imperativo contar con modelos de distribución de permafrost de mayor resolución que los existentes y que cuenten con mediciones de campo, para de esta manera definir la real extensión del permafrost. El objetivo de este estudio es realizar mediciones de temperatura del suelo en el Volcán Ojos del Salado, el cual fue seleccionado por disponer de caminos que permiten realizar instalación de sensores de temperatura a gran altitud. Se usó sensores iButton modelo DS1922L-F5, estos son unidades autónomas que permiten registrar hasta 8.000 datos de temperatura en rangos de muestreo definibles, con una resolución de ±0.5°C. En enero de 2017 se instaló los primeros 8 sensores de monitoreo, instaladosenlasuperficiedelsuelo(Ta)ya10centímetrosdeprofundidad(Ts), con periodos de muestreo de dos horas. Lainstalaciónserealizóalos5.000, 5.500, 6.000 y 6.500 m s.n.m. y en abril de 2018 se descargó el primer registro de datos. Los resultados muestran que a los 5.000 m s.n.m. la temperatura promedio mensual de la superficie y del suelo registró valores negativos entre los meses de mayo y octubre. El promedio para todo el periodo fue de 0,1°C (Ts) y -2,7°C (Ta). A los 5.500 m s.n.m. la temperatura media mensual fue negativa desde el mes de abril hasta octubre, conpromedio mensual de-1,6°C(Ts)y-1,9°C(Ta) para todo el periodo. De los sensores instalados a los 6.000 m s.n.m. solo fue posible recuperar el sensor de superficie, con promedio mensual de -7,0 °C (Ta) para todo el periodo. No fue posible extraer el sensor instalado en el subsuelo por la dureza del permafrost en la fecha de la campaña. Los sensores instalados a los 6.500 m s.n.m. no fue posible ubicarlos, debido a la extensa cubierta de nieve en la zona deinstalación. La media anual de 0°C para la profundidad de 10 cm, está ubicado aproximadamente a los 5.000 m s.n.m., de esta manera las áreas ubicadas sobre esta altitud tendrían potencial para la presencia de permafrost a mayor profundidad.

GMPE-4: Ciencias de la Criósfera

Evaluación hidroquímica preliminar de la sub-cuenca del Río Pulido en base a la presencia de elementos criosféricos.

Adolfo Muñoz[1], Rodrigo Espinoza[1].
(1) Programa de Investigación de Glaciares y Recursos Hídricos, IDICTEC, Universidad de Atacama, Copiapó, Chile

El Proyecto "Caracterización física e hidrológica de los cuerpos criosféricos en Cuencas Estratégicas de la Región de Atacama" tiene dentro de sus objetivos determinar la firma geoquímica del agua fusionada a partir de las reservas (ambiente glacial y periglacial) y recursos criosféricos (nieve), en búsqueda de fuentes hídricas para consumo humano e industrial. En este trabajo preliminar se presentará parte de la metodología de estudio en la subcuenca del Río Pulido, considerada la más estratégica para los habitantes del valle del Copiapó. Adicionalmente, se presentarán datos físico-químicos de las diferentes fuentes de agua.

La metodología contempla: i) el diseño de una red de muestreo diseñada que permite realizar un balance hidroquímico completo y evaluar la composición en función de la distribución de la criósfera y la geología imperante, ii) monitoreo mensual desde abril de 2018 por un año, iii) dataciones de aguas subterráneas mediante isotopía de 14C y 3H, y iv) el análisis de isotopos ambientales 2H y 18O en glaciares y ambiente periglacial.

Hasta ahora se ha realizado una campaña de muestreo, en la que se levantaron mediciones de parámetros físico-químicos del agua fusionada de las diferentes crioformas: glaciares descubiertos (GD), glaciares de roca (GR) y zonas mixtas que incluyen otras formas de permafrost. En la microcuenca Los Maranceles, en los canales internos de los GD se presenta una electroconductividad (EC) de 30±15 µS, mientras que en los canales tipo braided, decenas de metros aguas abajo de la zona de descarga, la EC alcanza niveles de 175±20 µS. En el mismo lugar, el agua captada a unos metros de la descarga de una vertiente de un GD, la EC es de 190±20 µS. El caudal base teórico producido a partir de las reservas en las microcuencas Los Maranceles (471,7 l/s y 19,38% A. Glacial) y Laguna Montosa (158,6 l/s y 99,73% A. Periglacial), muestran valores de EC de 251 y 276 µS respectivamente. Todas las aguas de la cuenca presentan pH ligeramente básico. Durante la campaña se levantaron 9 muestras en el periodo abril-mayo, con escasa cobertura nival y muy bajas precipitaciones, por lo tanto, sus resultados representarán valores aproximados a la firma geoquímica del caudal base (similar a años de sequias). Los cationes se medirán mediante ICP-MS, mientras que, para aniones se utilizará cromatografía

GMPE-4: Ciencias de la Criósfera

Application of Spectral Indices using Landsat Images for the Detection of Glacier Surface Types and estimation of Equilibrium Line Altitude in the Central Chilean Andes

Mariajosé Herrera[1], José Manuel Lattus[1], Pablo Sarricolea[2].
(1) Geología, Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile
(2) Geografía, Arquitectura y Urbanismo, Universidad de Chile, Santiago, Chile

The study aims to obtain through the analysis of satellite images the classification of glacial surfaces at a regional scale, which allows the intra and interannual comparison of the glacial dynamics and the climatic mechanisms of first order that condition these variations. In addition, this work aims to present a new methodology for the estimation of historical Equilibrium Line Altitude through the use of remote sensors. Normalized indices which facilitate research into the historical variation of glacier surface types in the Volcán River basin, located in the subtropical Chilean Andes, were obtained from the analysis of multispectral satellite images. A new normalized index which enables the differentiation of shadow areas from those in which there is some glacier surface type that is affected by shade (snow, firn, ice or ice mixed debris) has also been established. The variation in the areas (km^2) of glacier surface types was obtained, and first order climatic factors associated with this variation were analyzed. The positions of the Equilibrium Lines Altitudes (ELA's) between 1989 and 2015 were estimated and the positions were correlated with the behavior of precipitation and temperature. The loss of total glacier area was confirmed, revealing a reduction of 24.2 km^2 (39.35%) throughout the basin and increases of ~100 meters in ELA's for the period analyzed. We conclude that the principal factor determining the negative variations in glacier surface types area is the increase in minimum temperatures as well as the decrease in the number of days with recorded temperatures of below 0°C. The elevations of the ELA's are conditioned by the positive trends in minimum temperature and increased precipitation at higher elevations during the reporting period. Finally, a direct relationship between the sensitivity of the subtropical glaciers in the Andes and regional warming in the context of global change has been identified.

GMPE-4: Ciencias de la Criósfera

Alteración positiva al balance de masa del Glaciar Bello en la cuenca Río Yeso (33°S) mediante el uso de capas aislantes "Glacier Coolers" durante el verano 2017-2018

Rodrigo Irarrázaval[2], Alexis Caro[1], **Enzo Aguilera[2]**, Clemente Perez[2], James McPhee[1].
(1) Advanced Mining Technology Center (AMTC), Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile.
(2) Suyai S.p.A., Chile

Los glaciares cumplen un importante rol en la regulación del régimen hidrológico de cuencas montañosas en climas mediterráneos, puesto que son capaces de almacenar un gran volumen de agua dulce y entregarlo en los meses estivales. El retroceso de los glaciares podría poner en riesgo la contribución hídrica a ciudades como Santiago durante años de sequía. En un contexto de cambio climático, con alta incertidumbre en la disponibilidad de agua en el futuro, es imprescindible realizar acciones que contribuyan a preservar estas reservas.

Este trabajo presenta los resultados obtenidos luego de una intervención en la superficie del Glaciar Bello, ubicado al interior de la cuenca del Río Yeso, durante el periodo estival 2017-2018 sobre los 4.200 msnm. La superficie glaciar fue cubierta en su zona de ablación por coberturas compuestas de una estructura metálica cubierta de geotextil. Se abarcó una superficie total de 37 m^2, que fue monitoreada periódicamente por medio de balizas de ablación ubicadas al interior del área protegida y fuera de ésta, como también por mediciones realizadas con un Escáner Láser Terrestre (TLS), de resolución espacial de 0,5m. La forma de las estructuras permite que exista una capa de aire entre el geotextil y el hielo protegido, efecto que actúa como un aislante térmico. Por sí solo, el geotextil es capaz de reflejar gran parte de la radiación solar incidente y de proteger la zona contra la deposición de polvo, efecto que disminuye el albedo del hielo. Adicionalmente, se recolectaron y analizaron datos de una estación meteorológica ubicada a unos 500 metros del área de intervención.

Luego de 132 días de experimentación en terreno, las estructuras y el geotextil demostraron soportar de buena manera las duras condiciones meteorológicas existentes en terreno, registrándose vientos de hasta 70 km/h. A partir del análisis de los datos recopilados del TLS y de las mediciones realizadas en terreno, se observó una menor reducción del hielo de un 65%, en comparación con el área no protegida.

Al aplicar esta tecnología en glaciares de las zonas centro y norte del país, es posible regular el derretimiento de estos, asegurando así sus aportes hídricos por un mayor periodo de tiempo. Estos aportes, que llegan a los ríos de alta montaña en zonas áridas, se vuelven sumamente relevantes en eventos de sequía como los que hemos presenciado en los últimos años.

GMPE-4: Ciencias de la Criósfera

Steps towards creating a glacier management plan for the Coquimbo Region

Shelley MacDonell[1], Eduardo Gonzalez[1], Francesca Pellicciotti[2], James McPhee[3], Nicole Schaffer[1], Marion Reveillet[1], Alvaro Morales[1].
(1) Centro de Estudios Avanzados en Zonas Áridas, Chile
(2) Swiss Federal Institute for Forest, Snow and Landscape Research, Switzerland
(3) Universidad de Chile, Chile

During the last century, northern and central Chile have experienced difficulties with water availability. This situation is related to both the decrease in precipitation during this period and the increase in the demand for water from various sectors, including agriculture, mining and domestic use. At present, there is limited information available to quantify hydrological contribution from different natural water sources (snow, glaciers, rock glaciers, rain, fog, and dew) to the local hydrological system. The contribution and importance of each of these elements vary annually due to climate variability, which is largely driven by ENSO cycles. In this context, we know that the primary water source comes from the cordillera, and that snow is the dominant source. However, as shown in Central Chile, during the summer months, and periods of drought, glaciers play an important role, especially for maintaining basal flow. Over the last decade, both scientific and public interest in the existence and role of glaciers in the Chilean Andes has increased, leading to the initial development of legislation aiming to give protection to ice bodies along the length of Chile. The development of this legislation has run parallel to a strengthening of the Environmental Impact Assessment system, which as of 2013 includes specific clauses relating to glacier evaluation. Due to the relatively recent awareness of glacier processes in the Norte Chico, there is currently limited information and available methods to analyze the role and behavior of glaciers, especially rock glaciers, in this area. The aim of this presentation is to outline a strategy to develop a glacier management plan for the Coquimbo Region, by diagnosing the current state of information, and methodologies available, before outlining steps required to address current knowledge gaps. Finally, we will outline the steps required to design a management plan in order to efficiently manage glaciers in the region, as a social-economic resource.

GMPE-4: Ciencias de la Criósfera

Resultados preliminares de la caracterización del glaciar Los Maranceles, cuenca del Río Copiapó, Región de Atacama.

Gyslaine Medely[1], Ayon Garcia[1], Christopher Ulloa[1], Nelson Pereira[1].
(1) IDICTEC / Programa de Investigación de Glaciares y Recursos Hídricos, Universidad de Atacama, Copiapó, Chile

Resumen. La cuenca del Río Copiapó se ha visto afectada por la sobre explotación del recurso hídrico, que se ve aumentada con el desconocimiento del aporte de los recursos nivales y las reservas criosféricas. El Glaciar Los Maranceles se ubica en la subcuenca del Río Montosa, una de las principales aportante de la cuenca del Río Copiapó. Con la finalidad de cuantificar el volumen de agua equivalente contenida en el glaciar, se han realizado levantamientos geofísicos mediante el uso de GPR (Ground Penetrating Radar). El presente estudio logro determinar profundidades de hasta 54 metros, estimándose un volumen de 25 hm^3 de hielo glacial, con un equivalente en agua de 23 hm^3, lo que permitió conocer las reservas hídricas almacenadas en el glaciar Los Maranceles, las cuales generan aporte hídrico en épocas de deshielos. Palabras Claves: Glaciares áridos, Criósfera, Andes, Los Maranceles.

1. Introducción

Según el "Inventario de Glaciares, Ambiente Periglaciar y Otras Reservas Hídricas Criosféricas de la III Región de Atacama" los glaciares del Cerro Los Maranceles se encuentran desde altitudes de 4.903 m.s.n.m. hasta llegar a los 5.551 m.s.n.m., sumando en conjunto un área de 3,8 km^2, con una productividad hídrica de 347 L/s, dirigidos directamente al río Montosa, tributario del río Pulido, el cual alimenta al río Copiapó. La Región de Atacama se caracteriza por baja precipitación líquida y una elevada radiación global más de 1400 w/m^2 (Schrott, 1991), por lo que en épocas de sequías el recurso hídrico principal proviene de las reservas de hielo alojadas en la Cordillera de Los Andes, tales como: glaciares descubiertos, glaciares de roca, glaciares cubiertos y permafrost (Ulloa et al., 2017), que se forman al recristalizarse las precipitaciones sólidas y mantenerse en el tiempo (García, 2016). Según los últimos estudios realizados por García et al (2017), en la Región de Atacama se destacan los tres glaciares más importantes: el Glaciar el Potro (7 km^2), el Glaciar los Tronquitos (3,9 km^2) y finalmente Glaciar Los Maranceles (3,8 km^2), todos situados en la cuenca del Río Copiapó. Una herramienta importante para la región es el estudio de la criósfera de zonas áridas, para generar proyecciones a futuro sobre las recargas de acuíferos y ríos, ya que el área glaciar descubierta se ha ido reduciendo en un 34,1% durante los últimos 50 años (García et al., 2017). En el presente estudio se realizaron perfiles geofísicos continuos, los cuales permitieron abarcar un área de 1,7 km^2 correspondientes al sector occidental del cerro Los Maranceles (Fig.1.a), efectuando un primer acercamiento a conocer el volumen espacial del Glaciar Los Maranceles y determinar su equivalente en agua, de tal forma de cuantificar su reserva de agua y la importancia a nivel regional.

2 Metodología

2.1 Pre-terreno

Previo a la campaña de terreno se realizó un estudio en gabinete para realizar el primer análisis del Glaciar Los Maranceles. Se descargaron imágenes satelitales Landsat 8, las cuales fueron procesadas para la obtención de imágenes falso color RGB: 742, con el fin de detectar correctamente los límites del glaciar. Con ayuda de modelos digitales de terreno provistos por Google Earth Pro, se diseñó la ruta del perfil más óptima considerando las zonas con menores pendientes y que permitieran realizar un perfil a los largo de todo el glaciar.

2.2 Campaña de terreno

El levantamiento geofísico se efectuó con GPR modelo SIR3000 GSSI (Geophysical Survey Systems, Inc.), con el uso de una antena de 400 MHz. Previo al relevamiento, el GPR fue configurado de acuerdo a las características del hielo presente, usando una velocidad de muestreo de 8 escaneos por segundo a una distancia de 10 metros entre puntos, un tiempo de escucha de 650 ns y una constante dieléctrica de 3,5. Para la realización del perfil se definieron 3 rutas óptimas sobre el glaciar, de las cuales se seleccionó la más accesible para el ascenso con el equipamiento técnico. Los perfiles fueron trazados utilizando GPS (Sistema de Posicionamiento Global) navegador. Se preparó la vía de la transecta utilizando herramientas manuales para hielo y nieve, dejando una superficie lisa, para así evitar que los resultados presenten ruido por el movimiento brusco de la antena. 2.3 Gabinete El procesamiento de los perfiles se realizó mediante RADAN 7, software específico para el modelo GPR utilizado. Los radargramas se corrigieron considerando posición, ruido y la incorporación del filtro (FIR), que resalta los reflectores asociados a la estructura interna del glaciar. Los relevamientos fueron ajustados a la topografía mediante la utilización de software SIG (Sistema de Información Geográfica), utilizando para esto los perfiles de GPS y un Modelo de Elevación Digital (DEM), generando

la interpolación automática del espesor. Para estimar el volumen de hielo y el agua equivalente, se consideran los espesores indicados por la interpolación de la base del glaciar utilizando la herramienta "Surface Volume" del SIG. Para obtener el volumen equivalente en agua líquida se utilizó la densidad del hielo correspondiente a 917 kgm-3, considerado un valor que se aplica estrictamente a temperaturas cercanas a 0°C y a las bajas presiones de confinamiento características de los glaciares pequeños de montaña y las capas superiores de las capas de hielo (Cuffey & Paterson, 2010). 3 Resultados y discusión La ruta propuesta a los 5.170 m.s.n.m. fue validada en terreno, permitiendo obtener 1.110 metros segmentados en dos perfiles, el primero de una longitud de 818 metros en el sector oeste (Fig.1.c) y el segundo de una longitud de 292 metros en el sector este (Fig.1.d). El radargrama indica que el glaciar posee profundidades mínimas de 16 metros en el borde oeste del glaciar, logrando alcanzar una potencia de 54 metros de espesor. Esta máxima profundidad se obtiene a los 200 metros del comienzo de segunda traza del perfil (Fig.1.d), sector este del Cerro Los Maranceles. Específicamente, la lengua estudiada del glaciar presenta un área de 1,7 km2 correspondiente al sector occidental (Fig.1.a). Mediante el procesamiento de los datos y la interpolación de la base del glaciar se estimó un volumen de 25 hm^3 del área estudiada (Fig.1.b). Aplicando la densidad del hielo se estimó un equivalente en agua líquida de 23 hm^3. Según los ultimo estudios solicitados por la DGA (Dirección General de Aguas) se definió un área del Glaciar del Potro de 4,78 km^2 (solo zona chilena) obteniendo una profundidad máxima de 132 metros, estimando 293 hm^3 de volumen glaciar; mientras que para Los Tronquitos considerando un área de 2,49 km^2, con una profundidad máxima de 91 metros y se estimó un volumen de 92 hm^3 (DGA, 2014), siendo ambos glaciares más grandes que el Glaciar Los Maranceles y por lo tanto de mayor importancia en cuanto a su volumen equivalente en agua. Cabe destacar que en los glaciares de la Región de Atacama se ha reportado un continuo retroceso, los glaciares cubiertos y descubiertos son reemplazados progresivamente por lóbulos protalus y laderas de gelifluxión, y por lo tanto, a pesar de la reducción significativa de los recursos hídricos de glaciares descubiertos que mayor porcentaje de hielo por unidad de área, clases de permafrost que tienen menores concentraciones de hielo permanecen presentes en la mayoría condiciones áridas (García et al., 2017). Las variaciones frontales y de área de glaciares descubiertos, han sido estudiadas en el Glaciar el Potro y los Maranceles. El frente norte del Glaciar El Potro, ha retrocedido 128 metros durante el periodo 1976-2005 (Vivero 2008) y de Los Maranceles se estima una reducción del 26% entre los años 1985-2016 (Flores, 2018)

3 Conclusiones

Se logró cuantificar el volumen y equivalente en agua del glaciar Los Maranceles, demostrando su potencial como reserva de agua en los andes áridos, siendo este cuerpo descubierto el tercer glaciar de mayor dimensión en la cuenca del Río Copiapó. En estudios posteriores es necesario generar más perfiles de georadar que permitan mejorar la estimación del volumen. Como también estudiar la estructura interna del glaciar y determinar los periodos de acumulación que pudiera poseer, para así analizar sus mecanismos de adaptación a periodos de bajas precipitaciones y alta insolación, de esta forma se podrá modelar el comportamiento del glaciar y entender el mecanismo de funcionamiento. Referencias Cuffey, K.M., & Paterson, W.S.B. (2010). The Physics of Glaciers (4th ed., pp. 11-13). Flores, B. (2018). Evolución temporal y especial de glaciares descubiertos en la Región de Atacama, Chile. En rev. García, A. (2016). Línea base hídrico-criosférica para la región de Atacama, Chile (Tesis de pregrado). Universidad de Atacama. García, A., et al. (2017). An inventory of cryospheric landforms in the arid diagonal of South America (high Central Andes, Atacama region, Chile), Quaternary International. Schrott, L., (1991). Global solar radiation, soil temperature and permafrost in the Central Andes, Argentina: A progress report. Permafrost and Periglacial Processes 2(1):59 – 66. January 1991. Ulloa, C., García, A., Milana, J.P. (2017). Inventario de la Criósfera en zonas áridas, con caso de estudio en la Región de Atacama, Chile. XX Congreso geológico argentino. Ulloa, C., et al. (2018). Identification of hidrographyc strategic watersheds based on glaciers and periglacial landforms: Copiapó River basin, Atacama, Chile. En prep. Vivero, S., (2008). Inventario de glaciares descubiertos de la cuenca del río Copiapó y variaciones recientes en sus frentes (Informe de práctica profesional) Universidad de Chile

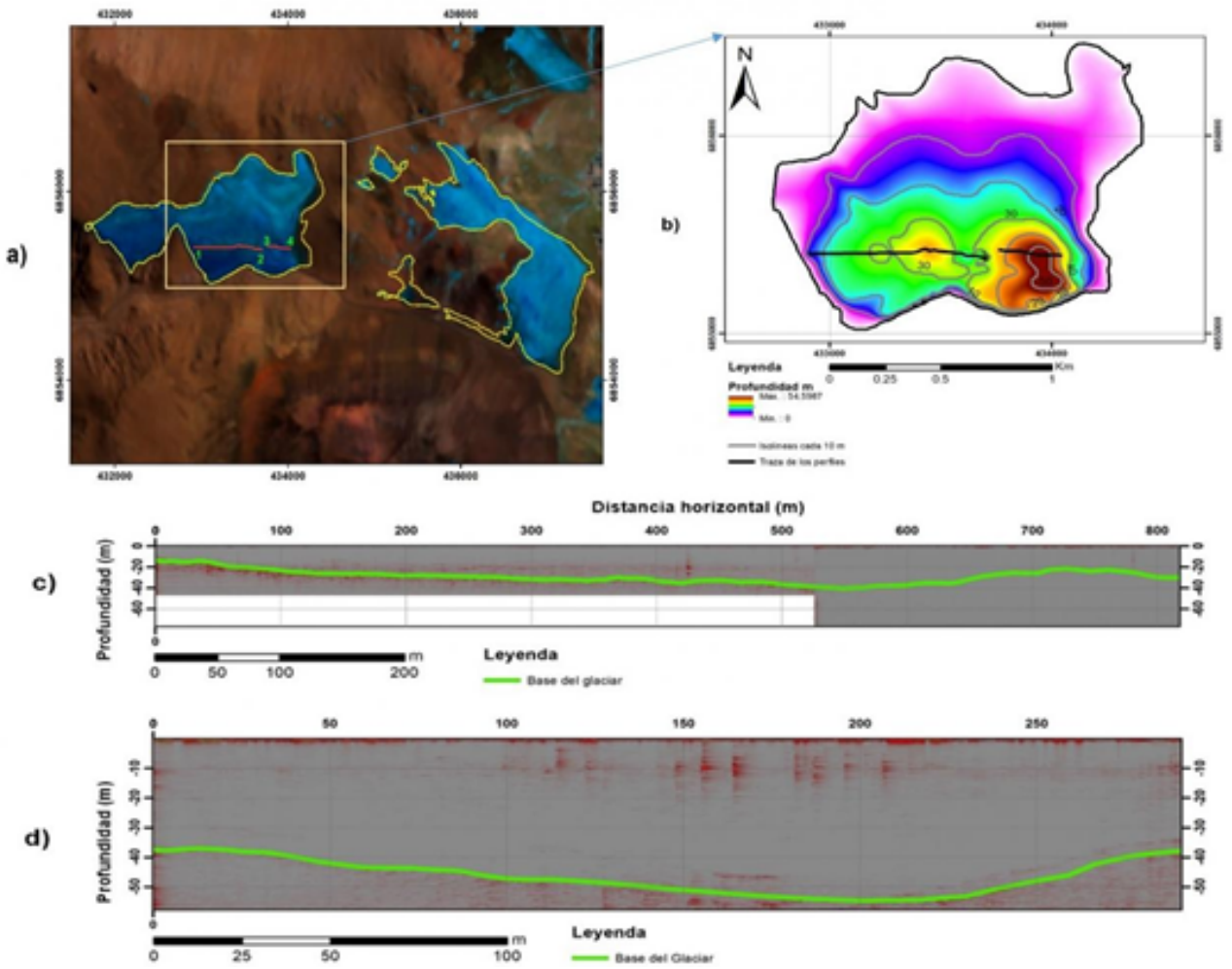


Figura 1. a. Glaciares del cerro Los Maranceles. En amarillo se indica la zona estudiada del glaciar, en rojo se indica el recorrido del GPR. Punto 1 y 2 determina inicio y termino de la transecta oeste, punto 3 y 4 indican inicio y termino de transecta este. b. Mapa que representa la profundidad estimada de la lengua este del glaciar Los Maranceles, en negro se indica la traza realizada por el GPR. c. Radargrama del sector oeste del glaciar Los Maranceles, se destaca de color verde la base y contacto con el sustrato rocoso. d. Radargrama del sector este del glaciar Los Maranceles, se destaca de color verde la base y contacto con el sustrato rocoso, evidenciando la mayor profundidad de la base a 54 metros.

GMPE-4: Ciencias de la Criósfera

Litología y geomorfología de crioformas del ambiente periglacial en el valle del río Carnicería, San Juan, Argentina.

Martín Mendoza[1], Dario Trombotto Liaudat[1], Dino Taillant[2], Silvio Pastore[2].
(1) IANIGLA, Argentina
(2) Universidad Nacional de San Juan, Argentina

Este trabajo ha sido desarrollado en la ladera norte del valle del río Carnicería, San Juan, Argentina (31°41'S; 70°20´O a 31°43´S; 70°24´O). Presenta resultados preliminares del estudio sobre procesos hidroquímicos relacionados con el permafrost de montaña, en áreas con alteraciones hidrotermales genéticamente vinculadas a una misma faja de mineralización, aunque ubicadas fuera de los proyectos mineros más importantes (Pelambres, Pachón). La zona presenta un campo de temperaturas controlado por la topografía, en ciertos sectores alcanza condiciones crióticas durante la mayor parte del año. Utilizando imágenes satelitales de alta resolución (Digital Globe 2018), imágenes multiespectrales (AST14OTH 2012) y un modelo de elevación digital (ASTGTM v2), se ha confeccionado un mapa geomorfológico. No han sido identificados cuerpos de hielo superficial ni manchones de nieve. Crioformas tales como glaciares de escombros y protalus criogénicos han sido clasificados como activos, inactivos y fósiles, utilizando indicadores geomorfológicos. Se ha realizado una descripción morfométrica y una clasificación litológica, constatando la presencia de 50 crioformas activas e inactivas que cubren 2,1 km^2 de superficie, a partir de un frente principalmente comprendido entre 3740 msnm y 4000 msnm. El 60% de esta superficie involucra unidades volcánicas y volcaniclásticas del grupo Choiyoi, mientras que un 40% comprende rocas del batolito "Pico los Sapos". Se estima que las crioformas involucran minerales de alteración hidrotermal a lo largo de 0,4 km^2. Se han realizado perfiles geofísicos mediante la técnica de georadar (GPR) del tipo Subecho Antenna, Radarteam, con una antena de baja frecuencia de 70 Mhz, con el fin de comparar la estructura subsuperficial entre dos sectores de una misma crioforma y de inferir la presencia de permafrost. En el glaciar de escombros Carnicerías 3J, esta técnica permitió detectar, entre 3840 – 3750 msnm, un espesor medio de capa activa de 3 m aproximadamente, a fines de febrero de 2018. Se ha realizado una validación geomorfológica y litológica de campo en zonas de alteración, constatando la presencia de minerales secundarios (entre ellos, pirita y pirrotina), afectando a rocas intrusivas tales como tonalitas/granodioritas. La precipitación de sales (sulfatos?) en el lecho de los arroyos y la presencia de drenaje ácido (valores de pH entre 4,6 y 5,2), a su vez indican que la oxidación de sulfuros constituye un proceso activo en la actualidad.

GMPE-4: Ciencias de la Criósfera

Distribución de los depósitos glaciales y periglaciales del río Cochiguás y estero Derecho, región de Coquimbo. Consideraciones para la cartografía geológica del cuaternario.

Roberto Merino [1], Catalina Pino[1,2], Alejandro Alfaro[1].
(1) Geología General, Servicio Nacional de Geología y Minería
(2) Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile , Santiago, Chile

En las cabeceras del río Cochiguás y estero Derecho, afluentes de río Elqui (30°S), es posible reconocer geoformas glaciales y periglaciales que tienen gran relevancia y control en el ciclo hidrológico de estos valles; los que además son un importante registro de la evolución de los Andes en términos de tectónica y clima, durante las últimas decenas de miles de años. Sin embargo, estos tipos de depósitos han sido poco considerados en el mapeo de geología básica. En este trabajo se presentan los resultados preliminares de la distribución de los depósitos glaciales y sus relaciones estratigráficas, así como, de los depósitos periglaciales que hoy en día dominan el paisaje y los cuales son considerados por diversos autores como una importante reserva de recursos hídricos. El mapeo geomorfológico – geológico del área, refleja un modelado glacial, evidenciado por un paisaje de valles amplios con forma de U y circos glaciares en sus cabeceras, los cuales habría quedado completamente descubiertos después de los 14 ka A.P. (Aguilar, 2013). Los depósitos de till reconocidos, se observan sobre los 3.200 m de altitud, algunos de ellos se encuentran con una diferencia de cota, con respecto al fondo del valle, de hasta 1000 m. Estos depósitos corresponden principalmente a morrenas laterales, frontales y de tipo hummocky. Sobre la base de las relaciones de corte entre morrenas frontales y laterales, se distinguen a lo menos tres eventos de avanceglaciar. Las geoformas periglaciales se reconocen sobre los 3.500 m.s.n.m. y están restringidas principalmente a las laderas de orientación sur, suroeste y, ocasionalmente, a las de orientación sureste. Esta distribución es coherente con las zonas de probabilidad de permafrost determinada por otras autores para el área (Azocar et al, 2017). Se contabilizaron 83 glaciares de roca lenguados o de valle, con áreas que abarcan entre 0,032 a 1,1 Km^2 y los podrían tener un origen glacigénico dada su ubicación. Además de 170 geoformas como glaciares de roca lobulados o de protalud y se consideran de origen criogénico, originados por procesos de remoción enmasa. La integración de estos resultados en la cartografía de geología básica, permite individualizar los depósitos cuaternarios y sus génesis, permitiendo enfatizar aquellos procesos glaciales y periglaciales, dada su relevancia en el estudio del cambio climático y los recursos hídricos. Este trabajo es financiado por el Plan Nacional de Geología de SERNAGEOMIN.

GMPE-4: Ciencias de la Criósfera

Estructura interna del glaciar reservorio Barrancas Blancas mediante GPR, Región de Atacama, Chile.

Nelson Pereira Cortés[1], Ayôn García Piña[1], Christopher Ulloa Correa[1], Juan Pablo Milana Canet[2].
(1) IDITEC/Programa de Investigación de Glaciares y Recursos Hídricos (PIGRH), Universidad de Atacama, Av. Copayapu #485, Copiapó, Chile. nelson.pereira@alumnos.uda.cl
(2) CONICET e InGeo/UNSJ, Av. Ignacio de la Roza y Meglioli #5401, Rivadavia, San Juan, Argentina.

Resumen

Los glaciares reservorios se caracterizan por su escaso o nulo flujo plástico y por sus variaciones de masa principalmente en la vertical. El glaciar descubierto Barrancas Blancas está ubicado en la región de Atacama, a 20 km al NW del volcán Nevado Ojos del Salado. En base a las imágenes satelitales, se calculó su área en 28,7 ha, la cual se redujo en 21,8% durante los últimos 45 años. Mediante la utilización del GPR, se registró un espesor máximo de 20 m. A través de la interpolación de la profundidad del glaciar, se estimó su volumen de hielo en 1,75 hm^3, lo que corresponde a 1,57 hm^3 de agua equivalente. El glaciar Barrancas Blancas está formado por tres facies glaciarias, limitadas por coberturas detríticas, que representan periodos donde dominó la ablación por sobre la acumulación nival. Los glaciar reservorios se han denominado erróneamente en EIA como 'glaciaretes', equiparando los glaciares con campos de nieve, lo que disminuye su protección legal. Debido a que el glaciar Barrancas Blancas presenta estratificación, variaciones verticales, escaso flujo horizontal y ha exisitido por lo menos desde 1973; se le define como un glaciar reservorio.

1 Introducción

Lliboutry (1956) propuso el concepto de glaciar reservorio, en investigaciones realizadas en el centro-norte de Chile, para explicar el funcionamiento de los glaciares en zonas áridas e hiperáridas. Estos glaciares se caracterizan por su escaso o nulo flujo plástico y porque su variación de masa ocurre principalmente en la vertical. Recientemente, este modelo ha sido revalidado y aplicado a un glaciar, en la zona semiárida de la región de Atacama (Milana y Schmok, 2015).

Los glaciares reservorios han sido erróneamente denominados 'glaciaretes' por algunos autores (Vivero, 2008; Nicholson et al., 2009; Gascoin et al., 2011), definidos como: "cuerpos pequeños de hielo (…) que son formados por acumulación nival (…), que generalmente no muestran signos superficiales de flujo (…) y que existen por lo menos durante dos veranos consecutivos" (Müller et al., 1977, p. 13; Rau et al., 2005, p.10). A esta definición, se le han agregado criterios de diferentes tamaños, por ejemplo: Cogley et al. (2011) añadió que los 'glaciaretes' son típicamente menores a 0,25 km^2. Por otro lado, el Centro de Estudios Científicos (CECs, 2013), consideró que para efectos de su estudio, se categorizarían como ´glaciaretes' los cuerpos de hielo menores a 0,1 km^2.

Se han realizado diversos estudios sobre ambientes glaciares y periglaciares en el norte de Chile (Milana y Güell, 2008; Gascoin et al., 2011; Monnier y Kinnard, 2013; Monnier et al., 2014; entre otros), utilizando técnicas de: GPR, sísmica de refracción, geomorfología, sedimentología, análisis de testigos, entre otros.

La criósfera de la región de Atacama, se caracteriza por un cambio progresivo hacia el norte, desde ambientes glaciales hacia zonas con crioformas únicamente periglaciales, producto del aumento de la aridez hacia el norte, debido a la presencia del eje hiperárido sudamericano (García, et al., 2017).

En comparación al inventario de Garín (1987), García et al. (2017) estimaron una reducción del 34% de los glaciares descubiertos de la región de Atacama, entre 1955 y 2017. Esto concuerda con el proceso de aridización presente en casi todo el norte de Chile.

El glaciar descubierto Barrancas Blancas está ubicado en la región de Atacama, a 5.850 m.s.n.m., a 20 km al NW del volcán Nevado Ojos del Salado (Figura a). Se localiza en las Cuencas Alto Andinas, específicamente en la subsubcuenca Campo de Piedra Pómez, la cual concentra la mayor cantidad de reservas de hielo en la región de Atacama, con un área de 7.982 ha de crioformas y una producción hídrica estimada de 996 $L*s^{-1}$ (Amigo et al., 2015).

Si bien, el glaciar Barrancas Blancas es de menor envergadura que los ya mencionados, su importancia radica en que está expuesto a un mayor índice de aridez (Strecker et al., 2007), dado que García et al. (2017) no observaron cuerpos de hielo descubierto al norte de los 26.5°S, a 54 km de este glaciar.

El objetivo de este trabajo es definir la estructura interna del Glaciar Barrancas Blancas y su clasificación, mediante la interpretación de los radargramas.

2 Metodología

Para realizar el levantamiento geofísico, se utilizó el radar de penetración terrestre (GPR), marca Geophysical Survey Systems, Inc. (GSSI), modelo SIR-3000 con una antena de 400 MHz. Se efectuaron dos perfiles transversales al glaciar, en enero del 2017 y febrero del 2018, con longitudes totales de 204 y 210 metros respectivamente. El dispositivo se configuró para registrar los datos de manera continua y en modo tiempo. Horizontalmente se realizaron 16 escaneos por cada segundo. Para efectos de visualización, se asignó que 10 escaneos correspondieran a una unidad de distancia. En el eje vertical se capturaron 512 muestras por cada escaneo. Para convertir la variable tiempo a profundidad, se utilizó una constante dieléctrica de 3,5 (Davis y Annan, 1989). La ubicación de los datos, se registró mediante el GPS GLONASS.

Los radargramas obtenidos, fueron procesados a través del *software* del registrador (RADAN 7), ejecutando las siguientes herramientas: corrección de posición (Time-Zero), eliminación del ruido de fondo (Background Removal), filtro para respuesta de impulsos limitados (FIR) y la migración de las hipérbolas (Migration).

Posteriormente, se ingresaron los datos al Sistema de Información Geográfica. La distancia horizontal de los radargramas, fue ajustada a la longitud total medida por el GPS. La distancia vertical fue compensada y ajustada a la altitud otorgada por el DEM ALOS PALSAR, cuya resolución espacial horizontal es de 12,5 m.

En base a la interpretación de los principales reflectores, se realizó un modelo del glaciar y de su estratigrafía. A través de la profundidad indicada por los perfiles, se generó un modelo 3D por interpolación de la base del glaciar, para estimar su volumen de hielo y de agua equivalente.

Se descargaron las imágenes satelitales LANDSAT de los años 1973 (60 m de resolución) y 2018 (30 m), de la fecha de máxima ablación, para calcular la disminución del área de glaciar.

3 Resultados y discusión

En los radargramas se identificaron los principales reflectores (Figura c y f), lo que permitió establecer las siguientes interpretaciones:

(1) Reflector profundo: es el de mayor reflectividad y corresponde claramente al límite con el sustrato rocoso, por lo que el glaciar posee un espesor máximo medido en su parte central de 20 m (Figura c) y 16 m en la parte distal (Figura f).

(2) y (3) Reflectores internos inferior y superior respectivamente: límites de las facies glaciarias, que se interpretan como las superficies más importantes de ablación y/o de coberturas detríticas. Cabe destacar, que el reflector (3) trunca al reflector (2), denotando un evento de desgaste glacial considerable (Figura d).

(4) Reflectores inclinados hacia el este: de menor reflectividad, que evidencian el rol del viento con dirección NW-SE en la formación del glaciar, los cuales transportaron la nieve, acumulándola en sucesivas capas inclinadas.

(5) Conjunto de reflectores verticales: son errores del levantamiento de los datos, que se produjeron en los puntos donde se utilizó un mayor tiempo de escucha, aumentando la reflectividad en la vertical.

(6) Reflector paralelo a la topografía: corresponde a una onda espejo o múltiple, por lo cual se interpreta como inexistente.

En base a las imágenes satelitales, se calculó el área del glaciar en los años 1973 y 2018, en 36,7 ha y 28,7 ha respectivamente, lo que resulta en un 21,8% de reducción de su superficie. Es necesario destacar que este procedimiento genera errores considerables, debido a la resolución espacial de la imagen antigua.

A través de la interpolación de la profundidad del glaciar, se estimó su volumen de hielo en 1,75 hm^3. Considerando una densidad del hielo de 0,9 $g*cm^{-3}$ (Paterson, 1994), es posible calcular un volumen de agua equivalente de 1,57 hm3.



Si se aplicara el concepto 'glaciarete' a este glaciar de 20 m de espesor, se estaría igualando con un pack de nieve tipo *firn* o neviza, los cuales en estas clases de cuencas no superan los 3 metros.

4 Conclusión

Los radargramas muestran claramente la estratificación interna de esta crioforma. El glaciar Barrancas Blancas se ha formado por al menos tres eventos sucesivos de acumulación de nieve, impulsados por el transporte eólico, su posterior recristalización y formación de hielo glacial. Estas facies glaciarias están limitadas por importantes coberturas detríticas, que representan que periodos donde dominó la ablación por sobre la acumulación nival.

En los últimos 45 años, el glaciar ha experimentado una importante ablación de su contenido de hielo, cuantificándose en un 21,8% de reducción de su área.

La ausencia de estructuras internas de deformación dúctil (o evidencia de estas), denotan el nulo o escaso flujo plástico horizontal.

El controversial término 'glaciarete', equipara los glaciares propiamente tal, con campos de nieve, lo que reduce su importancia hidrológica y temporal como reservas estratégicas. Este concepto se ha estado utilizando en Estudios de Impacto Ambiental (EIA) de empresas, lo que disminuye la protección legal de los glaciares reservorios.

El glaciar Barrancas Blancas está estratificado, no presenta flujo horizontal considerable y ha existido por lo menos desde 1973; en consecuencia, es posible definirlo como un glaciar reservorio.

Referencias

Amigo, G., García, A., Ulloa, C., Medina C. y Milana, J. (2015). Línea Base de la Criósfera en las Cuencas Alto-Andinas de la Región de Atacama, Chile. *XIV Congreso Geológico Chileno*, Serena, Chile.

CECs (2013). *Balance de Masa (Informe Año Hidrológico 2012-2013). Proyecto Pascua Lama.*

Davis, J. y Annan, A. (1989). Ground-penetrating radar for high resolution mapping of soil and rock stratigraphy. *Geophysical Prospecting 37*, 531-551.

García, A., Ulloa, C., Amigo, G., Milana, J. y Medina, C. (2017). An inventory of cryospheric landforms in the arid diagonal of South America (high Central Andes, Atacama region, Chile). *Quaternary International, 438*, 4-19.

Garín, C. (1987). Inventario de Glaciares de los Andes Chilenos desde los 18°a los 32°de latitud sur. *Revista de Geografía Norte Grande, 14*, 35-48.

Gascoin, S., Kinnard, C., Ponce, R., Lhermitte, S., MacDonell, S. y Rabatel, A. (2011). Glacier contribution to streamflow in two headwaters of the Huasco River, Dry Andes of Chile. *The Cryosphere, 5*, 1099–1113.

Lliboutry, L. (1956). La mécanique des glaciers en particulier au voisinage de leur front. *Annales de Géophysique*, *12*(4), 245-276.

Milana, J. y Güell, A. (2008). Diferencias mecánicas e hídricas del permafrost en glaciares de rocas glacigénicos y criogénicos, obtenidas de datos sísmicos en El Tapado, Chile. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, *63*(3), 310-325.

Milana, J. y Schmok, J. (2015). El modelo de Glaciar Reservorio indicado por Georadar, Glaciar Guanaco, III Región de Chile y Argentina. *XIV Congreso Geológico Chileno*, La Serena, Chile.

Müller, F., T. Caflisch y G. Müller. (1977). Instructions for the compilation and assemblage of data for a world glacier inventory. Zurich, ETH Zurich. Temporal Technical Secretariat for the World Glacier Inventory.

Nicholson, L., Marín, J., Lopez, D., Rabatel, A., Bown, F. Y Rivera, A. (2009). Glacier inventory of the upper Huasco valley, Norte Chico, Chile: glacier characteristics, glacier change and comparison with central Chile. *Annals of Glaciology, 50*(53), 111-118.

Paterson, W. (1994). The physics of glaciers, 3rd edn. Pergamon: Oxford.

Rau, F., Mauz, F., Vogt, S., Khalsa, S. y Raup, S. (2005). Illustrated GLIMS Classification Manual: Glacier Classification Guidance for the GLIMS Glacier Inventory. Freiburg, Germany: GLIMS Regional Center 'Antarctic Peninsula', Institut für Physische Geographie.

Strecker, M., Alonso, R., Bookhagen, B., Carrapa, B., Hilley, G., Sobel, E., y Trauth, M. (2007). Tectonics and Climate of the Southern Central Andes. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, *35*, 747–87.

Vivero, A. (2008). Inventario de glaciares descubiertos de la cuenca del río Copiapó y variaciones recientes en sus frentes. Informe final de práctica profesional. Universidad de Chile – Facultad de Arquitectura y Urbanismo – Escuela de Geografía.

GMPE-4: Ciencias de la Criósfera

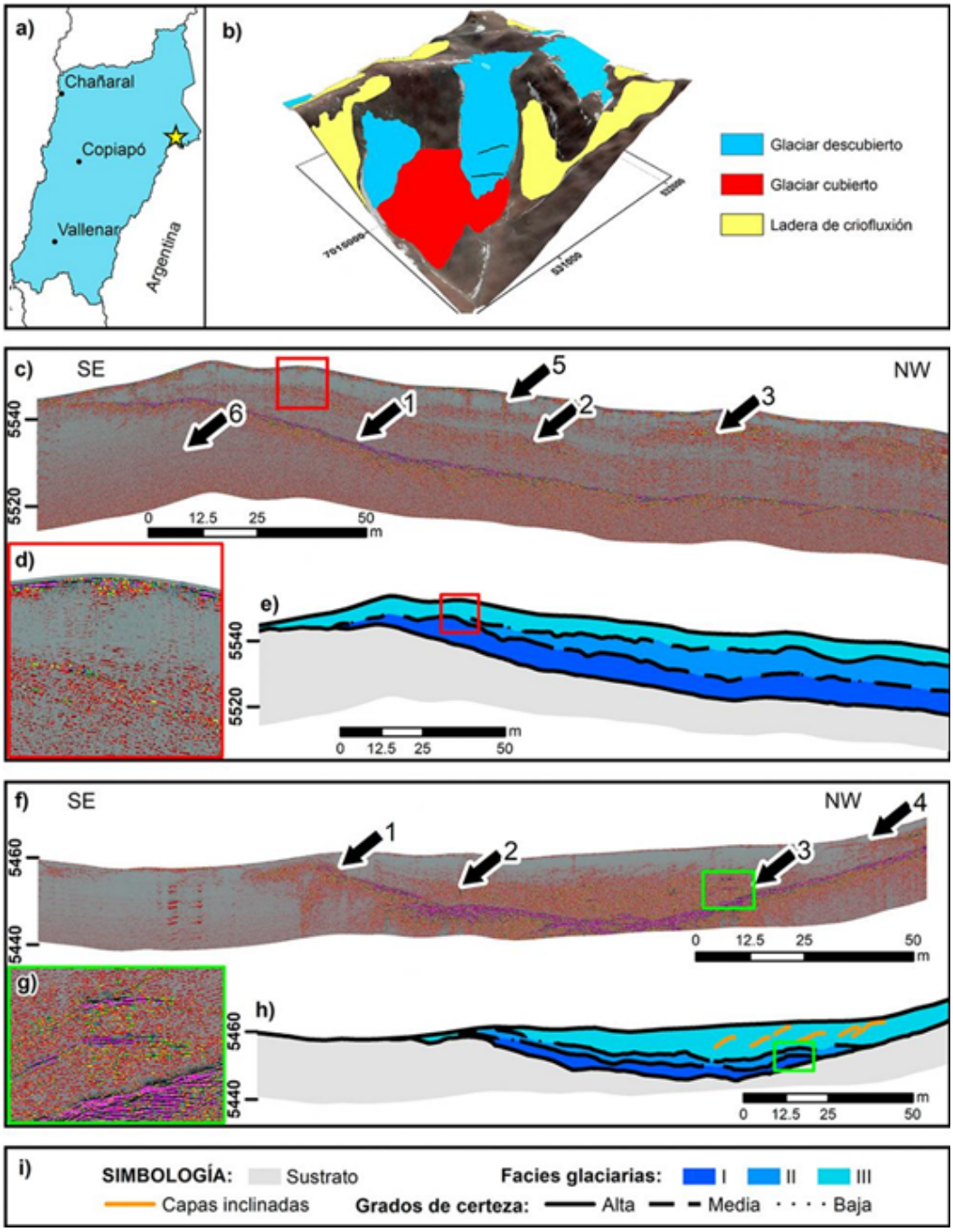


Figura: a) Ubicación del área de estudio en la región de Atacama b) Mapeo geomorfológico de la criósfera (modificado a partir de García et al., 2017) y la ubicación de las trazas de los levantamientos geofísicos. c) y f) Radargramas (central y distal respectivamente) ajustados a la topografía, indicando con flechas los tipos de reflectores (1 a 6) que se explican en texto. d) y g): Acercamientos a los radargramas. e) y h): Interpretación de los radargramas, donde se identifican las facies glaciares y el sustrato rocoso. Los límites están representados con grados de certeza.

GMPE-4: Ciencias de la Criósfera

Resultados preliminares de la variación volumétrica de dos glaciares de roca: evolución, relaciones con la geomorfología local y posibles implicancias hídricas.

Catalina Pino Rivas[1,2], Roberto Merino González[2].
(1) Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(2) Servicio Nacional de Geología y Minería

En la alta cordillera de la provincia del Elqui, en el río Cohiguás (30°27'S), se reconoce un paisaje dominado por procesos glaciales y periglaciales. En ella, los glaciares han sido señalados como potenciales reservas de agua, aunque su dinámica y contribución hidrológica no ha sido entendida del todo. Es por esto que el estudio de estas geoformas cobra relevancia para generar políticas sustentables de manejo de estos potenciales recursos hídricos. El objetivo principal de este estudio en cuantificar la variación volumétrica de los glaciares de roca en la quebrada Caballos en la cuenca del río Cochiguás para el periodo comprendido entre 1956 – 2018, para determinar la influencia de la evolución geomorfológica, las variaciones climáticas y sus posibles implicancias hidrológicas en la cuenca. Se realizó un mapa geomorfológico de la quebrada Caballos, sobre dos glaciares de roca, se tomaron datos topográficos utilizando GPS diferencial y se les realizó una caracterización de su cubierta detrítica. Con ello, será posible comparar los volúmenes de los glaciares de roca en el tiempo, al cotejar la topografía actual con superficies reconstruidas a partir de fotografías aéreas del año 1956 y 2000 de la misma zona. En el mapeo se identificaron geoformas glaciales, periglaciales, rasgos criogénicos y remociones en masa. Entre ellas morrenas laterales, con alturas entre 3.500 y 3.800 m s.n.m; de las cuales la morrena más occidental exhibe rasgos criogénicos evidentes como selección por congelamiento, leves surcos y cordones superficiales, y un escarpe lateral pronunciado compuesto de material más fino. Así también se identificaron glaciares de roca lenguados de fondo de valle, protalusd lobes, laderas de gelifluxión y depósitos de avalancha. La cubierta detrítica de los glaciares de roca está condicionada por el alto grado de alteración de los afloramientos fuente, el ángulo del escarpe frontal es mayor al ángulo de reposo y la geoforma se presenta abultada. Estas características indican que estos cuerpos están activos, y que los procesos de meteorización física juegan un rol importante en su dinámica. Finalmente se espera que la comparación de los volúmenes de los glaciares rocosos indique cambios considerables, dada la baja en las precipitaciones y aumento de temperatura en los últimos años en la zona, lo que incidiría directamente en las reservas de agua dulce para la región.

GMPE-4: Ciencias de la Criósfera

Estimación del aporte de glaciares y nieve a la escorrentía del río Yeso mediante el análisis de trazadores naturales de agua

Salvador Quezada[1], Alexis Caro[2], James McPhee[3].
(1) Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile
(2) Advanced Mining Technology Center, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(3) Departamento de Ingeniería Civil, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile

La región metropolitana de Chile concentra aproximadamente el 40.5% de la población del país y gran parte de la actividad económica de éste (42.3% del PIB nacional para el año 2016). Su suministro de agua depende principalmente del derretimiento de nieve y hielo de glaciares, pero la contribución de estas fuentes por separado se encuentra pobremente estudiada. Este trabajo, que se realiza en la cuenca del río Yeso, aguas arriba del embalse homónimo que es una de las reservas de agua más importante de la región, pretende estimar el aporte de glaciares y nieve a su escorrentía mediante el análisis de isótopos estables de agua y parámetros hidroquímicos.

Durante el periodo entre septiembre del 2017 y abril del 2018, se realizaron campañas de terreno en las cuales se obtuvieron muestras de las diferentes fuentes de agua: nieve a distintas altitudes, hielo de glaciares y agua subterránea proveniente de depósitos morrénicos, así como también de tributarios y del cauce principal punto de salida de la cuenca. Además, se registró de manera continua el caudal y la conductividad eléctrica de la escorrentía de la cuenca.

Resultados parciales indican que las conductividades eléctricas de las aguas de escorrentía varían entre los valores del agua que emana de las morrenas (entre 1060 y 1202 µS/cm) y el agua de derretimiento de hielo y nieve (entre 2.12 y 117,8 µS/cm). La nieve presenta una alta variación en su signatura isotópica, tiende a enriquecerse en isótopos pesados a medida que avanza la temporada y a empobrecerse en éstos a medida que aumenta la altitud, lo cual influye en la isotopía medida en la salida de la cuenca. El modelo de mezcla indica que durante el inicio de la temporada de deshielo (septiembre-octubre), los aportes más importantes son de aguas con alta interacción con las unidades geológicas, y la fracción de deshielo ocurrida por las tardes corresponde principalmente a nieve de baja altitud.

Las variaciones temporales y espaciales encontradas en los trazadores químicos medidos en la cuenca entregan nueva información para la caracterización de ésta, y permiten profundizar el entendimiento de los aportes hidrológicos realizados por las fuentes de agua principales.

GMPE-4: Ciencias de la Criósfera

Modelamiento de avalanchas usando pilas de arena

Valentín Diego Retamal[1].
(1) Departamento de Geofísica, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile

Un sistema dinámico tiene criticalidad autorganizada si tiene un punto estacionario que actúa como atractor. Matemáticamente, las soluciones de tales sistemas suelen ser caóticas aunque pueden ser descritas dadas condiciones iniciales conocidas. No obstante, en la realidad en cada instante hay variables externas que modifican el sistema más allá de su evolución intrínseca, lo que es análogo a variar sus condiciones iniciales, de forma que no puede pretenderse esbozar soluciones analíticas más allá de una vecindad acotada. Por esto se recurre al modelamiento numérico para conocer, a grandes rasgos, posibles caminos del sistema. Un esquema sencillo para visualizar un sistema auto-organizado es considerar una pila de arena sometida a goteo de granos. La pila crece adquiriendo una forma aproximadamente cónica; luego de cierto tiempo, propiedades como la forma de los granos, tasa de goteo, cohesión intergranular y los esfuerzos acumulados derivan en el derrumbe eventual de una cierta sección del cono. El instante, la dirección y la sección de derrumbe son parámetros que escapan del análisis físico, pero es posible modelar computacionalmente el fenómeno, obteniendo posibles soluciones a la dinámica que se plantea. Las avalanchas son procesos naturales por los que un sistema geológico vuelve a un equilibrio estable luego de que una carga añadida (por ejemplo, nieve o lluvias) supera un cierto umbral crítico. En este contexto, la dinámica se ve forzada entre otros por la tasa a la que se acumula carga, la composición del suelo y por la geografía circundante. Tal como en una pila de arena, se puede modelar esta situación, ahora en una escala local de cientos de metros. El modelo utilizado en este trabajo se basa en el autómata celular propuesto por Bak, Tang y Wiesenfeld[1], y muestra la evolución del relieve sometido a las forzantes antes descritas, arrojando como resultado el paso neto de material, lo que se puede interpretar ulteriormente como el paso de una avalancha. Esto se presenta en paralelo con estudios de avalanchas reales[2], a fin de ilustrar el potencial del modelo en la proyección de pasos de avalanchas y con el objetivo de calibrar y utilizar el trabajo en la evaluación de zonas de riesgo. [1]Bak, Tang, Wiesenfeld (1987): *Self-Organized Criticality: An Explanation of 1/f Noise.* [2]Sepúlveda, Moreiras, Lara (2014): *Debris flows in the Andean ranges of central Chile and Argentina triggered by 2013 summer storms: characteristics and consequences.*

GMPE-4: Ciencias de la Criósfera

What is the influence of penitentes on the winter mass balance measurements? A case study on Tapado Glacier (30°S, Chile).

Marion REVEILLET[1], Shelley MacDonell[1], Cristian Orrego[2], Nicole Schaffer[1].
(1) Centro de Estudios Avanzados en Zonas Aridas
(2) Ceazamet, Centro de Estudios Avanzados en Zonas Aridas

In the semi-arid Andes of Chile (26°S–32°S), snow and ice melt are thought to be the primary contributor to stream flow, buffering drought conditions especially in the spring and summer seasons. Therefore, determining snow accumulation and ablation is necessary for the evaluation of water resources. While most studies focus on snow and ice ablation, summer mass balance can only be simulated correctly when the winter mass balance is well documented. Despite its importance winter mass balance measurements are scarce, primarily due to challenges associated with accessing glaciers during the winter period. At Tapado glacier, located in La Laguna catchment in the fourth region of Chile (~30°S), there are large penitents (> 3 m tall). These not only significantly inhibit access to the glacier, but also complicate snow distribution. While penitentes properties have been investigated over the ablation season, there are, to date, no published studies evaluating their influence on the winter mass balance. In this study, we designed a field campaign in April 2018 to measure the influence of penitentes on snow depth evolution on the glacier over the entire winter period. Two snow depth sensors, as well as temperature and wind sensors were set up in strategic locations recording the snow depth at an hourly time steps. One within a penitente field and a second at the same elevation without penitentes. A classical snow depth sensor can induce large uncertainties in the snow depth measurements due to the large spread of the beam and the low space between the penitentes. Therefore a specific sensor has been made, based on a laser with a beam lower than few centimeters. Indoors and outdoors analysis have been performed to evaluate the precision of the sensor, in comparison to a classical SR50. Results indicate an uncertainty of 3 cm of the sensor, making us confident to install this sensor in real conditions. The experimental protocol and records from the two weather stations are presented in this study.

GMPE-4: Ciencias de la Criósfera

Respuestas glaciodinámicas contrastadas debido a características topográficas y geológicas de lagos y fiordos donde hay glaciares desprendentes en Patagonia

Andres Rivera[1,2], Francisca Bown[1], Jonathan Oberrreuter[1], Rodrigo Zamora[1], Pablo Paredes[1], Claudio Bravo[3], Luis Lenzano[4,5], Gabriela Lenzano[5,4], Carlos Moffat[6].
(1) Glaciologia, Centro de Estudios Cientificos
(2) Geografía, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(3) School of Geography, University of Leeds
(4) IANIGLA-CONICET
(5) Universidad Nacional de Cuyo, Argentina
(6) School of Marine Sciences & Policy, University of Delaware

La mayoría de los glaciares del Campo de Hielo Sur y sus montañas aledañas, que cubren más de 14,000 km2, terminan con frentes posados en agua sea fiordos occidentales o en lagos del margen oriental de Patagonia. Si bien hay una tendencia generalizada de retroceso en pasadas décadas hay fuertes contrastes debido principalmente a las características topográficas y geológicas de la zona de contacto entre el hielo glaciar y los lagos o fiordos donde ellos terminan. En general, la profundidad y estratificación del cuerpo de agua y las características del fondo lacustre pueden ser factores tanto más determinantes que el clima, pudiendo exacerbar las tasas de producción de témpanos, de adelgazamiento y retroceso. En otros casos, estas mismas condiciones atenúan los efectos climáticos en el hielo, manteniendo su flujo sin mayores retrocesos. Se presentan estudios glaciológicos, oceanográficos y limnológicos llevados a cabo en los glaciares Jorge Montt, O'Higgins y Chico en Chile, y del Viedma y Upsala en Argentina. Se presentan los análisis de imágenes satelitales, de datos de topografía superficial, cámaras fotográficas fijas, levantamientos con sonares y con instrumentos para mediciones de profundidad y estructura vertical del agua. Destacan las altas de flujo de hielo (5100 m/a) y retrocesos máximos de 750 m/a después del año 2010 del Jorge Montt, que termina en un fiordo de más de 22 km inexistente en 1898. Se estima que su actual desequilibrio es principalmente consecuencia de su compleja topografía subglacial y un fiordo profundo, resultando en aceleración y adelgazamiento acompañado con derretimiento superficial y submarino. El Glaciar O'Higgins que retrocedió cerca de 12 km entre 1945 y 1986, pasó a un periodo de relativa estabilidad hasta el 2015, cuando se reinició un proceso de retroceso fuerte con el colapso parcial de su lengua terminal. Ambos periodos de fuerte retroceso están asociados a profundidades superiores a 600 m en el fiordo del Lago O'Higgins, lo que facilita que el hielo pierda sustentación basal y eventualmente flote provocando el desprendimiento masivo de hielo. El Glaciar Viedma, por el contrario, tuvo una tasa de retroceso baja y relativamente constante durante la mayor parte del siglo XX, sin embargo, desde 2014 ha comenzado un proceso de fuerte retroceso que ha dejado al descubierto un fiordo de cerca de 600 m de profundidad. Se discuten las causas de estas respuestas contrastadas y se comparan con otros glaciares de Patagonia.

GMPE-4: Ciencias de la Criósfera

Características subglaciares de Antártica Occidental: Descubrimiento de Lago Subglacial CECs

Andrés Rivera[1,2], Rodrigo Zamora[1], Jose Andres Uribe[1], Jonathan Oberrreuter[1], Felipe Napoleoni[3], Jorge Hernandez[1], Alex Brisbourne[4], Pablo Paredes[1], Francisca Bown[1], Andy Smith[4].
(1) Glaciologia, Centro de Estudios Cientificos
(2) Geografía, Universidad de Chile
(3) Department of Geography, Durham University
(4) Bristih Antarctic Survey, UK

Antártica Occidental es la región potencialmente más inestable de Antártica por su condición marítima y topografía subglacial por debajo del nivel del mar. Desde 2014, el CECs ha ejecutado 5 expediciones de largo alcance con convoyes equipados de radares, GPS y otros instrumentos para estudiar la topografía subglacial, geología, hidrología y geomorfología a modo de determinar eventuales cambios en la divisoria continental que divide los glaciares que drenan al mar de Amundsen o bien al mar de Weddell. De ese modo se descubrió un lago bautizado oficialmente como Lago Subglacial CECs (79º15´S / 87º34´W), de unos 20 km2 de superficie y ubicado bajo 2650 m de hielo y 600 m bajo el nivel del mar. Se ha logrado mapear una vasta zona antártica a lo largo de perfiles de radar que totalizan 2000 km lineales, cuya topografía subglacial exhibe valles en U sugerentes de tener origen en una glaciación local. En el fondo de algunos de esos valles hay sedimentos de decenas de metros que se estima almacenan registros paleoclimáticos de largo plazo. Gracias a una campaña sísmica en 2016 se hicieron 3 perfiles transversales al lago y se determinaron profundidades máximas de 300 y se estimó un volumen de 2.5 km3 de agua fresca que está a una temperatura de -1.8 º C. Con una red de 83 balizas instaladas en el área de estudio se determinó un balance de masa superficial de aproximadamente 23 cm eq. de agua por año, los que se compararon con los resultados obtenidos con dos testigos someros de nieve, extendiéndose las series de balance de masa a los últimos 30 años. Las mediciones GPS de la red de balizas permitieron determinar velocidades de hielo horizontales de un máximo de 1.5 m/año y verticales que son similares al balance de masa anual. Una estación meteorológica automática semipermanente desde el año 2014 en la zona provee datos en tiempo real, concluyéndose que esta región de Antártica tiene una hidrología subglacial compleja y que el Lago subglacial CECs es un excelente laboratorio para un programa futuro de perforación y análisis de agua y sedimentos que se estima han estado encapsulados desde por lo menos el último interglaciar. Desde el punto de vista geológico, es una zona clave para entender las conexiones interoceánicas durante el Cuaternario, puesto que las alturas mínimas de su topografía subglacial son muy cercanas a lo que los modelos de deglaciación y consiguientes rechazos isostáticos indican que podría haber sido el nivel del mar en dicho periodo de tiempo.

GMPE-4: Ciencias de la Criósfera

Estudios glaciológicos en el Glaciar Mocho

Marius Schaefer[1], Matthias Scheiter[1], Eduardo Flandez [2], Duilio Fonseca [1], Guisella Gacitua [5], Francisco Fernandoy[3], Iribarren Pablo [4], Gino Casassa[5].
(1) Instituto de Ciencias Físicas y Matematicas, Ciencias, Universidad Austral de Chile
(2) Universidad de Chile
(3) Universidad Andrés Bello
(4) Instituto de Ciencias de la Tierra, Ciencias, Universidad Austral de Chile
(5) Universidad de Magallanes

La capa de hielo que cubre el complejo volcánico Mocho-Choshuenco constituye la masa de hielo más grande de la región de los Ríos. Las investigaciones glaciológicas sobre esta capa de hielo comenzaron en el año 2003. Se está monitoreando el balance de masa superficial del glaciar mediante el método glaciológico y se están registrando variables climatológicas relevantes. La temperatura media anual cerca de la línea de equilibrio del glaciar es de +2,6 grados Celsius. Desde los 1970s la capa de hielo está reduciendo continuamente su superficie. El balance de masa superficial del glaciar muestra una grande variabilidad interanual con un promedio de -0,9 metros equivalente de agua por año. Las tasas de acumulación (hasta 10 metros de nieve en un invierno) y de ablación (hasta 7 metros de hielo) son muy altos, lo que presenta desafíos para su cuantificación en terreno. Técnicas para la detección de acumulación de nieve, como por ejemplo el radio-eco sondaje y la extracción de testigos de neviza, se están probando en el glaciar para posteriormente aplicarlos en la zona de acumulación de Campo Hielo Sur, donde se espera que las tasas de acumulación sean aún mayores. Los datos obtenidos en situ nos han permitido aplicar modelos de balance de masa superficial en el glaciar y realizar un análisis del balance energético superficial del glaciar en verano lo que entregó información detallada sobre los procesos más importantes que gatillan el derretimiento glacial. Para poder realizar proyecciones sobre el futuro del glaciar, se aplicó el modelo de flujo de hielo SICOPOLIS.

GMPE-4: Ciencias de la Criósfera

Rock glaciers as a water resource in the semiarid Chilean Andes in a changing climate

Nicole Schaffer[1], Shelley MacDonell[1], Marion Réveillet[1], Eduardo Yáñez[2], Rémi Valois[1].
(1) ULS-Campus Andrés Bello, Centro de Estudios Avanzados en Zonas Áridas (CEAZA), La Serena, Chile
(2) Universidad Católica del Norte, Chile

Rock glaciers likely play an important hydrological role in the semiarid Andes (SA; 27ºS-35ºS). They supplement streamflow when water is needed most, especially during dry years in the late summer months. Despite their assumed importance, there are no publications that quantify their hydrological contribution to streamflow in the SA, based on measurements of rock glacier ice loss or discharge. In this study we assess the available information on the hydrological importance of rock glaciers in the SA and provide suggestions for future research to address knowledge gaps. We conclude that there is insufficient data available to adequately quantify their hydrological contribution in the SA. Measurements of glacier discharge are limited to unpublished data sets from which only very limited conclusions can be drawn. There are no rock glacier ice volume change measurements or proxies available. Approximations of rock glacier ice volume, calculated from aerial extent, thickness, and percentage of ice content are available and these data provide an initial baseline for calculating ice volume change in the future. While these baseline data are very valuable, they represent rough estimates due to a scarcity of studies, especially on glacier thickness and ice content percent. Using a combination of the minimal glacier discharge data available (all from unpublished data sets) and published discharge values measured at rock glaciers outside of the SA, we estimated the rock glacier contributions to streamflow for the La Laguna Basin (~30.2˚N; contains ~15 km^2 of rock glaciers). At the end of summer (Jan/Feb 2014-2016) the likely range of rock glacier discharge for the entire basin was 0.3-0.5 m^3 s-1, with an estimated contribution to streamflow of 18-34%. With increased temperatures and a decrease in precipitation expected in the future, rock glaciers could become an increasingly critical water resource in this region, especially in the Elqui and Juncal catchments. Improved estimates of rock glacier discharge, water content, processes, and hydrology are required to model their future evolution and evaluate their contribution to water resources.

GMPE-4: Ciencias de la Criósfera

Perturbaciones en el registro de isótopos estables de agua en la plataforma de hielo Ronne, Antártida Occidental

Dieter Tetzner[2,1], Francisco Fernandoy[4,3].
(1) British Antarctic Survey, United Kingdom
(2) Earth Science Department, Faculty of Earth Sciences and Geography, Cambridge University
(3) Centro de Investigación para la Sustentabilidad CIS, Facultad de Ecología y Recursos Naturales, Universidad Andrés Bello, Santiago, Chile
(4) Laboratorio de Análisis Isotópico LAI, Facultad de Ingeniería, Universidad Andrés Bello, Viña del Mar, Chile

En las últimas décadas las plataformas de hielo en la Antártida han emergido como lugares relevantes para estudiar la respuesta que podría tener la capa de hielo que cubre la Antártida Occidental en un escenario de cambio climático. En particular, recientemente se ha destacado la alta sensibilidad que la plataforma de hielo Filchner-Ronne tendría frente al cambio climático actual. Para estimar la respuesta que la capa de hielo podría tener a futuro, es necesario estudiar cómo han evolucionado diversos parámetros ambientales en esta región. Sin embargo, las mediciones directas han sido escasas, discontinuas y acotadas temporalmente a las últimas décadas. Una fuente de información alternativa proviene desde indicadores climáticos indirectos (proxies) preservados en testigos de hielo. A partir de estos registros se pueden elaborar cronologías de alta precisión, las cuales permiten reconstruir variaciones en parámetros ambientales. A pesar de que los registros preservados en el hielo son una valiosa herramienta para interpretar tendencias climáticas, en algunos casos se distinguen irregularidades en el comportamiento esperado a lo largo del ciclo isotópico anual de $\delta^{18}O$ y δD. Estas irregularidades se manifiestan en forma de peaks intra-anuales en los perfiles isotópicos, los que pueden llevar a imprecisiones, en las cronologías y/o en la posterior interpretación de los proxies. Para minimizar el error en la cronología y para desarrollar una interpretación representativa de los parámetros ambientales, es fundamental la identificación de estas perturbaciones y la comprensión de los procesos que las producen. Este trabajo analiza la relación entre el desarrollo de peaks intra-anuales y eventos puntuales de escala sinóptica los cuales producen inestabilidad atmosférica y cantidades anómalas de acumulación de nieve. Los resultados de este trabajo muestran una significativa correlación entre el registro isotópico y estos eventos meteorológicos, permitiendo proponer un modelo conceptual que explica la formación de estos peaks. Conjuntamente, en este trabajo se destaca la significativa contribución de estos eventos a la acumulación anual, resaltando la necesidad de su identificación y evaluación como fuente de sesgo en reconstrucciones de parámetros ambientales.

GMPE-4: Ciencias de la Criósfera

Estructura interna y evolución del glaciar rocoso Littoria en el estero de Yerba Loca, Chile central

Felipe Ugalde[1], Cedomir Marangunic[1], José Becerra[1].
(1) Geoestudios, Chile

El glaciar rocoso Littoria (-33,2156°/-70,2389°), código CL105721071 del Inventario Público de Glaciares de Chile, de 180,2 ha de superficie, era un glaciar cubierto al año 1955 (Marangunic, 1979) con cerca del 20% de su superficie descubierta según fotografías aéreas HYCON de ese año, proporción que se mantenía el año 2001 según imágenes LANDSAT. Actualmente las superficies descubiertas suman el 6% de la superficie glaciar y son, exclusivamente, pequeños campos de neviza en empinados y sombreados taludes de la cabecera del glaciar, tales como los que se observan en las imágenes que acompañan la definición de glaciar rocoso de NSIDC y GLIMS. La cubierta detrítica del glaciar es de 10 a 50 cm de espesor, siendo mayor hacia el frente. La exploración del glaciar con radar terrestre encontró una profundidad máxima de 62 m, con una media de 36 m. Un sondaje estratigráfico realizado en la parte central del glaciar, hasta su lecho, con registro de video y toma de testigos, encontró el glaciar compuesto según tramos, por: 0-0,15 m gravas angulosas y arenas con escasos finos y sin hielo; 0,15-42,8 m esencialmente hielo limpio de densidad 0,86 g/cm3, con 10 estratos de 0,1 a 0,5 m de espesor con más de 50% en volumen de detrito; 42,8-45,7 m la morrena basal del glaciar con cerca del 50% en volumen de hielo y otro tanto de detritos. En el lecho del glaciar, 45,7-47,0 m se atravesó till, compuesto de clastos centimétricos angulosos en matriz de arena y finos, sin hielo. Sensores de temperatura colocados en un sondaje vecino muestran que el glaciar es temperado, con un nivel de agua intraglacial que durante la perforación se mantuvo entre 4,5-5 m de profundidad y que finalizado el sondaje se estabilizó a la profundidad de 1,4 m. La velocidad medida máxima de movimiento del glaciar fue de 4,38 m/año el 2012, reduciéndose el 2015 a 3,17 m/año. El balance de masa geodésico apunta a una disminución generalizada de la ablación a partir del año 2015, con un valor de -0,06 m eq.a. para el período 2016-2017. El aporte hídrico del glaciar a su cuenca ocurre esencialmente entre los meses de noviembre a marzo siendo en el verano 2016-2017 igual a 12, 18, 61, 17 y 24 l/s cada mes, respectivamente. La transición de glaciar cubierto a glaciar rocoso habría ocurrido principalmente como parte de la megasequía 2010-2015. La presencia al interior del glaciar de 10 estratos con abundante material detrítico apunta a la ocurrencia de otros períodos de gran sequía en el último milenio.

GMPE-4: Ciencias de la Criósfera

Clasificación de sub-cuencas hídricamente estratégicas, en base a recursos y reservas criosféricas. Cuenca del Río Copiapó, Atacama, Chile.

Christopher Leonardo Ulloa[1], Ayon Garcia [1], Juan Pablo Milana [2].
(1) IDICTEC/PIGRH, Universidad de Atacama, Copiapo, Chile
(2) CONICET and InGeo, Facultad de Ciencias exactas, Universidad Nacional de San Juan, San Juan, Argentina

Resumen La cuenca del Río Copiapó se ubica en el desierto más árido del mundo, con una pluviometría media anual de 22 mm/ año. Sin embargo, existe un flujo constante de agua en los ríos, debido al efecto de biombo climático de la Cordillera de los Andes, que con su altura captura más humedad y con ello, recursos y reservas criosféricas. En este trabajo, se presenta el resultado de un proceso de clasificación, para identificar las subsubcuencas más estratégicas del Río Copiapó desde el punto de vista de los recursos glaciológicos e hidrológicos. La clasificación se realizó mediante un índice normalizado para la criósfera, que integra el cálculo de la producción hídrica potencial, generada a partir de las reservas criosféricas inventariadas y la permanencia de la cobertura nival analizada día a día para los últimos 17 años. El índice desarrollado permite evaluar y comparar la potencialidad hídrica de cada subsubcuenca tanto en su producción inmediata como diferida. Se concluye que las subsubcuencas de alto nivel estratégico son las de los ríos Montosa, Manflas, del Potro y Ramadillas, cuyos índices normalizados para la criósfera son 1; 0,654; 0,645 respectivamente, posicionando a la subsubcuenca del Río Montosa como la más estratégica hídricamente. En Chile, este estudio puede constituir un avance pionero y fundamental para las poblaciones que se sitúan en cuencas en zonas áridas con aporte glacio-nival, utilizando un análisis integral de los recursos hídricos de la criósfera. PalabrasClaves:desierto, agua, glaciares, permafrost. 1 Introducción Generalmente, la mayor cantidad del agua del Río Copiapó es producto de la fusión de la nieve estacional durante primavera y verano. La nieve estacional es considerada aquí un recurso hídrico criosférico. En los años de escasez de precipitaciones, los principales responsables de producir casi la totalidad del agua que entra a la cuenca son los cuerpos criosféricos permanentes, considerados aquí reservas hídricas criosféricas. El aporte de las reservas criosféricas es conocido como "caudal base", y lo origina la fusión del hielo de glaciares descubiertos (GD), cubiertos (GC) y del permafrost o suelos congelados. El permafrost se desarrolla extensamente en la parte alta de esta cuenca generando como geoformas principales los protalus lobes (PL), laderas de gelifluxión (LC) y glaciares de roca (GR) (cf. García et al., 2017). La tendencia climática permite inferir que los años serán cada vez más secos, por la sostenida disminución de la precipitación pluvial y nival en Chile (Vuille y Milana, 2007; Minvielle y Garreaud, 2011; Morales et al., 2012; Bozkurt et al., 2017). Por este motivo, el rol hídrico de los recursos y reservas criosféricas se torna vital para la actividad humana en el valle del Copiapó. Milana (2005) estimó un valor de productividad hídrica potencial para diferentes tipos de geoformas criosféricas, aportantes al Río Huasco. El estudio en la cabecera del Río Huasco demostró que, en ausencia de nevadas, las reservas de hielo cubren el déficit hídrico (cf. Milana 2005, 2010). Este estudio permitió el cálculo de los factores de productividad hídrica para cada una de las clases de reservas con expresión geomorfológica. Dado que no hay datos certeros de productividad hídrica de otras fuentes, en este estudio se utilizan dichos índices, esperando que en el futuro estos valores puedan ser ajustados con mayor precisión. Con estos antecedentes, el objetivo de este trabajo fue elaborar un sistema de clasificación de las subsubcuencas aportantes al Río Copiapó, en base a la cuantificación de los recursos y reservas criosféricas, tratando de objetivizar este problema. El fin ulterior es determinar su rol hidrológico potencial y definir las microcuencas que son estratégicas. Este tipo de contribución permitirá a los gobiernos regionales elaborar un mejor planeamiento estratégico de las diferentes subcuencas, con el fin de preservar aquellas con mayor potencial de producción hídrica. 2 Metodología 2.1 Relevamiento de las reservas hídricas criosféricas y su productividad hídrica potencial Para definir lo que son reservas hídricas criosféricas, se llevó a cabo el inventario de glaciares y ambiente periglacial de la cuenca (Ulloa, et a., 2016). Para el mapeo de glaciares descubiertos, se utilizó la superposición de imágenes Landsat del 2015, sobre imágenes de alta resolución espacial en un ambiente SIG. El permafrost con contenido de hielo fue identificable mediante técnicas geomorfológicas. Este concepto permitió mapear los límites del permafrost con contenido de hielo, usando rasgos observables en campo y distinguibles en imágenes satelitales de alta resolución espacial (García et al., 2017, Ulloa et al., 2017). Los polígonos resultantes del mapeo fueron procesados en una base de datos para luego calcular la productividad hídrica de cada polígono y cada cuenca de drenaje de la región, usando los factores de productividad propuestos por Milana (2005). Estos factores de productividad hídrica adoptados son (en litros/segundo*Ha): 0,64 para GD; 0,31 para GC; 0,2 para GR y 0,043 para LC y PL. 2.2 Relevamiento de los recursos hídricos criosféricos: MODIS y monitoreo nival Se utilizó el producto MODIS de NASA, procesando imágenes diarias desde el año 2000 al 2017 para evaluar el recurso hídrico criosférico. Se utilizó el producto MOD10 "*fractional snow cover area*" (FSCA), en vez del producto binario anterior denominado "*snow cover area*" que clasifica cada pixel como "nieve" o "sin nieve", el FSCA aporta un algoritmo de mezcla espectral optimizado indicando la cantidad fraccional de nieve, es decir, el porcentaje del pixel (500 x 500 m) que se encuentra cubierto por nieve. De esta manera se integraron los datos de cobertura nival en km^2, que se presentan en sus valores promedios en la Tabla 1. Se han discriminado los valores de "invierno" (entendiendo como tales los meses de mayo, junio, julio, agosto y setiembre, abreviados MJJAS) y los valores de cobertura total debido que, para



GMPE-4: Ciencias de la Criósfera

propósitos de pronósticos hídricos, es la cobertura nival del invierno la que tiene más importancia para la producción hídrica. Por lo antedicho, se eligió promediar los valores invernales con los valores de cobertura promedio anual, con el fin de potenciar el valor de la cobertura nival invernal sobre las precipitaciones nivales estivales. Para calcular el caudal base generado por los depósitos criosféricos de cada subsubcuenca, los factores de productividad hídrica indicados anteriormente, elaborados en base a estudios del colindante Río Huasco, fueron multiplicados por el área de cada polígono del inventario de glaciares y ambiente periglacial de la Cuenca del Copiapó. Los valores resultantes de productividad para cada clase criosférica fueron integrados para cada subsubcuenca. De la misma manera, para extraer la cobertura del FSCA desde el 2000 al 2016, se usó la herramienta *intersect* del SIG; obteniéndose el área de cobertura nival histórica por cada subsubcuenca. Estos procedimientos permitieron calcular un índice nival comparativo, el que fue normalizado al valor más alto observado. Finalmente se integraron los índices de productividad de las reservas y los recursos hídricos criosféricos con una media simple. Este índice normalizado entonces, permite una rápida comparación entre subsubcuencas y se expresa con valores entre 0 y 1. Basado en lo anterior y mediante la interpretación de la gráfica, se estableció cuatro categorías según la producción hídrica; que son, alto, medio, bajo y nulo nivel estratégico, cuyos rangos de valores del índice normalizado de la criósfera fueron 0,5-1; 0,2-0,5; 0,1-0,2 y 0-0,1. 3 Resultados y discusión Las cinco subsubcuencas que corresponden a la categoría de alto nivel estratégico según su cantidad de recursos criosféricos y su potencial de producción hídrica son las de los ríos Montosa, Manflas, del Potro (o Chacay), Nevado y Ramadillas, que resultan con un valor 1; 0,654; 0,645; 0,519; 0,505 del índice para la criósfera respectivamente. Aunque el Río Nevado tenga mayor índice de la criósfera que Ramadillas, en este existe una mayor cantidad de reservas, siendo el Río Nevado preponderado por su índice nival. Para el Río Montosa se estimó un caudal base de 806 l/s; registrando el valor máximo del índice normalizado, con la mayor producción teórica de agua por fusión de sus reservas. Coincidentemente, esta cuenca también muestra la mayor cantidad de nieve para el deshielo en relación a su área. La segunda subsubcuenca de alta productividad criosférica es la del Río Manflas, con 658 l/s, y la tercera es la del Río del Potro con 598 l/s. Nótese que el Río Manflas alcanza un segundo lugar en la integración para la criósfera y posee mayor caudal base potencial que el Río del Potro, cuenca que a pesar de alojar el glaciar descubierto más grande la región de Atacama, es tercera en el ranking de cuencas de esta clasificación. Dentro de la categoría de nivel estratégico medio se encuentran los Ríos Cachitos y Figueroa bajo y alto. Algunas subsubcuencas acumulan una importante cantidad de nieve durante el año, como la de Río Nevado o Río Cachitos. Sin embargo, estas cuencas no se identificaron cuerpos criosféricos permanentes, diferenciándose de las subsubcuencas de la parte sur, que si presentan un buen desarrollo de geoformas glaciales y periglaciales. Esto se explica por los cambios geomorfológicos del relieve (menor altitud promedio para generar hielo perenne) y los efectos climáticos que ejerce la progresiva aridización al norte, al aproximarnos a la diagonal árida sudamericana. Como se indicó previamente, no se conocen estudios de este tipo en Chile, que integren de forma global la criósfera de una cuenca, tanto en cuerpos de hielo perenne como en el manto nival estacional que es altamente móvil. Debe mencionarse que este ensayo, se han ponderado por partes iguales tanto las reservas como la precipitación nival, dado que las primeras se tornan muy importantes en los conocidos casos de emergencia hídrica. Probablemente, esta relación de importancia entre recursos y reservas, deba ser ponderada de modo diferente para otras cuencas menos áridas, lo cual debería ser un tema de debate amplio. En el intertanto, aportamos esta metodología de clasificación, que permite obtener un número objetivo, extraído a partir de un análisis exhaustivo de una gran cuenca. 4 Conclusiones Desde el punto de vista hídrico, se concluye que la subsubcuenca del Río Montosa es la más estratégica del Río Copiapó, seguida de la del Río Manflas y luego la del Río del Potro. Todas estas cuencas presentan una alta componente criosférica tanto en reservas como en recursos, por lo que deberían ser protegidas o resguardadas de intervenciones que produzcan impactos negativos en esta componente. Por otra parte, no existe una relación de proporción directa entre la cantidad de nieve que precipita y la cantidad de reservas criosféricas, caso que esta ejemplificado por el Río Ramadillas, el que a pesar de tener mayor producción hídrica potencial a partir de cuerpos criosféricos, tiene menor capacidad de captación nival que la cuenca del Río Nevado, ponderando su índice sobre la subsubcuenca anterior. También se observa que, hacia el norte y eje de la diagonal árida sudamericana, la cantidad de nieve mapeada no es mucho menor, pero las cuencas no generan recursos criosféricos. Este tema, que debe ser mejor comprendido, podría deberse a que por altura no tienen potencial de preservación de hielo, o que por la mayor aridez el manto nival sublima más, liberando al sistema atmosférico una mayor cantidad de la nieve precipitada, que en las subcuencas mas australes. Este método novel de indexaciones permite también identificar aquellas cuencas en las que se puede realizar obras de captación nival sin afectación de las reservas, mediante la detección de anomalías positivas de nieve. Este sería el caso de las subsubcuencas de los ríos Cachitos, Nevado y Figueroa. Se estima que la implementación de inventarios de la criósfera integrados, permitirán aplicar este tipo de estudio a otras regiones, dado que permitiría identificar las cuencas estratégicas, que aún sin aporte nival, mantienen un significativo caudal de base y son en cierta medida las que evitan desastres hídricos y socioeconómicos mayores que los ya conocidos en Chile. Agradecimientos A CORFO, el Gobierno Regional de Atacama y la U. de Atacama.

GMPE-4: Ciencias de la Criósfera

Datos Subsubcuencas		Reservas criosféricas				Recursos criosféricos							Final
Nombre	Area km2	Área total de reservas en km2	Producción hídrica potencial criósfera (Q base, l/s)	Relación Q base potencial/Area Cuenca en l/s*km2	Índice normalizado para reservas	Promedio de área en km2 de nieve invierno (M, J, J, A, S)	Relación área nival/area cuenca (inv.)	Índice de nieve normalizado Invierno	Promedio (área en km2) de nieve año completo	Relación área nival/area cuenca (anual)	Índice de nieve normalizado anual	Índice integrado para la nieve	Índice integrado para la Criósfera
QMAR	1513,16	0,12	0,5	0,00	0,00	25,31	40,36	0,10	11,05	42,79	0,08	0,09	0,046
QPAI	1493,9	6,85	29,6	0,02	0,01	55,80	90,31	0,23	24,34	95,62	0,18	0,20	0,107
QSANA	1476,42	40,09	172,7	0,12	0,06	50,52	84,35	0,21	22,49	90,19	0,17	0,19	0,126
RCACH	734,13	41,52	184,81	0,25	0,13	100,24	317,34	0,81	44,83	351,16	0,66	0,73	0,431
RFA	803,68	11,88	54,44	0,07	0,03	113,56	321,61	0,82	49,21	344,71	0,65	0,73	0,384
RFB	924,25	23,32	108,86	0,12	0,06	123,88	315,92	0,80	55,26	346,46	0,65	0,73	0,394
RMAN	728,16	75,52	657,6	0,90	0,46	118,15	356,82	0,91	53,98	414,94	0,78	0,84	0,654
RMON	413,19	84,87	805,82	1,95	1,00	74,44	393,46	1,00	39,41	531,22	1,00	1,00	1,000
RNEV	880,68	61,92	303,2	0,34	0,18	139,70	365,62	0,93	64,75	421,31	0,79	0,86	0,519
RPOT	470,61	21,1	598,1	1,27	0,65	54,65	255,34	0,65	28,04	332,85	0,63	0,64	0,645
RPULR	611,93	5,25	24,18	0,04	0,02	50,54	190,03	0,48	21,65	202,36	0,38	0,43	0,226
RRAM	366,85	26,67	196,27	0,54	0,27	51,06	304,96	0,78	24,37	370,41	0,70	0,74	0,505
QCA	493,02	0	0	0,00	0,00	7,21	34,54	0,09	3,09	36,27	0,07	0,08	0,039
QCAB	555,32	0	0	0,00	0,00	0,83	3,57	0,01	0,38	3,99	0,01	0,01	0,004
QPAIB	1081,71	0	0	0,00	0,00	2,49	5,64	0,01	1,13	6,18	0,01	0,01	0,006
RCJ	876,76	0	0	0,00	0,00	4,56	12,29	0,03	1,96	12,97	0,02	0,03	0,014
RJT	823,41	0	0	0,00	0,00	19,74	56,80	0,14	8,42	59,45	0,11	0,13	0,064
RMANB	485,19	0	0	0,00	0,00	11,94	56,33	0,14	5,01	58,92	0,11	0,13	0,064
RPULB	171,44	0	0	0,00	0,00	1,77	22,96	0,06	0,73	23,93	0,05	0,05	0,026

Tabla 1 Cuadro resumen con los resultados del análisis de clasificación, los códigos de las sub-cuencas son QMAR, Qda. Martinez; QCA, Qda. Carrizalillo; QPAI, Qda Paipote; QPAIB, Qda. Paipote Bajo; QSANA, Qda. San Andres; RCACH, Río Cachitos; RJT, Río Jorquera-Turbio; RMAN, Río Manflas; RMANB, Río Manflas Bajo; RMON, Río Montosa; RNEV, Río Nevado; RPOT, Río del Potro; RPULB, Río Pulido Bajo; RPULR, Río Pulid-Ramadilla; RRAM, Río Ramadillas; RCJ, Río Copiapó Juntas; RFA, Río Figueroa Alto; RFB, Río Figueroa Bajo

GMPE-4: Ciencias de la Criósfera

Estimación de los volúmenes equivalentes en agua de los glaciares Cipreses, Palomo, Cortaderal y Universidad, zona central de Chile

José Andrés Uribe[1], Rodrigo Zamora[1], Andres Rivera[1,2], Jonathan Oberreuter[1].
(1) Centro de Estudios Científicos
(2) Geografía, Universidad de Chile, Santiago, Chile

Los glaciares de la zona central de Chile son importantes reservas de agua dulce, ya que producen aportes hídricos en épocas de sequía o a fines del periodo estival. Debido a esto, durante los años 2011 y 2012 se realizaron varias campañas de medición de espesor de hielo, con el objetivo de obtener una estimación del volumen de agua almacenado en forma de hielo. Se usó la técnica de Radio Eco Sondaje (RES) aerotransportado por helicópteros, debido a que constituye una forma rápida, eficiente y no invasiva de medir el espesor de hielo de un glaciar, especialmente en zonas de difícil acceso. Se emplearon diversos sistemas de radar de baja frecuencia: un sistema de frecuencia central de 25 MHz (año 2011) y sistemas de 20 y 50 MHz (año 2012), los cuales fueron adecuados para la medición de glaciares temperados como los existentes en esta parte de los Andes. El presente trabajo mostrará la estimación del volumen equivalente en agua y espesores de hielo medidos en los glaciares Cipreses (34º33'S / 70º22'W), Palomo (34º35'S / 70º18'W), Cortaderal (34º38'S / 70º18'W) y Universidad (34º40'S / 70º20'W), correspondientes a la cuenca del río Rapel. Los espesores de hielo máximos obtenidos fueron 257 m para el glaciar Cipreses, 222 m para el glaciar Palomo, 306 m para el glaciar Cortaderal y 342 m para el glaciar Universidad. Una de las principales dificultades encontradas para la estimación del volumen de agua corresponde a que las mediciones de espesor de hielo no cubren la totalidad de la superficie del glaciar en la mayoría de los casos. Por este motivo, se complementó las mediciones directas con estimaciones obtenidas a partir de dos modelos principalmente: 1) un modelo de ley de potencias que relaciona área y volumen del glaciar y 2) un modelo basado en una aproximación de plasticidad perfecta del hielo, para el cual es necesario conocer la pendiente superficial y el esfuerzo de cizalla del glaciar.

GMPE-5: Geología y geofísica marina

Distribución y caracterización de plumas de gas en el Norte de Perú

Oscar Humberto Ancco[1], Gerardo Herbozo[2], Luis Cerpa[2].
(1) Lima, Oceanografía Y Pesquería, Universidad Nacional Federico Villarreal
(2) Lima, Ingemmet, Lima, Perú

En el año 2016 el Instituto Geológico, Minero y Metalúrgico (INGEMMET) en cooperación con la Dirección de Hidrografía y Navegación (DHN) perteneciente a la Marina de Guerra del Perú (MGP), realizaron la expedición geocientífica denominada INGEMAR I costa afuera de Talara en el norte del Perú (carta náutica recalada DHN N°112 entre Punta Sal y Punta Pariñas). En el crucero INGEMAR I se obtuvo información batimétrica multihaz de alta resolución. Producto del análisis de esta información se identificaron 64 zonas de expulsión de gas entre la plataforma y talud continental definida por 476 plumas de gas natural (plumas con un máximo de 1300 m de alto). Rasgos morfológicos asociados a la expulsión de gas del fondo marino, tales como volcanes de fango, corroboran la evidencia hidroacústica analizada. Las plumas de gas detectadas tienen una relación espacial con estos rasgos morfológicos y zonas de exploración petrolera histórica costa afuera de Talara. Es la primera vez que se realiza un estudio sistemático del fondo marino en el Mar Peruano y, también, que se encuentran zonas de expulsión de gas natural en el margen convergente peruano. Por ende, los cruceros INGEMAR de INGEMMET permiten obtener información crucial para realizar una caracterización sistemática del fondo marino del Mar de Grau.

La emanación de gas natural que es liberado del fondo marino de forma vertical o sub-vertical es conocida como pluma de gas. La ubicación y caracterización de este tipo de rasgos en el océano tiene implicancia en la exploración del potencial de reservorios de hidrocarburos de cuencas de antearco y la existencia de ecosistemas quimiosintéticos bentónicos asociados a la expulsión de gas natural y petróleo. El gas natural en estas plumas proviene de zonas subsuperficiales que han almacenado gas natural de origen microbiano (generalmente gas metano o CH4) producto de la descomposición microbiana de materia orgánica (Suess y von Huene, 1990). Sin embargo, el gas natural expulsado puede ser termogénico lo cual sugiere una procedencia profunda ligado a yacimientos de petróleo y gas natural (Judd y Hovland, 2007).

GMPE-5: Geología y geofísica marina

Caracterización sedimentológica, fisicoquímica y geoquímica del canal Baker y Seno Iceberg (47°57´S-49°21´S)

Iván Andrés Arriagada[1], Carolina Cárcamo-Durán [2], Yerelin Cárcamo-Palma[1], Iván Vargas-Cordero[1].
(1) Geología viña del mar , Ingenieria , Universidad Nacional Andrés Bello
(2) Biologia marina, ciencias, Universidad de Concepción, concepcion, Chile

El margen austral de Chile está caracterizado por la subducción de la placa Antártica bajo la Sudamericana con una velocidad de convergencia de 1.9 cm/año. En la región, se identifican procesos de erosión en la zona del punto triple de Chile y de acreción hacia el sur de éste. El área austral a diferencia del resto de Chile no tiene depresión central y está formada por rocas ígneas del batolito Patagónico que intruye al complejo andino metamórfico oriental.

La zona está caracterizada por la presencia de valles glaciares en forma de U, que se originaron durante el periodo Holoceno producto de la fricción del hielo. Por otra parte, el clima frío que caracteriza la región da origen a complejos sistemas de flujo estuarino conocidos como fiordos. El área de estudio comprende la plataforma continental de campos de hielo sur, canal Baker y seno Iceberg entre los 47°57'S y 49°21'S. Donde la principal fuente de recarga de los fiordos australes es por medio del derretimiento glacial y el aporte de precipitaciones. El estudio es una caracterización de los sedimentos marinos con el fin de identificar posibles fuentes de agua dulce y los procesos hidrogeológicos que las generan. Se analizan 3 testigos de gravedad de aproximadamente 5, 4 y 6 m de largo. La metodología incluye: a) análisis sedimentológico (tamaño de grano y mineralogía); b) análisis fisicoquímico (materia orgánica total, porosidad, volumen de agua intersticial y densidad aparente) y c) análisis geoquímico (18O/16O y Deuterio del agua intersticial).

El tamaño textural de los sedimentos corresponde predominantemente a limos y arcillas. Los resultados de materia orgánica muestran una disminución en profundidad de sus valores que van de 4% a 2%. Una tendencia similar es reconocible respecto de la porosidad y densidad aparente, cuyos valores varían de 6 a 3,5 g.

La presencia de limos, arcillas con contenidos de flora continental y fauna marina permiten establecer patrones y posibles surgencias de agua dulce proveniente desde el continente. Este estudio proporciona información nueva respecto a las características sedimentológicas, fisicoquímicas y geoquímicas de los canales Baker y seno Iceberg.

GMPE-5: Geología y geofísica marina

Evidencias de disociación de hidratos de metano en agua intersticial *offshore* Lebu, Chile.

Carolina Carcamo[5], Ivan Vargas-Cordero[5], Francisco Fernandoy[5], Umberta Tinivella[1], Lucia Villar-Munoz[2], Joaquim P. Bento[3], Diego Lopez-Acevedo[4], Alessandra Isabella Rivero[5], Nicole Foucher[5], Marion San Juan[5].
(1) OGS Istituto Nazionale di Oceanografia e di Geofisica Sperimentale, Italia
(2) GEOMAR Helmholtz Centre for Ocean Research, Alemania
(3) Escuela de Ciencias del Mar, Pontificia Universidad Católica de Valparaíso, Valparaiso, Chile
(4) Departamento de Oceanografía, Programa COPAS Sur-Austral, Universidad de Concepción, Concepción, Chile
(5) Departamento de Geología, Facultad de Ingeniería, Universidad Andrés Bello, Viña del Mar, Chile

En los últimos años, la geología marina ha cobrado mayor interés al proporcionar datos sobre los procesos tectónicos actuales, la dinámica del océano, el cambio climático e incluso la detección y proyección del uso de recursos marinos. Sin embargo, el conocimiento del lecho marino continúa siendo exiguo. Mediante batimetría 3D, ha sido posible identificar una anomalía batimétrica positiva submarina en la zona de Offshore de la plataforma continental de Lebu, Concepción, Chile (37° 36´ 28,5" S/73° 44' 39,6" W). La morfología corresponde a una serie de picos de hasta 6 m de altura, 700 m de longitud y orientación N55°W. Del subsuelo marino se recolectaron cuatro testigos de sedimento mediante un sacatestigo de gravedad para realizar análisis sedimentológicos que incluyen: caracteristicas físicas y químicas, granulometría, y geoquímica del agua intersticial; a fin de establecer la génesis y procesos asociados a la formación de dicha anomalía. Los resultados obtenidos indican una distribución granulométrica homogénea correspondiente a fango limoso. El contenido de agua, porosidad, densidad aparente y materia orgánica total, están estrechamente relacionados con la granulometría de los testigos, presentando variaciones leves. La temperatura, pH, salinidad y oxígeno disuelto de la columna de agua presentan valores típicos del agua de mar, sin encontrarse variaciones o influencia de aguas dulces. Finalmente, los isotopos estables del agua intersticial presentan un enriquecimiento en los valores del 18O (de 0.0 a 1.8‰) y deuterio (de 0.0 a 5.6‰), valores relacionados con la disociación de hidratos de metano en uno de los testigos. Por lo tanto, las muestras corresponden a sedimentos terrígenos y biogénicos de origen interglaciar afectados por procesos asociados a hidratos de metano. Esto último, constituye el principal indicio para afirmar que la anomalía debe su origen a la emisión de metano.

GMPE-5: Geología y geofísica marina

Caracterásticas texturales y dinámicas del transporte de sedimentos en montes submarinos de las islas Desventuradas y Juan Fernández

Ximena Contardo[1], Liz Vilches[1], Cristian Rodrigo[1].
(1) Geología, Ingeniería, Universidad Andrés Bello

En octubre de 2016 se realizó la expedición oceanográfica CIMAR-22 a bordo del buque AGS Cabo de Hornos, con el fin de investigar las islas oceánicas del territorio marítimo chileno en el Océano Pacífico. Las estaciones se distribuyeron en el área de las Islas Desventuradas y el archipiélago de Juan Fernández. Las Islas Desventuradas, situadas a la latitud de la región de Atacama, representan islas e islotes, que conforman un volcán en escudo bajo el nivel del mar, dispuesto sobre la placa de Nazca. El archipiélago de Juan Fernández se ubica sobre la dorsal homónima, al oeste de la costa de Valparaíso. Las estaciones se localizaron a lo largo de las cimas y laderas de los montes submarinos, a profundidades medias de 150 m, los sedimentos se obtuvieron mediante box corer. La granulometría se realizó mediante Ro-Tap, previo lavado y secado de muestra. Los componentes líticos, minerales y restos orgánicos del sedimento (fragmentos de conchas, foraminíferos y otros) fueron descritos mediante lupa binocular. Estos procedimientos analíticos se realizaron en el laboratorio de sedimentología de la Universidad Andrés Bello, Viña del Mar. La determinación de los parámetros estadísticos: media, moda, selección, asimetría y curtosis, se realizó mediante el programa GRADISTAT 4.0. Los sedimentos de la región de las islas Desventuradas, se caracterizan texturalmente por el predominio de arenas finas a gruesas, con selección pobre a moderada, representadas por distribuciones unimodales, mesocúrticas y asimetrías positivas. La energía media del ambiente, representada en el valor de la mediana, se sitúa entre rangos de -1 y 1,5 (arena muy gruesa y arena media respectivamente), representando altos niveles energéticos. Las curvas de distribución principalmente mesocúrticas negativas indican transporte de un flujo denso, que transportó distintos tamaños granulométricos, terminando con un descenso de energía que propició la decantación del material fino. En el área del archipiélago de Juan Fernández, los sedimentos varían principalmente desde arena fina a limo muy grueso, con moderada a pobre selección. Los sedimentos presentan distribuciones bimodales, principalmente mesocúrticas, con predominio de asimetrías negativas. La energía media del ambiente o mediana, se sitúa entre < 3,5 y < 2 (arena muy fina y arena media respectivamente), indicando bajos niveles energéticos, sin embargo el predominio de asimetrías negativas evidencia cierto nivel de retrabajo del sedimento.

GMPE-5: Geología y geofísica marina

Resultados geoquímicos y mineralógicos preliminares del testigo de sedimento marino obtenido frente a Tambo de Mora (13°S) en la campaña Ingemar II

Kathy Córdova Rodríguez[1], Jose Herrera Nizama[1,2], Gerardo Herbozo Jimenez[1,2], Luis Cerpa Cornejo[1,2].
(1) Dirección de Geología Regional, Instituto Geologico Minero y Metalurgico, Lima , Perú
(2)

El Instituto Geológico, Minero y Metalúrgico (INGEMMET) en cooperación estratégica con la Dirección de Hidrografía y Navegación (DHN) de la Marina de Guerra del Perú (MGP) han iniciado un reconocimiento sistemático y detallado del fondo marino peruano. Durante el Crucero INGEMAR II a bordo del BAP Carrasco se obtuvo un testigo de sedimento (88 cm) frente a las costas de Tambo de Mora, a 135 m de profundidad en la plataforma continental. El primer objetivo de este estudio es caracterizar la composición mineralógica y elemental del registro sedimentario de los testigos y mostrar las metodologías empleadas para el estudio sistemático de los testigos que se obtengan por el INGEMMET. El testigo contiene sedimentos tales como limo-arcillas, limos y en menor proporción arenas finas. Particularmente, se observa que las limo-arcillas están cercanamente relacionadas con valores significativos de materia orgánica, carbonatos, y minerales variados i.e. pirita framboidal, calcita y clorita. En esta misma capa se observa picos de azufre, vanadio, zinc, cobalto y hierro. En contraste, las partes del testigo donde la granulometría del sedimento es mayor (i.e. arenas finas) muestran niveles reducidos de materia orgánica, y de los componentes arriba mencionados y suelen estar acompañados por ocurrencias de zirconio. Estas afirmaciones corresponden al primer paso para declarar argumentos caracterizables de testigos del offshore peruano por parte de INGEMMET, pueden conformar elementos de correlación muy valiosos, y brindar aportes en la historia deposicional de estos estratos.

GMPE-5: Geología y geofísica marina

Estructura y flexura de la dorsal de Nazca

Valeria Andrea Cortés[1], Eduardo Contreras-Reyes[1], Anne Kranbenhoeft[2].
(1) Departamento de Geofísica, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile
(2) GEOMAR, Alemania

Las dorsales asísmicas son cadenas montañosas submarinas producidas por la interacción de plumas mantélicas ascendentes (hotspot) con la corteza oceánica. El contacto de la placa de Nazca y la Sudamericana posee un gran número de dorsales en subducción que modifican los esfuerzos normales en la interfaz producto del cambio en batimetría y en flotabilidad de la corteza. Esto tiene consecuencias sismotectónicas dado que modifica el acoplamiento, la erosión, el ángulo de subducción, entre otros [Hampel et al., 2004; Contreras-Reyes y Carrizo, 2011]. Por lo tanto, es importante comprender la naturaleza de estas dorsales asísmicas. Para ello se deben entender sus propiedades mecánicas y dimensiones físicas, que no son medibles de forma directa, sino que se obtienen con métodos geofísicos y modelos computacionales.

Frente a las costas de Perú, se encuentra subductando la dorsal de Nazca, de más de 1.000 km de extensión, cerca de 250 km de ancho y, en promedio, 1.5 km de alto [e.g., Hagen and Moberly, 1994; Hampel et al., 2002]. Se trazó un perfil perpendicular a ella, de 177 km de largo, del que se tiene datos de sísmica de ángulo de gran apertura, de batimetría de alta resolución y de gravedad de aire libre[Bialas and Kukowski, 2000].

El objetivo de este trabajo fue determinar la estructura sísmica y de densidades; y la geometría del Moho (profundidad de la corteza) en la dorsal de Nazca, para entender el proceso de transferencia de magma del punto caliente a la litósfera oceánica y sus consecuencias mecánicas.

Para ello se obtiene un perfil 2D de velocidades a partir de una inversión tomográfica conjunta (reflexión y refracción) de los tiempos de viaje de onda P en la corteza. Habiendo obtenido esto, se hace una extensión del perfil (200 km por lado) y, utilizando tanto relaciones litológicas que permiten transformar las velocidades a densidades como los datos de gravedad de aire libre, se obtiene un modelo extendido 2D de densidades. Con todo lo anterior, finalmente se pueden estudiar las propiedades mecánicas como la flexura de la corteza y calcular el espesor elástico, parámetro fundamental en estudios geodinámicos.

GMPE-5: Geología y geofísica marina

The marine record of glacial variations in the Estrecho de Magallanes: new clues for the interpretation of the glacial history of the Magallanes Region

Rodrigo Fernandez[1], Sean Gulick[2], Cristian Rodrigo[3], Amy Leventer[4].
(1) Departamento de Geologia, Facultad de Ciencias Fisicas y Matematicas, Universidad de Chile
(2) Institute for Geophysics, J. J. Pickle Research Campus, University of Texas at Austin, Austin, Estados Unidos
(3) Departamento de Geologia, Universidad Andrés Bello, Vina del Mar, Chile
(4) Geology Department, Colgate University, Hamilton, Estados Unidos

We present results of a geophysical survey that imaged the main submarine sedimentary and geomorphic features of the central Magallanes Region. We report evidence for grounded ice along the main channels associated with two ice lobes that flowed from Cordillera Darwin, part of the Austral Andes, into Central Estrecho de Magallanes and Seno Almirantazgo. Multibeam data show drumlins and glacial lineations in Whiteside Channel the northern continuation of Seno Almirantazgo, and iceberg ploughmarks in Central Estrecho de Magallanes. Multichannel seismic data show a complex array of seismic facies, interpreted as representing two main types of sedimentary units: glacial and glacimarine sediments, corresponding to glacial periods, and pelagic or distal glacimarine sediments, corresponding to interglacial periods. We find that there are two interglacial- glacial cycles represented in this marine sedimentary record. The youngest glacial unit corresponds to the last regional glaciation (~31–18 ka), after which, a relatively rapid deglaciation occurred, leaving a series of recessional moraines known as glacial limit 'D' (~17–18 ka). We found no marine sedimentary or morphological evidence that the Magallanes glaciers readvanced into the main Magallanes passageways during the Antarctic Cold Reversal (~14–13 ka) as has been proposed in previous studies. These findings suggest that final deglaciation of southernmost South America was driven by the atmospheric and ocean warming that started ~18 ka as recorded in Antarctic ice core records and sea surface temperature proxies offshore the Magallanes Region. The sedimentary record of two glacial cycles opens the possibility to obtain, through a drill core of these sediments, long high-resolution records of environmental change in the sparsely studied southern tip of South America.

GMPE-5: Geología y geofísica marina

Interpretación morfológica de los montes submarinos del codo de las dorsales Pascua y Nazca y de la dorsal Juan Fernández - Chile

Nicole Foucher, Cristian Rodrigo[1].
(1) Geología, Ingeniería, Universidad Andrés Bello, Viña del Mar, Chile

Los montes submarinos son estructuras de origen volcánico y están ubicadas en las grandes cuencas oceánicas. Estas estructuras son importantes para el desarrollo de actividades económicas como la minería y pesca, además albergan una gran diversidad de ecosistemas submarinos, por lo que es necesario el control y protección de estas áreas. Por esta razón, entre los años 2016 y 2017, los montes submarinos ubicados en el codo que une a la dorsal Pascua con la dorsal Nazca y los ubicados en la dorsal Juan Fernández, fueron nombrados parques marinos para el manejo y conservación. El objetivo de esta investigación es conocer en detalle la morfología de los montes submarinos de estos dos lugares, para identificar e interpretar las geoformas asociadas al edificio volcánico y así poder identificar los procesos asociados al modelado final de estas estructuras. El reconocimiento de las morfologías se llevó a cabo interpretando mapas batimétricos de alta resolución y de mosaicos de "backscatter". Los datos de batimetría multihaz fueron obtenidos por el crucero Cimar 22, islas oceánicas de Chile (2016), a bordo del buque AGS "Cabo de Hornos". En ambas áreas, se reconocieron estructuras originadas por procesos sedimentarios tales como: canales, depósitos de abanico y de ladera, y zonas de escarpes. Sin embargo, las morfologías originadas por procesos volcánicos, posteriores a la formación de los montes submarinos, como: conos satélites con y sin presencia de cráteres, flujos de lavas y afloramientos rocosos, son más abundantes y poseen un registro más evidente en los montes submarinos pertenecientes al área de Juan Fernández, lo que podrían estar relacionado a una génesis más reciente.

GMPE-5: Geología y geofísica marina

Variabilidad de procesos glaciomarinos y formas submarinas relacionadas al retiro glaciar en Bahía Borgen, Isla Anvers.

Rudolph Herbstaedt[1], Cristian Rodrigo[1], Liz Vilches[1], Cristóbal Rodrigo[2].
(1) Geología, Ingeniería, Universidad Andrés Bello, Viña del Mar, Chile
(2) Ciencias de la tierra, Ingeniería, Universidad Austral, Valdivia, Chile

Los procesos glaciomarinos en el sector occidental de la península Antártica se han visto intensificados a partir del Último Máximo Glacial (UMG). Lo anterior es reflejado principalmente por la irregular distribución de las formas de fondo y subfondo marino. Debido a la multiplicidad de factores que intervienen en el sistema glaciomarino, este estudio se enfocó en una pequeña bahía de Isla Anvers conocida como Bahía Borgen, donde se establecieron las características geomorfológicas y sedimentarias del fondo y subfondo marino para conocer los avances y retrocesos que ha experimentado el frente del glaciar principal. La batimetría multihaz y los análisis de plumas de sedimentos obtenidos en este trabajo, revelan que la topografía del fondo marino está sujeta a ligeros períodos de avance y acentuados períodos de erosión diferencial del frente glaciar, lo que sugiere que existe una zona somera que luego de un rápido retroceso se estancó y otra zona profunda donde el retroceso ha sido rítmico. Lo anterior es complementado con perfiles sísmicos y su correlación con testigos de sedimento que indican procesos como depositación por flujos de escorrentía marcados por facies sísmicas caóticas; resedimentación subacuática por flujos gravitacionales con predominio de facies sísmicas monticulares, y procesos de dispersión de partículas, que se asocian a facies con laminación paralela. Por lo tanto, la dinámica entre el retiro glacial y el piso marino de la bahía está acotada a un período que abarca desde el UMG, la pequeña edad de hielo y el holoceno tardío, exhibiendo un comportamiento local de un fenómeno que regionalmente sugiere una variación latitudinal hacia una zona de características climáticas subpolares.

GMPE-5: Geología y geofísica marina

Distribución textural y granulométrica de sedimentos marinos superficiales en la carta náutica N°112, costa afuera de Talara

Jose Manuel Herrera Nizama[1], Luis Cerpa Cornejo[2], Gerardo Herbozo Jimenez[2], María Morales Reyna[3].
(1) Piura, Escuela de Ingeniería Geológica, Universidad Nacional de Piura
(2) Dirección de Geología Regional, INGEMMET, LIMA, PERU
(3) Universidad Nacional Mayor De San Marcos, Perú

El territorio marino del noroeste del Perú es conocido por sus recursos energéticos y biológicos. Sin embargo, debido al difícil acceso se tiene escasa información sobre la naturaleza del fondo marino. En el área de estudio predominan facies texturales de arcillas limosas y limos arcillosos de origen terrígeno, no obstante, la cobertura de información es limitada y no permite evidenciar la distribución de los recursos situados en el área. Es por ello que el Instituto Geológico, Minero y Metalúrgico (INGEMMET) a través del Programa de Geología Marina y Estudios Antárticos y en cooperación con la Dirección de Hidrografía y Navegación (DHN) de la Marina de Guerra del Perú, realizaron el crucero INGEMAR I en el Buque de la Armada Peruana "B.A.P. Zimic" en el área de la Carta Náutica Recalada Nº 112 costa afuera de Talara entre Punta Sal y Punta Pariñas. El objetivo del crucero INGEMAR I fue realizar un cartografiado batimétrico de 4800 km^2 de fondo marino en esta zona norte del margen convergente peruano. El cartografiado se realizó con tecnología hidroacústica mediante un ecosonda batimétrico multihaz que permite caracterizar el fondo marino de forma eficiente. Las imágenes proporcionadas por esta tecnología hidroacústica son de la morfología submarina y de reflectividades acústicas que tiene una dependencia de los tipos de sedimentos y rugosidad del terreno . Para complementar y comparar los resultados hidroacústicos se colectaron muestras de sedimentos superficiales de la plataforma continental entre los 50 y 200 m de profundidad con la finalidad de establecer una relación entre el tamaño y características físicas del sedimento con los valores de reflectividades acústicas. El procesamiento e interpretación de datos obtenidos, permitió obtener una caracterización de la distribución y textura de los sedimentos del fondo marino en el área investigada.

GMPE-5: Geología y geofísica marina

Caracterización de depósitos de gas natural marino somero, en aguas interiores de la región de Magallanes, Chile

Stefano Pontarelli[1], Cristian Rodrigo[1].
(1) Geología, Ingeniería, Universidad Andrés Bello, Viña Del Mar, Chile

En campañas de geofísica marina realizadas en la región de Magallanes, se han obtenido datos de sísmica y batimetría de alta resolución, donde se han detectado preliminarmente evidencias asociadas a la presencia de gas somero en el fondo marino. Sin embargo, las características que controlan su ocurrencia y distribución no se han estudiado en detalle desde un punto de vista geológico. Es por esto que en esta investigación se planteó como objetivo general determinar las condiciones geológicas asociadas a la distribución espacial de los depósitos de gas marino somero en aguas interiores de la región de Magallanes. En particular, la zona analizada corresponde a la parte central del estrecho de Magallanes y la parte exterior de bahía Inútil. Para el desarrollo del presente estudio se utilizaron datos de batimetría multi haz y perfilador de sub fondo (SBP), adquiridos durante diversos cruceros de exploración geo-marina realizados entre los años 2008 y 2012 (MV1102, MV1205, NBP1208 y TN246), los cuales fueron procesados con el fin de interpretar morfologías del fondo marino y características del sub-fondo marino, las que permitirían evidenciar la presencia de gas somero y los factores geológicas que controlan su ocurrencia y distribución. De este modo, los resultados obtenidos indicaron la presencia de gas somero en la zona de estudio, permitiendo delimitar su distribución espacial y asociarlo a depósitos sedimentarios. De manera anexa, los datos geofísicos utilizados permitieron corroborar la presencia de un ambiente glaciomarino, el cual ha modelado la morfología del área y ha generado un régimen de sedimentación particular para la zona.

Los datos obtenidos fueron contrastados con la información geológica correspondiente a la región de Magallanes, permitiendo correlacionar la ocurrencia de gas somero marino en esta zona con las formaciones de edad terciaria, ricas en combustibles fósiles, depositadas en la Cuenca de Magallanes (*e.g.* Formación Loreto). Así fue posible establecer que las principales características geológicas que determinan la distribución del gas somero en el área analizada son el sedimento superficial que actuaría como sello del gas y las formaciones geológicas subyacentes, las cuales tienen el potencial de aportar el gas hacia las zonas más someras del fondo marino.

GMPE-5: Geología y geofísica marina

Modelo de velocidad (Vp) detallado del talud continental chileno a los 20ºS

Gabino Reginato[1], Emilio Vera[1].
(1) Geofísica, FCFM, Universidad de Chile

Como uno de sus objetivos, el Proyecto PICTURES (Pisagua/Iquique Crustal Tomography to Understand the Region of the Earthquake Source) tiene la realización de una tomografía sísmica usando como parámetro la velocidad de onda P (Vp), en la zona de ruptura del terremoto de Iquique 2014. En este proyecto utilizando los disparos del R/V M.G. Langseth, se adquirieron datos en una red de sismómetros en tierra, de fondo marino (OBS), y datos de sísmica marina multicanal utilizando un "streamer" de 648 canales con un largo total de 8 km. En el presente trabajo se utilizan los datos de sísmica multicanal para obtener un modelo de velocidad (Vp) a lo largo del perfil de reflexión MC06, perfil E-W cerca del centro del área de estudio. Para la obtención de modelos de velocidad versus profundidad (V-z) se usan conjuntos de trazas con una geometría de punto medio común (CMP) con un "bin" de 125 m. Cada CMP contiene entonces 648 trazas con distancias (x) entre fuente y receptor de 220 a 8307 m, mostrando reflexiones y refracciones que por un proceso de modelando directo por prueba y error permiten obtener un modelo unidimensional (1D) que caracteriza la zona central del CMP. Combinando un conjunto de modelos 1D para diferentes CMPs es posible obtener un modelo 2D a lo largo del perfil. Los modelos V-z se construyen en base a una mezcla de capas (4 a 6) de velocidad constante o gradiente de velocidad constante, alcanzando profundidades de hasta 5 km bajo el fondo oceánico. Este método permite generar modelos detallados de la parte somera del talud continental, pudiendo discernir capas delgadas de hasta solo unos pocos cientos de metros de espesor. Los modelos con normalidad incluyen claramente la interfaz entre los sedimentos y basamento continental también visible en el perfil de reflexión (stack) correspondiente. El modelo final muestra claras las transiciones de velocidad verticales y horizontales en el talud continental, identificándose una zona frontal del prisma de acreción y luego una transición a un basamento continental. En el centro del perfil se observa una zona marcada por un hundimiento en el basamento sobre el cual se apilan sedimentos de hasta 2.5 km de espesor. El límite Este de esta cuenca (cuenca de Iquique) es un gran escarpe que sugiere la existencia de una falla normal con vergencia Este. Este tipo de estructuras es también posible observarlas repetidamente a lo largo del perfil, consistente con un margen convergente de tipo erosivo.

GMPE-5: Geología y geofísica marina

Caracterización morfoestructural del margen continental chileno entre los 35°S y 39°S: reprocesamiento de datos de reflexión sísmica.

Fabiola Romero-González[1], Ana Olivares-Fernández[1], Verónica Valdés-Veláquez[1], Iván Vargas-Cordero[1], José Andrade-González[1], Iván Arriagada-Bascuñán[1], María Cabrera-Olivares[1], Valentina Castro-Gómez[1], Amaya Fuentes-Gamé[1], Camilo Guzmán-Piñones[1], Gabriela Lazcano-Prado[1], Nicolás López-Ovando[1], Valeska López-Palacios[1], Josefa Parada-Toledo[1], Benjamín Prado-Ahumada[1], Gabriela Ramírez-Tapia[1], Alessandra Riveros-Cortez[1], Génesis Robles-Zamora [1], Simón Stipetic-Velasco[1], María Villablanca-Yakcich[1], Maylee Yuan-Bustos[1].
(1) Geología, Facultad de Ingeniería, Universidad Andrés Bello, Viña del Mar, Chile

El margen activo del centro-sur chileno se caracteriza por presentar una subducción del tipo normal (~30°) de la placa de Nazca bajo la Sudamericana, con una tasa de convergencia de 7-9 cm/año y un azimut aproximado de N80°W. A lo largo de este margen convergente se han identificado procesos de acreción, donde el material es añadido a la placa continental. Este proceso de acreción puede ser de tipo basal o frontal, dependiendo de la cantidad de sedimentos en la fosa y de las características de la placa oceánica. La complejidad del margen continental chileno hace necesario completar los estudios asociados a los procesos que modelan el margen. En este contexto, el reprocesamiento de datos de sísmica multicanal disponibles ha llevado a realizar un análisis morfoestructural de la zona.

El área de estudio se ubica entre los 35 y 39°S, en la zona mar adentro de las regiones del Maule a la Araucanía. Para este estudio se realizó un procesamiento estándar que incluye: a) edición de trazas, b) divergencia esférica, c) filtro de frecuencia, d) análisis de velocidad de apilamiento, e) apilamiento y f) migración post-apilamiento. Los datos procesados, corresponden a 5 líneas sísmicas (RC2901-727, 728, 729, 730 y 732), adquiridas durante enero a febrero del año 1988 en el marco del proyecto "Mid-Ocean Spreading Ridge, Chile Ridge".

Algunos resultados preliminares, permiten identificar en la zona del talud continental reflexiones caoticas asociadas a antiguos slumps, acuñamientos y engrosamiento en los paquetes, los cuales pueden estar relacionados con eventos sin-tectónicos. Hacia el Este se reconocen reflectores discontinuos y localmente ondulados que estarían asociadas a periodos extensivos y compresivos del margen, espectivamente. Por otra parte, en la zona más somera de la plataforma continental se reconocen paquetes con terminaciones del tipo onlap y downlap que estan aociados a procesos de transgresión y regresión marina.

GMPE-5: Geología y geofísica marina

Anisotropy of magnetic susceptibility as a tool for characterizing palaeo-sedimentation conditions in continental shelf marine environments. The case of the Bahia Inglesa Formation.

Claudio Tapia[1], Gary Wilson[2].
(1) Department of Civil Works and Geology, Faculty of Engineering, Catholic University of Temuco, Temuco, Avenida Alemania Nº 0211- Casilla 15-D, Chile
(2) University of Otago, PO Box 56, Dunedin, 9054, New Zealand

Fabrics in sands and silts deposited in a water current environment are expected to show minimum susceptibility axes tilted in the flow direction (Rees and Woodall, 1975). From previous works on deep-sea turbidity currents, magnetic fabrics are strongly foliated with lineations that vary from parallel to perpendicular with respect to the flow of the depositing current (Ellwood and Ledbetter, 1977; Ellwood, 1979; Taira and Lienert, 1979; Ellwood, 1980, 1984). Anisotropy of Magnetic susceptibility (AMS) of six marine sequences south of Bahia Inglesa, Atacama Region, were investigated with the purpose to identify palaeo direction and strength of turbidity currents during the evolution of the Miocene – Pliocene coastal prism. Results indicate that sequences that with mudstone associations including sedimentary facies from finely laminated diatomaceous clayey siltstone to finely laminated diatomaceous silty very fine sandstone, have AMS values up to 4.6%. In contrast, turbidite facies have higher values of AMS up to 13%. Consequently, directional data were better defined in turbiditic sequences. We conclude that AMS integrated with sedimentology are an effective tool for differentiating turbidite deposits in continental shelf sequences and reconstructing directional components of the processes. References Ellwood, B.B. 1979. Sample shape and magnetic grain sizes: two possible controls on the anisotropy of magnetic susceptibility variability in deep-sea sediments. *Earth and Planetary Science Letters* **43**(2), 309–314. Ellwood, B.B. 1980. Application of the anisotropy of magnetic susceptibility method as an indicator of bottom-water flow direction. *Marine Geology* **34**(3–4), M83–M90. Ellwood, B.B. 1984. Bioturbation: minimal effects on the magnetic fabric of some natural and experimental sediments. *Earth and Planetary Science Letters* **67**(3), 367–376. Ellwood, B.B. & Ledbetter, M.T. 1977. Antarctic bottom water fluctuations in the Vema Channel: Effects of velocity changes on particle alignment and size. *Earth and Planetary Science Letters* **35**(2), 189–198. Rees, A.I. & Woodall, W.A. 1975. The magnetic fabric of some laboratory-deposited sediments. *Earth and Planetary Science Letters* **25**(2), 121–130. Taira, A. & Lienert, B.R. 1979. The comparative reliability of magnetic, photometric and microscopic methods of determining the orientations of sedimentary grains. *Journal of Sedimentary Research* **49**(3), 759–771.

GMPE-5: Geología y geofísica marina

Disociación de hidratos de metano como fuentes de emanaciones en la zona offshore de isla Mocha.

Ivan De La Cruz Vargas-Cordero[1], Umberta Tinivella[2], Lucia Villar-Munoz[3], Joaquim P. Bento[4].
(1) geologia, ingenieria, Universidad Andres Bello
(2) OGS Istituto Nazionale di Oceanografia e di Geofisica Sperimentale, Italia
(3) GEOMAR Helmholtz Centre for Ocean Research, Alemania
(4) Escuela de Ciencias del Mar, Pontificia Universidad Católica de Valparaíso, Valparaiso, Chile

El área offshore suroeste de Isla Mocha está caracterizada por una serie de emanaciones (seeps) de metano en zonas intermareales (50-200 mbnm) y profundas (hasta 1400 mbnm), cuyos orígenes están asociados a la formación biogénica y termogénica del metano. Estudios científicos han reportado la identificación del BSR en la zona, el cual es indicador de presencia de hidratos de metano. Geológicamente, la isla corresponde a un bloque alzado de la plataforma continental y por tanto está dominado por una serie de fallas geológicas. La alta sismicidad asociada a la región puede contribuir a la desestabilización de hidratos de metano, permitiendo el escape de fluidos a través de fallas y fracturas. En este trabajo presentamos estimaciones de hidratos de metano y gas libre usando el análisis de datos de reflexión sísmica disponibles. Se analizaron las líneas sísmicas RC2901-731 y SO161-35. La metodología incluye: a) estimación del campo de velocidad a través de la migración pre-stack en profundidad; b) análisis de las anomalías de velocidad; c) estimación de las fases gaseosas (hidrato y gas libre) comparando modelos teóricos en ausencia de gas con el modelo experimental y d) cálculo del gradiente geotérmico usando la profundidad del BSR y del fondo mar y la temperatura del fondo mar. Los resultados permiten reconocer zonas de alta y baja velocidad sísmica asociada a la presencia de hidratos de metano y gas libre, respectivamente. Las más altas concentraciones de hidratos se identificaron en las zonas del talud continental (>10% del volumen total de roca), mientras que las más altas concentraciones de gas libre se distribuyen en las zonas más someras cercanas al quiebre de la plataforma continental (>1% del volumen total de roca). Es posible identificar un gradiente geotérmico variable (40-70 °C/km) en correspondencia con la distribución lateral de las concentraciones de hidratos, en donde las más bajas concentraciones de hidratos están en correspondencia con altos valores de gradiente geotérmico. Los fluidos calientes profundos serían los responsables del aumento en los valores del gradiente geotérmico, en una región donde éstos aprovechan las fallas y fracturas como vías de escape cambiando la estabilidad de los hidratos y provocando su disociación. En consecuencia, importantes cantidades de gas metano migrarían lateralmente a través del talud superior hasta alcanzar zonas someras dando lugar a zonas de emanación de metano en el borde costero de la isla Mocha.

GMPE-5: Geología y geofísica marina

Estimación de hidrato de gas debajo de un área de emanación de fluidos en el Triple Punto de Chile

Lucia Villar-Muñoz[1], Ivan Vargas-Cordero[2], Joaquim P. Bento[3], Umberta Tinivella[4], Jan Behrmann[1], Francisco Fernandoy[2], Michela Giustiniani[4], Sergio Calderon-Diaz[2].
(1) Marine Geodynamics, GEOMAR, Kiel, Alemania
(2) Geologia, UNAB, Viña del Mar, Chile
(3) Oceanografia Fisica, PUCV, Valparaiso, Chile
(4) Geofisica, Istituto Nazionale di Oceanografia e di Geofisica Sperimentale , Trieste, Italia

Una gran cantidad de hidrato de metano está presente debajo del margen continental activo chileno, offshore Península de Taitao (a la altura de la Laguna San Rafael), en donde las placas de Nazca, Sudamérica y Antártica convergen en un punto triple. En esta zona inusual, el sedimento marino contiene cantidades de carbono orgánico que se convierten en metano principalmente por procesos termogénicos. Esta área es susceptible a cambios en el gradiente geotérmico, en donde se han reportado mediciones de flujo de calor (directas e indirectas) extremadamente anómalas debido a que se localizan precisamente en donde la dorsal de Chile está siendo subductada.

Si se produjera una liberación de este metano atrapado en el sedimento, hacia el océano y/o la atmósfera, el riesgo geológico asociado es aún impredecible. Por lo tanto es importante estimar las concentraciones de metano en esta zona. Aquí se presenta la distribución espacial, concentración y estimación de los hidratos de gas en el talud continental frente a la Península de Taitao (45°S-47°S). La geodinámica de esta parte de la frontera entre las tres placas es compleja y solo podemos realizar una estimación con una cantidad de perfiles sísmicos restringida, en donde la metodología incluye: a) identificación del BSR; b) modelamiento de la velocidad sísmica; c) análisis de las anomalías de velocidad; d) estimación de la concentración de la fase hidrato y gas libre; y f) estimación del gradiente geotérmico.

El análisis sísmico de la linea RC2901-751 muestra valores de concentración de hidrato <10% del volumen total del roca, y un elevado gradiente geotérmico, alcanzando un máximo de 190°C/km. Espacialmente los hidratos se localizan a escasa profundidad bajo el suelo marino (entre 90 y 280 mbsf), y la cantidad estimada para la fase hidrato y gas libre es de $7.21x10^{11}$ m^3 y $4.08x10^{10}$ m^3 respectivamente.

Debido a las menores concentraciones del gas libre, ya que el piso marino presenta un flujo de calor anómalo y variante, lo que podría desestabilizar las condiciones propicias para la formación y conservación del hidrato, probablemente se producirá la liberación masiva de metano hacia el océano-atmósfera. Se concluye que el área del punto triple es un área importante de escape de fluidos (seep) cuyo origen proviene de la disociación de hidratos y que nuevos programas de estudios y bases de datos deben ser obtenidas en esta región para una mayor comprensión de la tectónica regional.

MAGM-SG: Sesión General Magmatismo y Metamorfismo

Quantifying the rates of magma accumulation, differentiation, and cooling

Catherine Annen[1,2].
(1) School of Earth Sciences, University of Bristol, Bristol, United Kingdom
(2) University Grenoble Alpes, University Savoie Mont Blanc, CNRS, IRD, IFSTTAR, ISTerre, Grenoble, France

Magmatism is a complex process that cannot be fully understood without taking into account its spatial and temporal dimensions. Before solidifying or erupting, magmas are subjected to various processes involving mass and heat transfers. The chemical evolution of magmas requires a separation of melt from crystals, i.e. a differential move of the two phases. The presence of melt, its viscosity, and its ability to move are strongly controlled by temperatures. Cooling rates are in turn controlled by geometry. For example, the cooling rate of a quasi-spherical body is significantly different from the cooling rate of a sheet-like body. Similarly, the ascent rates of magma as a diapir is dramatically different from the ascent rate of magma within a dyke.

Geochronological, geophysical, and experimental data provide the framework of new conceptual models that describe magma transport and emplacement. With numerical simulation of magma emplacement and heat transfer, those conceptual models can be put to the test. The integration of field data, experiments, and simulations suggest that the transfer and emplacement of magmas within the crust is discontinuous. In a similar way to the cycles of activity that characterize volcanic eruptions, intrusive activity appears to be cyclic. Simulations show that only during periods of the highest magma fluxes can magmas accumulate in the upper crust and form vast shallow magma chambers that are able to feed the largest eruptions. Because of higher temperatures, the deeper levels of the crust are more favourable to the accumulation of melts and are believed to be where most differentiation occurs. In deep crustal hot zones, magma injection from the mantle, magma compaction, and crust partial melting lead to the generation of a large diversity of melts that sporadically move upwards and intrude the upper crustal levels.

Magma cooling times inferred from crystals radiogenic ages are often difficult to reproduce with heat transfer computation. This suggest that the crystals crystallised before reaching their final level or that geothermal gradients are higher than previously thought. Determining magma cooling and accumulation rates is not of academic interest only; it has societal implications as it affects our models of ore deposits formation, as well as our interpretation of the possible precursors of volcanic eruption.

MAGM-SG: Sesión General Magmatismo y Metamorfismo

Permo-Triassic (~284–221 Ma) magmatism of SW North America: Petrological constraints of initiation of the Cordilleran magmatic arc in NW Mexico

Harim Arvizu[1,2], Alexander Iriondo[1].
(1) Centro de Geociencias, Universidad Nacional Autónoma de México, Juriquilla, Querétaro, México
(2) Departamento de Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias Químicas, Universidad de Concepción, Concepción, Chile

Permo-Triassic magmatism is exposed in NW Mexico and has been considered part of a nascent cordilleran magmatic arc of Late Paleozoic to Early Mesozoic age that extends from SW North America, across Mexico and into the northern part of South America. In the Early Paleozoic time, the western part of Pangea experienced approximately east-west convergence that generated a nascent NW-SE, east-dipping, subduction zone that started consuming the proto-Pacific oceanic plate (Mezcalera plate?). Initiation of the Cordilleran magmatic arc in southwestern Laurentia is marked by an intrusion of granitoid plutons along the west coast of North America during Permo-Triassic time. The Permo-Triassic granitoid rocks (~284–221 Ma), discovered in NW Sonora, Mexico, intrude Paleoproterozoic basement rocks (~1.7–1.6 Ga) of southwestern Laurentia (mostly Yavapai-type crust). The granitoids are dominated by granodiorites and granites and are divided in three suits: melanocratic, leucocratic and pegmatite-aplite suite. Melanocratic granitoids have I-type signatures (metaluminous: biotite and hornblende), while leucocratic granitoids are peraluminous and present biotite, muscovite and sometimes garnet (S-type granites). All granitoid rocks belong to the medium- to high-K calc-alkaline series and present typical characteristics of subduction type rocks, with enrichment in LILE and LREE over HFSE and HREE with pronounced negative Nb-Ta and positive K and Pb anomalies. All available data, including field and petrographic relationships, mineral chemistry, bulk major and trace element compositions, and zircon Hf-isotopes suggest that granitoids were sourced primarily from Paleoproterozoic basement rocks (~1.7–1.6 Ga) of SW Laurentia (Yavapai-type crust) through processes of assimilation and/or magma mixing. We propose that Permo-Triassic magmas were formed in the early stage of a nascent active continental margin established in SW North America during the northeastward subduction of a paleo–Pacific oceanic plate beneath the North America craton. Specifically, Permo-Triassic subduction-related magmatism in NW Sonora was triggered by partial melting of different crustal protoliths driven by basaltic underplating. Accordingly, evolved isotope and geochemical signatures were recorded in the early stage of the nascent Cordilleran magmatic arc of Late Paleozoic in the SW Laurentia margin. Research supported by projects CONACYT 82518 & 129370 and PAPIIT 113906 & 116709 to A. Iriondo.



The enigmatic pre-Devonian volcanic and sedimentary rocks at Cerro Chilla, Bolivia: Their probable age, regional context and geodynamic significance

Heinrich Bahlburg[1], Udo Zimmermann[2], Ramiro Matos[3], Nestor Jimenez[4].
(1) Institut fuer Geologie und Palaeontologie, Geosciences, University of Muenster
(2) Department of Energy Resources, University of Stavanger, Stavanger, Norway
(3) Instituto de Investigaciones Geológicas y del Medio Ambiente, Universidad Mayor de San Andrés, La Paz, Bolivia
(4) Universidad Mayor de San Andrés, Instituto de Investigaciones Geológicas y del Medio Ambiente, La Paz, Bolivia

In the central Andes, pre-Devonian magmatic rocks are widespread only in NW Argentina where they are mainly linked to the Ordovician Famatinian active margin. Coeval volcanism occurs locally on the Altiplano of southern Perú and is unknown from Bolivia. Neoproterozoic volcanism is not recorded in Bolivia or Perú. However, zircon age data from Phanerozoic rocks of the area suggest the presence of a hidden Brasiliano-age magmatic arc located east of the Altiplano. On the Altiplano near La Paz, a pre-Devonian strongly deformed association of mafic volcanism with volcaniclastic sandstones and conglomerates occurs at Cerro Chilla. We present new whole rock geochemical data, and U-Pb ages and Hf isotope data of detrital zircons to determine the age and nature of this magmatism. The volcaniclastic rocks are quartz-intermediate and rich in resorption embayed quartz of magmatic origin. Lavas and tuffs are andesitic and geochemically transitional between calc-alkaline and tholeiitic. The compositions show contamination by continental crust with enrichment in incompatible elements compared to MORB and La/Yb(N) values of 3-5. Trace and REE patterns lack an arc affinity and may be representative of continental tholeiites. U-Pb ages of detrital zircons (n= 124) range between 1750 and 800 Ma with major maxima between 1300 and 1200 Ma (37% of all ages). Ordovician and Brasiliano/Pampean ages typical of Gondwana and the proto-Andean region are absent. Noting that Ediacaran and younger ages are present in virtually all analyzed Phanerozoic sedimentary rocks we conclude that the volcanosedimentary unit at Cerro Chilla most likely is of pre-Ediacaran, probably Cryogenian age, a novelty in the central Andes. epsHf isotope values of detrital zircons (n= 54) range between -14 and +8. Juvenile values cluster around TDM of 1500 Ma. All data form an array reflecting either a continuous isotopic crustal evolution of zircons derived from juvenile protoliths at 1500 Ma or they reflect protracted juvenile magmatism between 1500 and 900 Ma with increasing amounts of crustal contamination with decreasing age. There is no pronounced vertical data array at 1000 Ma which is present throughout detrital zircon populations from the central Andes and which reflects crustal contamination during the Sunsas orogeny. We conclude that the detrital zircons from the Cryogenian Cerro Chilla unit were derived from juvenile sources connected mainly to the Rondonia-San Ignacio orogeny of SE Amazonia.

MAGM-SG: Sesión General Magmatismo y Metamorfismo

Experimental constraints on metasomatism of mantle wedge peridotites by carbonatitic melts

Alexandre Corgne[1], Manuel Schilling[1], Michel Grégoire[2], Jessica Langlade[3], Santiago Tassara[4], José Maria González-Jiménez[5].
(1) Universidad Austral de Chile
(2) Géosciences Environnement Toulouse
(3) Institut Universitaire Européen de la Mer
(4) Universidad de Chile
(5) Universidad de Granada

Experiments were run at 1.5-2.5 GPa and 1100-1300ºC to investigate the petrological imprints of carbonatitic metasomatism on mantle wedge peridotites at depths between 50 and 80 km. Reaction couples were prepared using a powdered calciocarbonatite from Tanzania placed in contact with cored samples of depleted spinel and spinel-garnet lherzolites from Pali Aike, Chile. The Pt capsules containing the samples were lined with graphite to avoid Fe-loss and have fO2 conditions relevant to the subcontinental mantle. Textural and chemical analyses of the run products allow us to identify key features of modal metasomatism by calciocarbonatitic melts. One of the main changes in phase relations is the incongruent dissolution of primary orthopyroxene (Opx1) to form a fine intergrowth of secondary clinopyroxene (Cpx2) and olivine (Ol2). The proportion of Ol2 drops greatly away from the dissolution front, leaving only Cpx2 present at the contact with the carbonatitic melt. This suggests that dissolution of olivine also occurred. This is supported by changes at primary olivine (Ol1) grain boundaries. First, the melt-Ol1 interface was moved deeper into the lherzolite and reveals a smooth and sinuous shape typical of dissolution. Melt percolation at Ol1 grain boundaries formed calcite-filled veinlets and rims chemically distinct from the primary composition. Both Ol1 rims and secondary Ol2 show fairly similar chemistry. At 2.5 GPa, they are enriched in Mg, Ca and Mn and depleted in Fe and Ni. At 1.5 GPa, they remain enriched in Ca and Mn, but are Mg-poor and Fe-rich. Primary clinopyroxene, spinel and garnet appear mostly unaffected by metasomatism. At low pressure, primary spinel developed a rim enriched in Fe and depleted in Al and Mg compared to core value. Following Opx1 and Ol1 dissolution, the carbonatitic melts are enriched in Si and Mg compared to the starting carbonatite. Slight differences in Si, Mg and Ca melt contents at 1.5 and 2.5 GPa indicate that the dissolution of Ol1 may be enhanced relative to that of Opx1 at high pressure. Calciocarbonatitic metasomatism also led to the precipitation of calcite and zoned secondary diopsidic clinopyroxene (Cpx3). Calcite contains twice the amount of MgO at high pressure owing to the precipitation from a slightly more magnesian melt. Our experimental results will be used to discuss some of the petrological arguments presented to support modal metasomatism by carbonatitic melts in several suprasubduction settings.

Petrogéneis del campo volcánico Los Tuxtlas, Veracruz, México: Caracterización del manto por debajo de la porción sureste de la subducción de la placa de Cocos

Beatriz Díaz Bravo[1], Carlos Ortega Obregón[2].
(1) Geoquímica , Instituto de Geología , Universidad Nacional Autónoma de México
(2) Geoquímica , Centro de Geociencias , Universidad Nacional Autónoma de México , Juriquilla, Querétaro, México

El campo volcánico de Los Tuxtlas (CVT) se localiza en la costa sureste del Golfo de México, en el estado de Veracruz. Éste, representa la única manifestación de volcanismo originado después del restablecimiento de la actividad magmática entre la terminación este de la Faja Volcánica Transmexicana y el arco volcánico de centro América después de un periodo de inactividad entre los 10 y 7 Ma. El origen de las rocas del CVT se ha relacionado con la subducción de la placa de Cocos por debajo del sureste de México y sus productos magmáticos han sido caracterizados como fundidos del manto modificados por los componentes de la subducción y la corteza continental (Nelson y Gonzalez-Caver, 1992 y 1995). En este trabajo se muestra una nueva caracterización de la geoquímica del magmatismo del CVT que incluye la determinación de la fuente magmática y su caracterización litológica, así como un modelo petrogenético acorde a los nuevos estudios acerca del régimen dinámico de subducción (Manea *et al.*, 2013), y con base al conocimiento actual acerca de la ocurrencia del magmatismo de intraplaca de tipo OIB en ambientes tectónicos alejados de la influencia de plumas del manto que han generado volcanes oceánicos como los de Hawaii. Parte de la variedad magmática del CVT incluye picritas, basanitas, basaltos alcalinos y algunos basaltos calcialcalinos los cuales representan a magmas que se encuentran en equilibrio con el manto de olivino (magmas primitivos con Mg# > 68). Dicha característica nos ha permitido utilizar la metodología taxonómica de discriminación litológica basada en el contenido de CaO y NiO en fenocristales de olivino (analizados por LA-ICP-MS), así como la posibilidad de determinar el rango de temperaturas de equilibrio de olivino-líquido y temperaturas potenciales del manto (Tp). Lo anterior representa una oportunidad para esclarecer el origen de los productos ricos en MgO y FeO (10-16 wt%, AVG= 13.6 wt%, 9.8-12.3 wt%, AVG= 11, respectivamente) del CVT, los cuales, en primera instancia, requieren de altos grados de fusión y una alta Tp parámetros propios, por lo general, de la presencia de una anomalía térmica en el manto. Sin embargo, los resultados de nuestra investigación exhiben la necesidad del planteamiento de una hipótesis alternativa de enriquecimiento en MgO y FeO asociada al proceso de subducción y la naturaleza del manto por debajo del CVT.

MAGM-SG: Sesión General Magmatismo y Metamorfismo

Los granitos orbiculares de la región de Atacama. Hipótesis sobre la génesis de las estructuras orbiculares

Juan Díaz-Alvarado[1], Carmen Rodríguez[2], Natalia Rodríguez[1], Carlos Fernández[2].
(1) Departamento de Geología, Facultad de Ingeniería, Universidad de Atacama, Copiapó, Chile
(2) Departamento de Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias Experimentales, Universidad de Huelva, Huelva, España

Las estructuras orbiculares representan exóticos ejemplos de cristalización magmática. Si bien pueden ser relacionadas por sus texturas esferulíticas o concéntricas alrededor de un núcleo, la variedad composicional y textural y la diferente disposición de sus elementos hace difícil obtener una teoría simple sobre su origen y proceso de formación. En la región de Atacama se han encontrado hasta 3 cuerpos orbiculares. Entre ellos el más conocido y estudiado es el granito orbicular de Caldera (Aguirre *et al*., 1976; Díaz-Alvarado *et al*., 2017). Está conformado por estructuras orbiculares incluidas en una matriz granodiorítica. A su vez, estas estructuras están compuestas por un núcleo Qtz-diorítico y un armazón gabróico con texturas esferulíticas frente a las texturas equiaxiales que caracterizan núcleo y matriz. Esta disposición y texturas que caracterizan el granito orbicular de Caldera son similares a las observadas en el granito orbicular de Ojanco Viejo, localizado en los plutones Cretácico Inferior al sureste de Copiapó. Las principales diferencias entre las estructuras orbiculares de ambos cuerpos intrusivos es la composición más básica de este último, presentando núcleos con una textura acumulada de Hbl+Px y menor Pl, un extenso armazón leucocrático formado fundamentalmente por Pl y varios anillos máficos en contacto con una matriz diorítica. Las estructuras orbiculares que caracterizan el granito orbicular de Flamenco, localizado al norte del plutón del mismo nombre, son completamente diferentes de los otros cuerpos orbiculares descritos. Su morfología orbicular se debe a la presencia de varios anillos concéntricos a lo largo de la estructura compuestos por Px+Hbl+Pl, algunos de los cuales presentan los minerales máficos ortogonales a la superficie de contacto de estos anillos. No se observa un núcleo claramente destacado del armazón orbicular, presentando una variación composicional mineralógica entre diorita a Qtz-diorita. El ambiente plutónico donde se generan las estructuras orbiculares descarta en la mayoría de los casos grandes variaciones de presión y temperatura para generar las orbículas. Las variaciones en la cantidad de H_2O presente en el magma ha sido propuesto como motor de las texturas esferulíticas características de estas estructuras, siendo el volumen de estas variaciones y la composición de partida las principales causas de las diferencias observadas en los granitos orbiculares de la región de Atacama.

Petrografía y mineralogía del Macizo Carbonatico, Sierra el Roble, Región de Atacama, Chile

Fabrizio Fuentes[1,2], Wilson Godoy[2], Gustavo Miranda[1,2], Andrew Menzies[3,4], Samuel Scheller[5], Roald Tagle[5]
(1) Museo Mineralógico, Universidad de Atacama, Copiapó, Chile
(2) Departamento de Geología, Facultad de Ingeniería, Universidad de Atacama
(3) Centro de investigación y estudios mineralógicos, Universidad Católica del Norte, Antofagasta, Chile
(4) Departamento de Ciencias Geológicas, Universidad Católica del Norte, Antofagasta, Chile
(5) Bruker Nano GmbH, Alemania

Resumen El Macizo Carbonatico, alojado en el intrusivo Sierra el Roble (165-159 Ma) en la cordillera de costa de la Región de Atacama, se encuentra a 45 km al noreste de la ciudad de Caldera, en el cual desde el año 2015 la Mina Estanco S.A. ha realizado exploraciones enfocadas en la búsqueda de elementos de tierras raras (REE) en zonas pegmatíticas. Actualmente, resulta interesante evaluar el potencial económico de REE en los macizos carbonaticos, pero para esto es necesario comprender el contexto geológico local involucrado en formación. Para obtener la información se realizó una campaña de terreno de alrededor 15 días, en los cuales se seleccionaron ejemplares litológicos y mineralógicos representativos, los cuales fueron analizados mediante microscopia polarizada de luz transmitida y micro-fluorescencia de rayos X (μFRX). El depósito se clasifica como un skarn de calcio, el cual es evidenciado por las principales fases minerales identificadas: wollastonita (Wo), calcita (Ca), grosularia (Grs), hedenbergita (Hd), diopsido (Di), enstatita (En), clinoenstatita(Cen), augita (Agt), ferrohornblenda (Fe_2-hbl), vesuvianita (Ves), tremolita (Tr), sillimanita (Sill) y cuarzo (Qz). Se determinó la siguiente zonación metamórfica-metasomatica de las unidades litológicas definidas, ordenadas desde la fuente de calor (tonalita) hacia partes más distales: tonalita > skarn piroxeno-calcita > skarn grosularia-piroxeno-calcita > skarn tremolita-calcita > skarn wollastonita-grosularia > corneana piroxeno > corneana Cuarzo > mármol, la cual representa la interacción de la roca caja, con los sucesivos pulsos metasomáticos. PalabrasClaves: Región de Atacama, XVCongreso Geológico, Sierra el Roble, Macizo Carbonatico, Metasomatismo, μFRX. La Sierra el Roble se encuentra a 45 km al noreste de la ciudad de Caldera en la Cordillera de la Costa de la región de Atacama, en la cual se encuentra el intrusivo Sierra el Roble (165-159 Ma) (Godoy y Lara, 2005), el cual se encuentra en contacto con el basamento Epimetamórfico de Chañaral–Fm. Las Tórtolas de edad Ordovícico a Devónico (Ulriksen, 1979; Naranjo y Puig, 1984). Los intrusivos son de carácter regional y se caracterizan por presentar pequeños cuerpos feldespático-pegmatíticos (Venega, 2015; Peña, 2017) y pequeños macizos carbonaticos (Godoy, 2018; Fuentes, 2018). Uno de estos macizos carbonaticos perteneciente a la Mina Estanco S.A. fue explotado para obtener cal de los carbonatos, dejando expuestas las diferentes litologías. Resultan interesantes las variaciones mineralógicas y texturales de la zona, de los cuales destacan los carbonatos de color azul, gris y verde, variedades de piroxenos, granates, wollastonita y anfíboles. El año 2015 la Mina Estanco S.A. realizó una exploración de elementos de tierras raras (REE) (Venegas, 2015) en la propiedad minera resultando factible un depósito pegmatiticos-feldespático tipo NYF, sub-tipo allanita-monazita (Venegas, 2015; Peña, 2017), lo cual genera el interés de analizar el macizo carbonatico en búsqueda de un potencial económico en REE (Godoy, 2018). Mediante la información recopilada en terreno, la mineralogía óptica y mapas elementales de μFRX, se contrastan determinando las principales paragénesis, logrando así definir las unidades litológicas del macizo carbonatico, lo que permite reconstruir la zonación metamórfica-metasomatica de este depósito. Para la obtención de la información se realizó una campaña de terreno de 15 días, en los cuales se tomaron muestras representativas, se analizaron los contactos entre estas unidades y también se seleccionaron ejemplares mineralógicos. Posteriormente en una etapa de gabinete, se validaron las clasificaciones de campo y se seleccionaron ejemplares representativos para la confección de cortes transparentes, los cuales fueron descritos en los laboratorios del Museo Mineralógico de la Universidad de Atacama. Adicionalmente se analizaron mediante μFRX, con el equipo M4 Tornado de Bruker, ubicado en las dependencias del departamento de Ciencias geológicas, de la Universidad Católica del Norte. Finalmente, la información química obtenida por μFRX y la información óptica se contrasta, permitiendo determinar las principales fases minerales, relaciones texturales y tipos litológicos. Los piroxenos identificados en las unidades corresponden principalmente a clinopiroxenos del tipo diópsido, hedenbergita, augita, todos ellos presentan variadas concentraciones de calcio, y a través de las variaciones ópticas pudieron ser diferenciadas. Cabe destacar que también se identificaron dos piroxenos ricos en magnesio, la clinoenstatita y la enstatita. Generalmente se presentan como agregados cristalinos de tamaño < 0,5 mm, los cuales son imperceptibles en muestras de mano. Los minerales pertenecientes al grupo de la wollastonita identificados, son la wollastonita y la wollastonita 2M, los cuales fueron diferenciados por sus propiedades ópticas. Generalmente se presentan como agregados euhedrales que varían en tamaño desde 0.3 mm a 10 cm. El granate identificado es la grosularia, esta fue identificada por las concentraciones de aluminio y calcio, y también por las propiedades físicas de los granates. Generalmente estos cristales se presentan como agregados masivos granulares euhedrales, los cuales varían desde 0.2 mm a 1 cm. El carbonato identificado es la calcita, la cual presenta variaciones de tamaño, que van desde agregados masivos anhedrales de tamaño 0.3 mm, agregados masivos euhedrales de tamaño 1 mm a 2 cm y agregados pegmatiticos de tamaño 2 cm a 30 cm. Cabe destacar las calcitas presentan variaciones de color, que van desde el azul, celeste, verde, gris e incoloro. Los anfíboles identificados corresponden

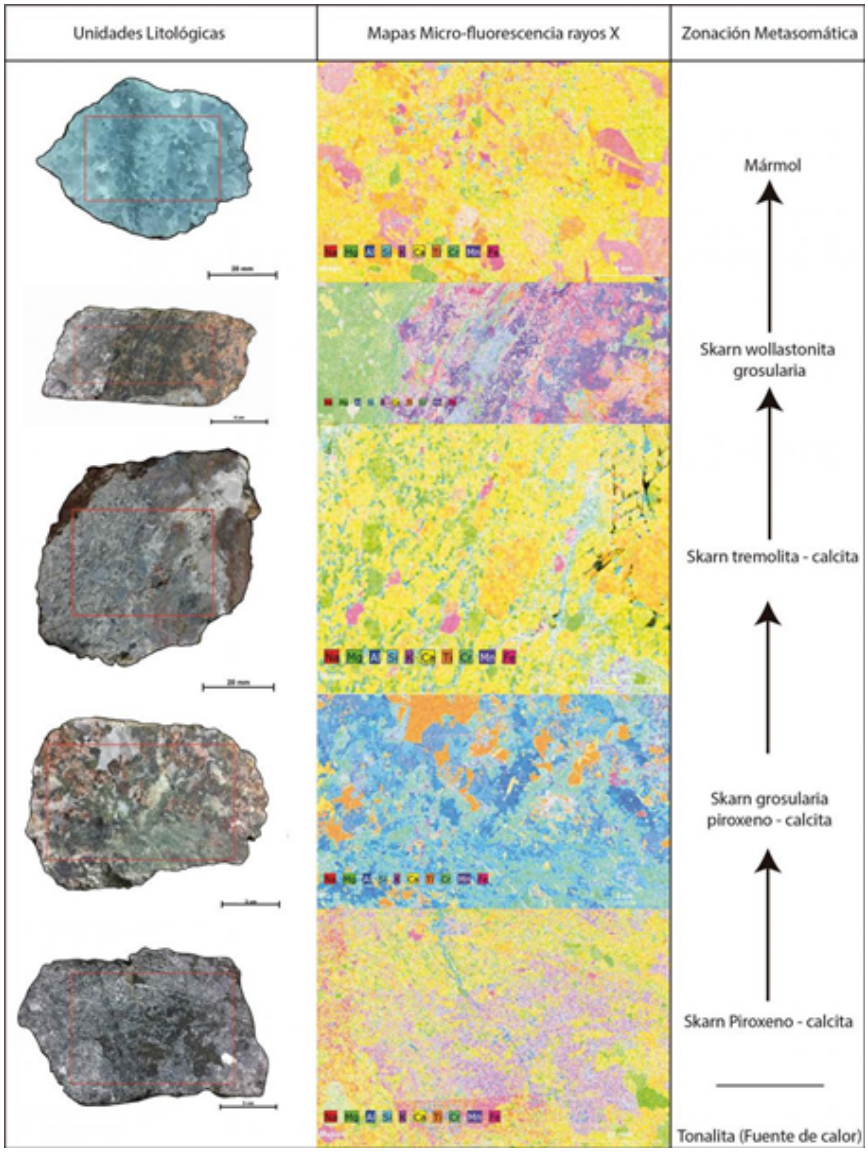
a ferro-hornblenda, magnesio-hornblenda y tremolita, estas fueron identificada mediante datos ópticos. Las hornblendas se presentan como cristales diseminados subhedrales y las tremolitas se presentan como agregados fibrosos subhedrales. Los anfíboles presentan tamaños que van desde los 0,3 a 1 mm. Roca metasomática con textura granoblástica la cual se compone de alrededor de un 75% de cuarzo de 0.3 a 1 mm, 10% de grosularia de 0.3 a 0.5 mm, 3% de plagioclasas 0.1 a 0.4 mm, 7% de sillimanita (fibrolita) 0.4 a 1 mm, 3% biotita de 0.1 a 0.2 mm y un 2% de zircones Roca metasomática con textura granoblástica y nematoblástica, la cual se compone de un 50% de grosularia de 0.2 a 0.7 mm, 13% de diópsido de 0.1 a 0.6 mm, 7% enstatita de 0.1 a 0.6 mm, 5% hedenbergita 0.1 a 0.6 mm, 20% de calcita de 0.8 a 2 mm, 5% vesuvianita 0.1 a 0.3 mm. Esta unidad presenta alteración a arcilla leve y óxidos de hierro en piroxenos.

Roca metasomática con textura granoblástica y nematoblástica, la cual se compone de un 30% de grosularia de 0.5 a 2 mm, 55% de wollastonita 1.2 mm a 10 cm, 10% de piroxeno de 1 a 1.8 mm y 5% de calcita de 0.3 a 1 mm. Esta unidad presenta alteración a óxidos de hierro leve. Roca metasomática con textura granoblástica, la cual se compone de un 70% de calcita 0.3 a 30 mm, 20% de tremolita de 0.1 a 0.3 mm, 5% de grosularia 0.1 a 0.3 mm y un 5% de sillimanita de 0.3 a 0.6 mm. Esta unidad presenta alteración a sericita moderada en tremolita y arcilla leve en todos los minerales. Roca metasomática con textura granoblástica, la cual se compone de un 18% de clinoenstatita de 0.4 a 1 mm, 22% de diópsido de 0.4 a 1 mm, 20% de cuarzo de 0.1 mm, 15% de grosularia de 0.1 mm, 12% de ferro-hornblenda de 0.1 a 0.3 mm y 13% de calcita de 0.3 a 1.5 mm. Esta unidad presenta alteración a óxidos de manganeso moderado y arcilla leve. Roca metamórfica granoblástica la cual se compone de un 84% de calcita de 0.3 mm a 3 cm y un 15% de augita de 0.1 a 0.2 mm. Cabe destacar que esta unidad presenta pequeñas variaciones mineralógicas, presentando minerales como wollastonita de 0.1 mm, apatito < 0.1 mm en bajas concentraciones 1%. Esta unidad presenta alteración a arcilla leve. Roca ígnea intrusiva, fanerítica, holocristalina, equigranular que se compone de un 25% de cuarzo anhedral de 0.4 a 0.6 mm, un 2% de ortoclasa anhedral de 0.2 a 1.2 mm, un 53% de plagioclasa subhedral de 0.5 a 1.3 mm, 10% de biotitas subhedrales de 0.5 a 1.6 mm, 3% de enstatita subhedral de 0.1 a 0.2 mm, 5% de magnesio-hornblenda de 0.3 a 1 mm y 2% de zircón anhedral < 0,1 mm. Esta unidad presenta alteración a óxidos de hierro intensa en piroxeno, sericita leve en plagioclasa y arcilla leve. Roca metamórfica granoblástica la cual se compone de minerales Los minerales identificados, su abundancia y paragénesis permiten denotar el origen metasomático, del macizo carbonatico, como también la distribución espacial de las unidades definidas determinan su respectiva zonación metamórfica-metasomática la cual corresponde a un depósito tipo Skarn. Se infiere que el origen del metamorfismo-metasomatismo proviene de la unidad intrusiva tonalítica Plutón Sierra el Roble (Godoy, 2018), el cual de manera heterogenia produjo el metasomatismo de contacto generando la siguiente secuencia ordenada desde la fuente hacia la periferia (Godoy, 2018; Fuentes, 2018): Tonalita > Skarn Px-Cal > Skarn Grs-Px-Cal > Skarn Tr-Cal > Skarn Wo-Grs > Corneana Px > Corneana Qz > Mármol Esta zonación propuesta es concordante con la zonación metasomática idealizada de los skarn de calcio, en la cual se presentan los frentes de reacción metasomatica durante el flujo progresivo de fluidos desde la fuente (Meinert *et al.*, 2005). El primer evento es de carácter metamórfico el cual formó las rocas corneanas y mármoles; posteriormente se presenta el flujo rico en sílice el cual interactúa con las rocas previamente metamorfizadas, generando el frente de Wo; El tercer flujo corresponde a la liberación de hierro y magnesio, la cual genera frentes de piroxenos y anfíboles; finalmente se genera el flujo de aluminio, el cual al sobre-imponerse a los frentes anteriores se forman las Grs.

- Fuentes, F. (2018). Mineralogía del Macizo Carbonatico, Sierra el Roble, Región de Atacama, Chile. Memoria de título. Universidad de Atacama, Copiapó, Chile. En prep.
- Godoy, E y Lara, L (2005). Hoja El Salvador Occidental, Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geológica Básica, No.90, 72 p., 1 mapa escala 1:250000, Santiago.
- Godoy, W. (2018). Geología y revisión del potencial económico de elementos de tierra raras en el Macizo Carbonatico, Sierra el Roble, Región de Atacama, Chile. Memoria de título. Universidad de Atacama, Copiapó, Chile. En prep.
- Meinert, L., Dipple, G., Nicolescu, S. (2005). World Skarn Deposits. Society Economic Geology, 100th anniversary volume, 299-336 p.
- Naranjo, J., y Puig, A. (1984). Hojas Taltal y Chañaral, regiones de Antofagasta y Atacama, Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, No. 62-63, 140 p.
- Peña, P. (2017). Ocurrencia y cuantificación de elementos de tierras raras en depósito feldespático/pegmatítico Mina Maciso, Región de Atacama. Memoria de título. Universidad Católica del Norte, Antofagasta, Chile. 174 p.

- Ulriksen, C. (1979). Regional geology, geochronology and metallogeny of the Coastal Cordillera of Chile between 25°30' y 26°00'S. M.Sc. Thesis (Unpublished). Dalhousie University, Halifax, Canada. 221 p.

- Venegas, D. (2015). Caracterización, génesis y evolución de "Mina Maciso", depósito pegmatítico tipo tierras raras, Cordillera de la Costa, Región de Atacama, Chile. Memoria de título, Universidad de Atacama, Copiapó, Chile. 120 p.



La figura representa la zonación metasomática y distribución espacial de las principales litologías del macizo carbonatico, junto a su respectivo mapa de micro-fluorescencia de rayos X. El metasomatismo puede ser dividido en cuatro grandes eventos. El primer evento es de carácter metamórfico el cual formó las rocas corneanas y mármoles; posteriormente se presenta el flujo rico en sílice el cual interactúa con las rocas previamente metamorfizadas, generando el frente de wollastonita; El tercer flujo corresponde a la liberación de hierro y magnesio, la cual genera frentes de piroxenos y anfíboles; finalmente se genera el flujo de aluminio, el cual al sobre-imponerse a los frentes anteriores se forman las grosularia (Fuentes, 2018; Godoy, 2018).

MAGM-SG: Sesión General Magmatismo y Metamorfismo

Evidencias petrográficas de procesos de deformación durante la exhumación de las rocas ultramáficas en Chiloé continental

María Francisca González[1], Francisco Fuentes[2], Francisco Hervé[3], Mauricio Calderón[2].
(1) Carrera de Geología, Ingeniería, Universidad Andrés Bello, Santiago, Chile
(2) Laboratorio de Análisis de Sólidos , Ingeniería, Universidad Andrés Bello, Santiago, Chile
(3) Departamento de Geología, Ciencias de la Tierra, Universidad de Chile, Santiago, Chile

Introducción

En el sector costero de los Andes Patagónicos en el dominio de la Provincia de Palena, entre los 41°44-42°12S, afloran rocas ultramáficas definidas en trabajos previos como harzburgitas, gabros y serpentinitas (Hervé *et al.,* 2017). Se encuentran asociadas con basaltos almohadillados y sedimentos turbidíticos, y se disponen alineadas con la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui. El modo en el cual estas rocas fueron exhumadas no ha sido evidenciado con propiedad. Caracterizaciones geoquímicas y petrográficas en conjunto, entregan sólidas evidencias en estudios de reconstrucciones tectónicas (Deschamps *et al.*, 2013; Barnes *et al.*, 2014), las cuales no han sido realizadas con detalle en el sector de estudio. A manera de contribuir a entender los procesos involucrados en la exhumación de las rocas en cuestión, un detallado análisis petrográfico es expuesto en esta investigación. Las texturas observadas en las rocas ultramáficas evidencian deformación bajo un régimen tectónico de cizalle con una diferencial distribución de la deformación, evidenciando una posible estructura que generó deformación y exhumación del manto superior.

Geología local

La geología del área está constituida de rocas intrusivas de edad Jurásica, Cretácica y Miocena que forman al Batolito Patagónico Norte (BPN). Según los registros del Sernageomin las rocas jurásicas corresponden a dioritas, gabros, monzodioritas, granodioritas y tonalitas. Las Intrusiones cretácicas consisten principalmente en monzogranitos variando de granodiorítico a sienítico en composición modal. Rocas miocenas corresponden a granodioritas, dioritas y tonalitas (Sernageomin, 2003). También afloran rocas ultramáficas cuya extensión en el sector es desconocida. Estas rocas han sido estudiadas por Hervé *et al.*, 2017, en Caleta Puelche, Pichicolo y Península Huequi, clasificándolas como harzburgitas con textura protogranular y serpentinitas de grano fino. Otra unidad geológica presente en el sector corresponde a rocas metamórficas dentro de las que se incluyen: metasedimentitas y metavolcanitas con edad de deposición Paleozoica superior, con base en el hallazgo de trilobites devónicos en Buill, y que pertenecen al Complejo Acrecionario (Pankhurst *et al.*, 1992; Silva y Hervé, 2000); metasedimentitas y metavolcanitas del complejo epi-metamórfico Llancahué el cual aflora en Isla Pelada e Isla Llancahué (Cembrano, 1990). Según dataciones U-Pb en Zircones detríticos (Hervé *et al.*, 2017) se evidencia una edad máxima posible de depositación Eocena temprana-tardía para algunas rocas pertenecientes al complejo epi-metamórfico en Isla Llancahué. La cobertura Cenozoica en el área de estudio corresponde a la Formación Ayacara (Levi *et al.*, 1966) formada por una sucesión turbidítica compuesta de areniscas, limolitas, conglomerados y tobas que se extiende entre el estuario de Reloncaví y Chaitén. Estructuras: Una estructura de gran longitud presente en Chiloé continental corresponde a la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui (ZFLO) que se extiende por casi 1.000 km mayormente a través de heterogéneas y deformadas rocas plutónicas cenozoicas del Batolito Patagónico Norte y segmentos de muros de rocas metamórficas.

Metodología

La metodología consistió en la descripción petrográfica de 11 cortes transparentes mediante un microscopio de luz polarizada perteneciente al Laboratorio de Geología de la Universidad Andrés Bello. La litología de las rocas corresponde a peridotitas y serpentinitas pertenecientes al proyecto Fondecyt Nº1180457. Las muestras fueron obtenidas de Caleta Puelche y Península Huequi. Mediante la descripción petrográfica fueron observadas mineralogía primaria, mineralogía secundaria y las texturas presentes en los cortes transparentes. Espectroscopia Raman fue utilizada en dos muestras para poder detectar el tipo de serpentina. El equipo utilizado fue RENISHAW perteneciente a la Facultad de Ciencias de la Universidad de Chile.

RESULTADOS Petrografía: A través de la observación de los 11 cortes transparentes las muestras fueron clasificadas en base a su porcentaje modal en: dos lherzolitas, dos harzburgitas y una dunita en Península Huequi y 6 serpentinitas con posibles protolitos de harzburgita y lherzolita en Caleta Puelche.

Peridotitas: Las texturas observadas en las lherzolitas corresponden a una transición de protogranular a porfiroclástica, marcadas bandas *kink* en olivinos y con algunos cristales elongados y orientados con una dirección preferente. Las harzburgitas presentan textura porfiroclástica con cristales de olivino con marcadas bandas *kink* y elongados en una dirección cercanamente preferente,

presentan recristalización en los bordes y fracturas de olivinos. La serpentinización en las peridotitas de Península Huequi es a través del reemplazo de minerales de olivino en bordes y fracturas donde fracturas de mayor extensión dan lugar a vetillas con distintas temporalidades. En dos muestras, cuyos minerales están muy fracturados, las vetillas tienen formas asbestiformes (cros-fiber y slip-fiber) que es típica del crisotilo (Wicks y Whittaker, 1977). Serpentina reemplazando por los bordes y fracturas es acompañada por brucita y generan formas lenticulares en minerales de olivino.

Serpentinitas: Las serpentinitas varían de un 20 a un 57% en porcentaje modal en minerales de serpentina. Presentan cristales (0,1-0,6 mm) nematoblásticos de olivino, ortopiroxeno y serpentina lepidoblástica. Estas muestras tienen una marcada foliación y textura transicional de porfiroclástica a equigranular tabular debido a una intensa recristalización. Se observan estructuras de cizalle tal como plegamiento intrafoliar e indicadores cinemáticos que indican un sentido dextral de movimiento. Con base en las características anteriores serpentinitas son clasificadas como milonitas. La textura más común de serpentinización observada en las serpentinitas es interpenetrativa (Interpenetrating texture) con serpentina lepidoblástica. Espectroscopia Raman: Los espectros obtenidos corresponden a una muestra de lherzolita perteneciente a Península Huequi y una serpentinita de Caleta Puelche. La comparación de las bandas obtenidas con patrones y bandas características observadas en otras investigaciones (Groppo *et al.*, 2006; Schwartz, 2013) nos indican la existencia de una mezcla de fases entre lizardita-antigorita en la lherzolita y la existencia de la fase antigorita en la serpentinita.

Discusión y Conclusión

Según la definición de Mercier y Nicolas (1975) la textura porfiroclástica es la gradación superior de la textura protogranular la cual es generada por la superposición de un flujo plástico en las rocas que induce la formación de las bandas *kink* en olivinos. El flujo plástico se desarrolla durante la intrusión en la corteza o a movimientos en el manto superior (Mercier y Nicolas, 1975).

La distribución de los granos recristalizados, en las rocas estudiadas, no tienen una orientación preferente y son poco abundantes. Debido a la existencia de cristales de olivino elongados y con marcadas bandas *kink*, tanto en las harzburgitas como en las lherzolitas, el mecanismo de flujo que mayormente domina en el manto superior corresponde a deformación plástica, más que recristalización sintectónica la cual genera una mayor densidad de granos recristalizados con bordes poligonales y una orientación preferente de estos mismos producto de un aumento de Tº (Ave Lallemant y Carter, 1970).

Las serpentinitas de Caleta Puelche tienen una intensa recristalización mineral y una marcada orientación preferente de los granos por lo que puede ser indicativo de una recristalización mineral simultánea a deformación (sintectónica) confiriendo una marcada foliación a la roca. Sin embargo, la existencia de estructuras de cizalle y las formas no poligonales de los minerales, podría ser indicativo de una deformación con disminución de Tº.

La fase de antigorita foliada encontrada en una de las muestras de serpentinita, según el modelo de Wicks y Whittaker (1977), se generaría mediante un proceso de serpentinización a las más altas temperaturas posibles bajo condiciones de un sustancial cizalle y una disminución (o constante) temperatura.

Las distintas texturas observadas en las peridotitas (Península Huequi) y serpentinitas (Caleta Puelche) evidencian distintas condiciones de presión y temperatura de deformación. La deformación en las peridotitas de la península Huequi presentan una deformación de flujo con serpentinización estática, en cambio las rocas de Caleta Puelche muestran deformación milonítica con serpentinización sintectónica asociadas a altas condiciones de presión reflejando efectos de cizalle en condiciones dominantemente dúctiles formadas por localización de deformación y disminución de Tº.

La existencia de deformación por cizalle en las peridotitas estudiadas podría ser indicativa de la presencia de una falla que se extiende a una gran profundidad afectando al manto superior y generando una distribución desigual de la deformación. Una hipótesis propuesta en esta investigación es que si la ZFLO correspondiera a una falla que llega hasta el manto entonces posiblemente una extensión lateral de la traza principal pudo haber exhumado las rocas del manto exponiendo a niveles más superficiales a las rocas de Caleta Puelche, que a las rocas de Huequi, permitiendo una deformación progresiva por disminución de temperatura y la introducción de fluidos que permitieron serpentinización sintectónica. *Agradecimientos: Proyecto Fondecyt Nº1180457* REFERENCIAS Ave Lallemant, H. & Carter, N. 1970. Syntectonic Recrystallization of Olivine and Modes of Flow in the Upper Mantle. Geological Society of America Bulletin. v. 81, p. 2203-2220. Barnes, J., Beltrando, M., Lee, C., Cisneros, M., Loewy, S. & Chin, E.2014.Geochemistry of Alpine serpentinites from rifting to subduction: a view across paleogeographic domains and metamorphic grade. Chemical Geology, v.389, p. 29-47. Beck, M. E. 1988. Analysis of Late Jurassic–Recent paleomagnetic data from active plate margins of South America. J. S. Am. Earth Sci. V.1, p. 39–52. Cembrano, J., 1990. Geología del batolito

Norpatagónico y rocas metamórficas en su margen occidental. Memoria de título (inédita), Universidad de Chile, p. 64. Cembrano, J., Hervé, F. & Lavenu, A. 1996. The Liquiñe-Ofqui fault zone: a long-lived intra-arc fault system in southern Chile. Tectonophysics, v. 259, p. 55-66. Deschamps, F., Godard, M., Guillot, S. & Hattori, K. 2013. Geochemistry of subduction zone serpentinites: A review. Lithos, v. 178, p. 96-127. Forsythe, R., and Nelson, E. 1985. Geological manifestations of ridge collision: evidence from the Golfo de Penas-Taitao basin, southern Chile. Tectonics v. 4, p. 477– 495. Groppo, C., Rinaudo, C., Cairo, S., Gastaldi, D. & Compagnoni, R. 2006. Micro-Raman spectroscopy for a quick and reliable identification of serpentine minerals from ultramafics. Eur. J. Mineral, v. 18, pp. 319-329. Hervé, F., Fuentes, F., Calderón, M., Fanning, C.M., Quezada, P., Pankhurst, R.J & Rapela, C. 2017. Ultramafic rocks in the North Patagonian Andes: is their emplacement associated with the Neogene tectonics of the Liqui?e-Ofqui Fault Zone?. Andean Geology, v44, p. 1-16. Levi, B., Aguilar, A. & Fuenzalida, R. 1966. Reconocimiento geológico en las provincias de Llanquihue y Chiloé. Santiago, Inst. Invest. Geol. V.19, p.45. Mercier, J. & Nicolas, A. 1975. Textures and fabrics of Upper-Mantle peridotites as illustrated by xenoliths from basalts. Journal of Petrology, v. 16, p. 454-487. Pankhurst, R.J., Hervé, F., Rojas, L., & Cembrano, J. 1992. Magmatism and tectonics in continental Chiloé, Chile 42°-42°30`S. Tectonophysics, v. 205, p. 283-294. SERNAGEOMIN (Servicio Nacional de Geología y Minería) 2003. Mapa Geológico de Chile, versión digital: Sernageomin publicación geológica digital 4, CD-ROM, versión 1.0, escale 1:1.000.000. Chile. Silva, C. & Hervé. F. 2000. Mineralogia de metabasaltos almohadillados de los Andes Norpatagónicos (42°- 46°S): implicancias en su desplazamiento y metamorfismo. II Congreso Geológico Chileno, acta 3, P. 259- 263. Schwartz, S., Guillot, S., Reynard, B., Lefay, R., Debret, B., Nicollet, C., Lanari, P. & Auzende, A. 2012. Pressure–temperature estimates of the lizardite/antigorite transition in high pressure serpentinites. Lithos v. 2880, p. 1-14. Wicks, F.J. & Whittaker. E.J. 1977. Serpentine textures and serpentinization. Canadian Mineralogist, v.15, p. 459-488.

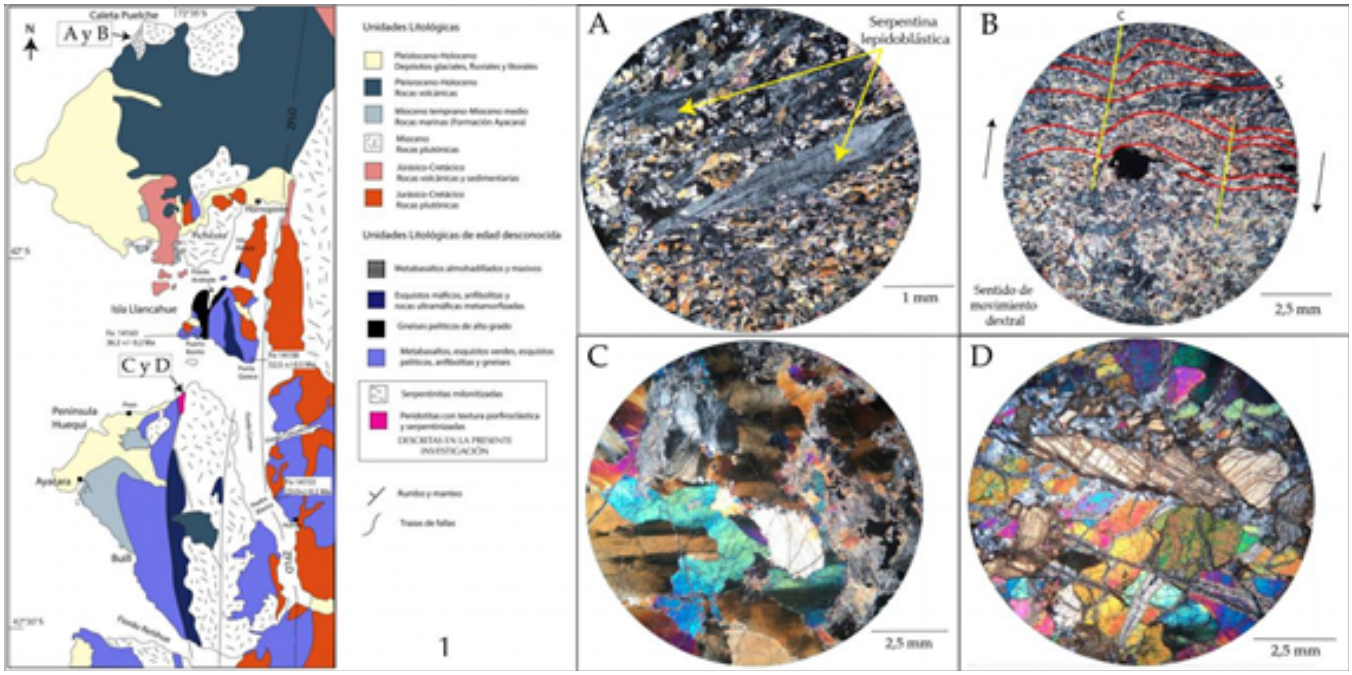


Figura 1. Esquema geológico local del sector de estudio (41°44-42°12S) modificado de Hervé et al., 2017. A: Serpentinita foliada con serpentina lepidoblástica y abundantes minerales recristalizados. B: Serpentinita foliada con abundante recristalización, bandas de cizalle, plegamiento intrafoliar y porfiroclasto de espinela rotado (en color negro). C: Textura porfiroclástica en harzburgita, se observan grandes cristales de olivino elongados, semi orientados y con marcadas bandas kink. Espinela se observa con forma de "hoja de acebo" de color negro en la mitad inferior derecha. Se observa recristalización en los bordes y en las fracturas de olivinos. D: Textura transicional de protogranular a porfiroclástica en lherzolita, se observa serpentinización en bordes y en las fracturas de los minerales (textura coronítica) confiriendo formas lenticulares a los granos afectados.

MAGM-SG: Sesión General Magmatismo y Metamorfismo

El rol del emplazamiento de reservorios Miocenos someros en la evolución orogénica y metalogenética de Chile Central

Francisco Javier Gutierrez[1], Italo Payacan[2].
(1) Geología, Ciencias de la Tierra, GeoExpedition
(2) Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile

El magmatismo en Chile Central ha evolucionado en su composición y posición durante el Mioceno: desde una cuenca volcánica extensional (Fm. Abanico) a un ambiente compresivo (Fm Farellones), después de la colisión de la dorsal de Juan Fernández hace 25 Ma. Durante esta etapa de alzamiento y deformación, el magmatismo migró hacia el este desde el basamento Cenozoico predominantemente volcánico (formaciones Abanico y Farellones), hasta su posición actual, sobre el basamento Mesozoico. Después de la colisión de la dorsal se emplazaron diversos reservorios magmáticos someros, desde características primitivas a magmas evolucionados. Estos reservorios aprovecharon las estructuras de deformación: fallas y pliegues que permitieron la migración vertical y horizontal de los reservorios. El desplazamiento vertical de los reservorios permitió la generación de zonas calientes en la corteza inferior y batolitos en la corteza superior, mientras que los reservorios con desplazamiento horizontal permitieron el emplazamiento de intrusivos aislados que son alimentados desde las raíces batolíticas.

Las condiciones físicas que determinan la migración vertical y horizontal de magma incluyen las condiciones de la roca de caja y las características fisicoquímicas del magma. En la roca de caja la construcción de fallas y pliegues favorecen el transporte y emplazamiento de magma. Por otro lado, en el techo de los reservorios magmáticos se generan barreras naturales en condiciones someras (< 4 km) debido a que se favorece la cristalización del magma hidratado durante su ascenso.

Además, se evaluarán las implicancias sobre la generación de yacimientos metálico, debido a el efecto de desgasificación magmática y la dilución de volátiles en la corteza superior, y la elevación actual de la cordillera y su denudación.

MAGM-SG: Sesión General Magmatismo y Metamorfismo

Volcanismo riolítico peraluminoso en la zona de los Andes Centrales: La Riolita Corral Negro, Puna Norte, Argentina

Cynthia B. Jofre[1], Pablo J. Caffe[1], Robert B. Trumbull[2], Wolfgang Siebel[3].
(1) INECOA (UNJu-CONICET)-IDGyM, Av. Bolivia 1661, San Salvador de Jujuy, Argentina.
(2) Helmholtz-Zentrum GFZ Potsdam, Telegrafenberg 14473 Potsdam, Germany
(3) Universität Tübingen. Isotopengeochemie, Wilhelmstr. 56 72074 Tübingen, Germany.

Resumen

En este trabajo se presentan las características geoquímicas, petrológicas y termobarométricas de la riolita Corral Negro (CN), con el objeto de discutir los procesos petrogenéticos actuantes durante la formación del magma que le dio origen. La riolita CN se encuentra emplazada en la región Pairique, Puna Norte (Argentina), y se caracteriza por ser uno de los pocos representantes de los magmas tipo S en la zona. A pesar de su clasificación riolítica, es una lava oscura prácticamente carente de cuarzo y muy vítrea, con una asociación fenocristalina (~24%) de plagioclasa, biotita y cordierita euhedra. La unidad es levemente peraluminosa, con bajos valores de CaO y relaciones de Sr y Nd enriquecidas. La cordierita (#Mg 0.65-0.68) ha cristalizado a partir del magma en condiciones de alta temperatura y baja presión, lo cual es consistente con la ausencia de cuarzo y feldespato potásico. El modelo petrogenético más compatible con las características mineralógicas, geoquímicas e isotópicas de esta unidad sugiere la generación del magma riolítico predominantemente por fusión por deshidratación de biotita de un protolito metasedimentario grauváquico. Sin embargo, se observan evidencias texturales (plagioclasa con núcleos esqueletales An 70-80) y geoquímicas (concentración relativamente baja de SiO_2 y peraluminosidad moderada), que indican la participación temprana y en baja proporción de componentes derivados de un fundido basáltico mantélico.

Introducción

Este trabajo aborda la caracterización geológica, mineralógica, geoquímica e isotópica de la riolita CN, ubicada al SE del Complejo Volcánico Pairique en Puna Norte, provincia de Jujuy, Argentina (Fig. 1A). El mismo tiene por objetivo presentar conclusiones preliminares sobre los procesos de fusión cortical e hibridación magmática actuantes en el retroarco de los Andes Centrales, a partir de una de los representantes que más se asemeja al *end-member* cortical que podría haber participado en la generación de los grandes volúmenes de magmas silícicos calco-alcalinos que conforman el APVC.

Metodología

Elementos mayores y trazas en roca total fueron analizados por fluorescencia de rayos X (FRX) en el Laboratorio de Geoquímica del Instituto de Geología y Minería (Univ. Nac. de Jujuy) según la metodología descripta en Caffe *et al.* (2002). Elementos de tierras raras fueron analizados en los laboratorios ALS-Chemex por el método ICP-MS. Análisis químicos de minerales fueron llevados a cabo en el *German Research Center for Geosciences (GFZ)* con microsonda de electrones CAMECA SX100, operada a 15 kV y 15 nA. Los análisis de isótopos radiogénicos de Sr y Nd en roca total fueron llevados a cabo en el laboratorio de Geología Isotópica de la Universidad de Tübingen (Alemania). Por detalles adicionales remitirse a Caffe *et al.* (2012).

Marco Geológico

La Puna Norte representa el segmento del *plateau* de los Andes Centrales entre los 22° y 24°S. La mayoría del volcanismo aflorante en la región es de composición silícica intermedia y de edad Mioceno Superior a Pleistoceno, principalmente ignimbritas y lavas emitidas durante la erupción de grandes calderas y centros volcánicos, constituyendo el Complejo Volcánico Altiplano-Puna (APVC). El basamento pre-Mioceno está conformado por rocas sedimentarias ordovícicas y estratos rojos fluviales paleógenos. La región de Pairique se encuentra ubicada en el borde este del APVC y contiene un importante registro de erupciones andesítico-basálticas hasta riolíticas, entre ellas unidades dacíticas a riolíticas peraluminosas tipo S (Chappell y White, 1992), estableciéndose el pico de la actividad volcánica entre los 11 a 9 Ma (Caffe *et al.,* 2007).

Caracterizacion de la riolita corral negro

Apoyándose en *onlap* sobre lavas dómicas del Nevado Torona-San Pedro, se encuentra una extensa unidad volcánica con forma de herradura y con una dimensión areal de 3.7 x 2.3 km y 240 m de espesor promedio (Fig. 1A; Caffe *et al.,* 2007). Este afloramiento está conformado por lavas porfíricas homogéneas compuestas por fenocristales de plagioclasa, biotita, cordierita y escaso cuarzo, dispuestos en una matriz vítrea con fracturación perlítica, con presencia frecuente de esferulitas y microlitos de plagioclasa. Entre

los minerales accesorios pueden nombrarse ilmenita, circón, monacita y apatita. Estas lavas corresponden a riolitas de signatura calcoalcalina de alto potasio, levemente peraluminosas (ASI ~ 1.12) y con bajo contenido de CaO (< 1.5%) y MgO (< 0.8%) con respecto a los magmas tipo S (Chappell y White, 1992). Se encuentran enriquecidas en LILE y empobrecidas HSFE, con moderada a alta relación La/Yb (~21-48), empobrecimiento en HREE (Dy/Yb ~3.5) y una anomalía negativa moderada de Eu (Eu/Eu*=0.62). Por su signatura isotópica ($^{86}Sr/^{87}Sri$ ~0.72476–0.72470; $^{144}Nd/^{143}Nd$ ~0.512059-0.512043), puede identificarse la participación dominante de una fuente cortical semejante al basamento metamórfico de Puna Austral o a los xenolitos metamórficos presentes en rocas volcánicas de la región (Lucassen *et al.,* 2001; Caffe *et al.,* 2012). La fase modal más abundante es la plagioclasa, que con mayor frecuencia se presenta como fenocristales límpidos y euhedros, con zonación normal y progresiva de núcleo a borde (An 50-55 a An 30), compatibles con la composición de la pasta vítrea que los rodea. Sin embargo, una marcada proporción de fenocristales presenta núcleos esqueletales ricos en anortita (An 70-80), con bordes irregulares y textura en tamiz, rodeados por bordes límpidos y euhedros con contenidos de An mucho más bajos (An 30-45), semejantes a los cristales más abundantes de la roca (Fig. 1B). Los fenocristales de biotita presentan un alto #Mg ~0.54-0.60. Algunos individuos de esta fase se muestran parcial a totalmente reemplazados por una asociación de ortopiroxeno+cordierita+feldespatos+opacos, probablemente por deshidratación tardía. Los fenocristales de cordierita también tienen un alto #Mg ~0.65; se observan como cristales tabulares o pseudohexagonales euhedros con maclas cíclicas complejas, libres de inclusiones, en aparente equilibrio con la matriz vítrea. Se aplicó el modelo de Ridolfi *et al.* (2014) para evaluar la temperatura de saturación de cordierita en pares cordierita-matriz vítrea en aparente equilibrio textural. Los resultados obtenidos muestran que la cordierita saturó a partir del magma peraluminoso a temperatura 835°C ± 20°C y presión 3.43 ± 0.27 kbar.

Discusion

- Fusión cortical Las características geoquímicas, petrológicas y los resultados termobarométricos de la riolita CN permiten inferir una fusión parcial de un protolito metasedimentario (grauváquico) en condiciones de alta temperatura y baja presión, es decir un fundido anatéctico generado en un ambiente somero de corteza continental semejante al basamento aflorante de la Puna. Su composición geoquímica se asemeja a los magmas tipo S más leucocráticos del Lachlan Fold Belt (Chappell y White, 1992), los cuales han sido generados por un proceso de fusión parcial por deshidratación. Los fundidos experimentales llevados a cabo en protolitos de diferente tipo demuestran que todos los líquidos finales se superponen en composición, es decir generan un fundido leucogranítico peraluminoso (Fig. 1C; *e.g.,* Castro *et al.,* 2000; Patiño Douce *et al.,* 1999). Sin embargo, la riolita CN presenta ciertas evidencias que indican de que el fundido leucogranítico ha interactuado con fundidos parciales derivados del manto (núcleos anortíticos en fenocristales de plagioclasa; contenidos de SiO_2 y A/CNK moderados), por lo cual se puede inferir un proceso de hibridización (Fig. 1D, E) que se discute a continuación. - Origen de magmas híbridos En Puna Norte la mayoría de las ocurrencias volcánicas más jóvenes muestran evidencias de procesos de contaminación magmática, así como interacción o mezcla entre magmas composicionalmente distintos, como los grandes campos ignimbríticos metaluminosos calcoalcalinos (*e.g.* Vilama, Sifón; Kay *et al.,* 2010b). Este tipo de comportamiento también se evidencia en rocas altamente peraluminosas como la ignimbrita Coyaguayma (Caffe *et al.,* 2012). Un proceso equivalente, pero con un *end-mebmer* cortical dominante ocurre en la riolita CN. A partir de modelos de fusión parcial en condiciones de equilibrio y ausencia de fluidos (Fig. 1D) de un protolito metasedimentario (paragneis de Lucassen *et al*., 2001), es posible generar un fundido leucogranítico peraluminoso primario. Para reproducir la composición isotópica y geoquímica de CN es necesario además contaminar ese magma peraluminoso con bajas proporciones (~10-15%) de magmas calcoalcalinos dacíticos típicos del APVC (Fig. 1D, E). Este modelo en dos etapas es capaz de reproducir eficazmente la geoquímica de roca total de la riolita CN, aunque no devela el momento en que debió ocurrir dicha contaminación. A juzgar por la presencia de plagioclasa con núcleos anortíticos, es posible especular incorporación de componentes mantélicos durante un proceso de hibridación temprano, posiblemente acoplado con el proceso de fusión parcial de la corteza. Castro *et al.* (1999) reprodujo experimentalmente texturas y composiciones de plagioclasa semejantes a las observadas en CN, a partir de la cristalización peritéctica temprana en desequilibrio de dicha fase durante la reacción entre magmas basálticos y rocas/magmas de origen cortical y alto Al_2O_3. Como lo propuso Patiño Douce (1999), la plagioclasa cálcica se incorporaría al fundido resultante como un componente relíctico de tal proceso de reacción. La etapa final del modelo contempla la formación del ensamble mineral presente en CN durante la cristalización normal del fundido hibrido homogéneo rico en Al, cuyo representante más conspicuo son los fenocristales de cordierita. Un protolito metasedimentario es sin duda requerido para generar magmas de composición tipo S. Sin embargo, no hay duda de que fundidos derivados del manto juegan un rol importante en la generación de la riolita CN, ya sea como una fuente de calor como, subordinadamente, de material. Esta hibridización explicaría el relativamente bajo contenido de SiO_2 y la moderada peraluminosidad del magma CN respecto a otras ocurrencias de magmas graníticos derivados de fusión parcial cortical (Fig. 1E; PLGS, Patiño Douce, 1999).

MAGM-SG: Sesión General Magmatismo y Metamorfismo

Referencias

Caffe, P.J., Soler, M.M., Coira, B., Cabrera, A., Flores, P., 2007. Estratigrafía y centros eruptivos de la región de Pairique, Puna Jujeña. Revista Asociación Geológica Argentina 62, 242–246. Caffe, P. J., Trumbull, R. B., Siebel, W., 2012. Petrology of the Coyaguayma ignimbrite, northern Puna of Argentina: Origin and evolution of a peraluminous high-SiO_2 rhyolite magma. Lithos 134-135, 179-200. Castro, A., Patiño Douce, A.E., Corretgé, L.G., De La Rosa, J.D., El-Biad, M., El-Hmidi, H., 1999. Origin of peraluminous granites and granodiorites, Iberian massif, Spain. An experimental test of granite petrogenesis. Contributions to Mineralogy and Petrology 135, 255–276. Chappell, B.W. y White, A.J.R., 1992. I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt. Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences 83,1-26. Díaz-Alvarado, J., Castro, A., Fernández, C., Moreno-Ventas, I., 2011. Assessing bulk assimilation in cordierite-bearing granitoids from the Central System Batholith, Spain; experimental, geochemical and geochronological constraints. Journal of Petrology 56, 223–256. Kay, S. M., Coira, B., Caffe, P. J., Chen, C., 2010b. Regional chemical diversity, crustal and mantle sources and evolution of the Neogene Puna plateau ignimbrites of the Central Andes. Journal of Volcanology and Geothermal Research 198, 81-111. Lucassen, F., Becchio, R., Harmon, R., Kasemann, S., Franz, G., Trumbull, R., Wilke, H.-G., Romer, R.L., Dulski, P. 2001. Composition and density model of the continental crust at an active continental margin — the central Andes between 21° and 27° S. Tectonophysics 341, 195–223. Patiño Douce, A., 1999. What do experiments tell us about the relative contributions of crust and mantle to the origin of granitic magmas? In: Castro, A., Fernandez, C., Vigneresse, J.L. (Eds.), Understanding Granites. Integrating New and Classical Techniques: Geological Society of London, Special Publication, 168, pp. 55–75. Ridolfi, F., Renzulli, A., Acosta-Vigil, A. 2014. On the stability of magmatic cordierite and new thermobarometric equations for cordierite-saturated liquids. Contributions to Mineralogy and Petrology 167, 996.

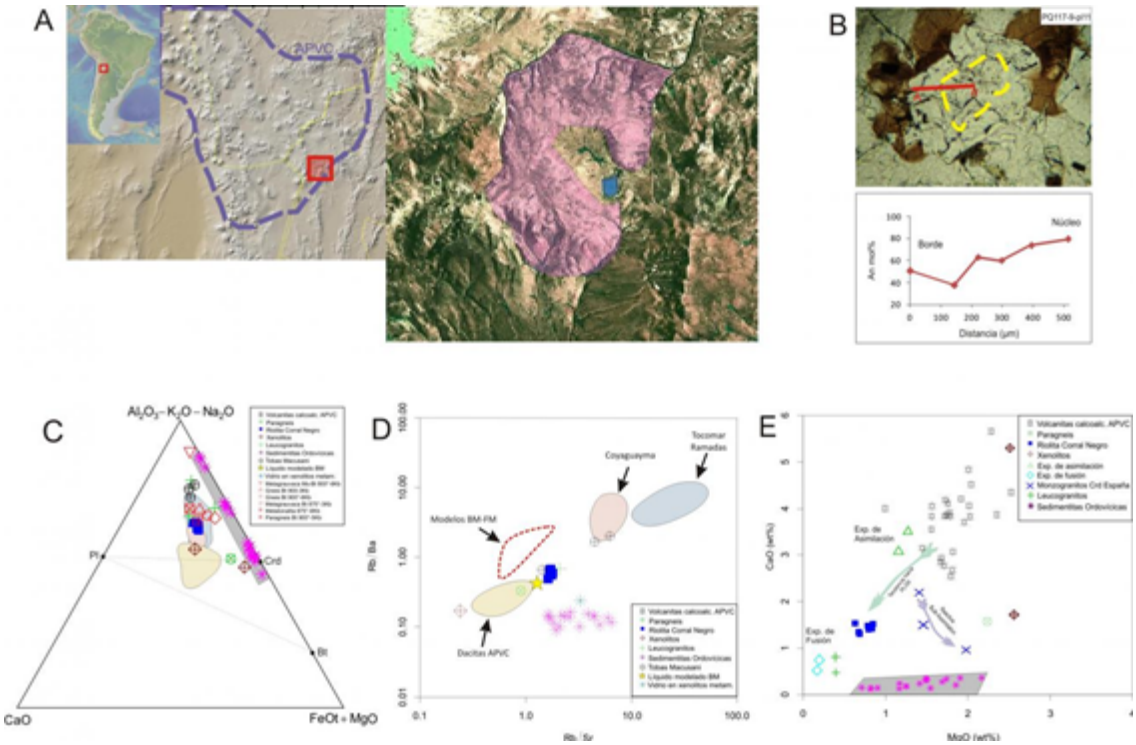


Figura 1: A) Mapa de ubicación de la riolita CN; B) Microfotografía de fenocristal de plagioclasa y su perfil de contenido de anortita; C) Diagrama ternario (Al_2O_3-K_2O-Na_2O)-CaO-(MgO+FeOt); D) Diagrama Rb/Sr-Rb/Ba; E) Diagrama MgO-CaO, Díaz-Alvarado et al. (2011). En C), D), E) se plotean con fines comparativos el fundido generado por modelo de batch melting de un paragneis; líquidos experimentales de fusión en metasedimentos y asimilación (Castro et al., 1999), dacitas calcoalcalinas del APVC (Kay et al., 2010b); paragneis de Argentina (Lucassen et al., 2001); líquido leucogranítico hospedado en xenolito del Altiplano Boliviano (McLeod et al., 2012), leuco- y monzogranitos Crd (Castro et al., 1999), xenolitos metamórficos de Puna Norte (Caffe et al., 2012), tobas Macusani, ignimbritas Ramadas y Tocomar, Coyaguayma y fundidos modelados por fusión en equilibrio y desequilibrio (BM y FM, respectivamente; Caffe et al., 2012).

Actualización en curso de la geología del Grupo Plutónico Gualletué, Región de la Araucanía, Chile

Haroldo Luis Lledó[1], Elisa Ramirez[1].
(1) Obras Civiles y Geología, Ingeniería, Universidad Católica de Temuco

Suarez y Emparán (1997) (2) agrupan en el Grupo Plutónico Gualletué extensos afloramientos de rocas intrusivas ubicadas al oeste de la laguna Gualletué, consistentes en tonalitas, granodioritas, monzogranitos y dioritas cuarcíferas. Las 14 dataciones K-Ar de este grupo (2) muestran un rango de edades desde 148±8 a 73±2 Ma, con un bajo porcentaje de Ar atmosférico (promedio 22%, rango 10 a 43%). Al oeste del Grupo Gualletué y de manera contigua en el cordón Cheñe aflora el Grupo Plutónico Melipeuco (2) constituido por monzogranitos, granodioritas, tonalitas y monzonitas porfídicas con 18 edades K/Ar desde 15±1 a 7±2 Ma (2) con un alto porcentaje de Ar atmosférico (prom. ~70%, rango 51 a 89%). En terreno ambos grupos tienen un aspecto similar y su distinción se basa en las escasas dataciones radiométricas disponibles. Por otro lado, los contactos inferidos entre estos plutones se encuentran cubiertos por depósitos piroclásticos y/o abundante vegetación. Lo anterior, sumado al extenso rango de edades obtenidas para los grupos plutónicos Gualletué y Melipeuco (2) y el alto contenido de Ar atmosférico del Grupo Melipeuco, nos hace cuestionar si el rango de edad corresponde a intrusivos múltiples de edades diferentes o bien se trata del reseteo de edades producto de la pérdida de argón radiogénico o ambos. Mapeos recientes realizados por los cursos Geología de Campo I (2016) y Geología de Campo II (2017) de la Universidad Católica de Temuco, han refinado la distribución de algunas de las unidades intrusivas del Grupo plutónico Gualletué y del complejo volcano-sedimentario Vizcacha-Cumilao unidad que también presenta un amplio rango de edades (73±5 a 13±3 Ma) lo que confirma la necesidad de datar estas unidades por un método geocronológico más confiable como el U/Pb. Adicionalmente, durante la campaña del curso Geología de Campo II (2018) se encontró un xenolito tonalítico en una colada de lava del volcán Lonquimay lo que sugiere que la cámara magmática de dicho volcán está hospedada o atraviesa basamento plutónico no aflorante del Grupo plutónico Gualletué o Melipeuco. La colada corresponde a una lava de bloques de composición andesítica y se ubica a 4,4 km al noroeste del cráter principal del volcán Lonquimay. Este trabajo en curso profundiza en la geocronología y petrogénesis del Grupo Plutónico Gualletué y Melipeuco y su importancia regional. Proyecto Interno UCT 412-3866. (2) Suárez y Emparan, 1997. Hoja Curacautín, Carta Geol. de Chile 71, Sernageomin.

MAGM-SG: Sesión General Magmatismo y Metamorfismo

Química mineral del depósito tipo skarn del Distrito Caimanes y geoquímica de los intrusivos asociados, Región de Coquimbo, Chile

Josefa Constanza Milad[1], Víctor San Martín[1], Osvaldo Miguel Rabbia[2], Laura Beatriz Hernández[2].
(1) Departamento Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias Químicas, Universidad de Concepción
(2) Instituto de Geología Económica Aplicada, Instituto de Geología Económica Aplicada, Universidad de Concepción, Concepción, Chile

Al igual que la mayoría de los skarn cupríferos del norte de Chile, la mineralización en el distrito Caimanes se desarrolla a lo largo de la Cordillera de la Costa. En Caimanes, el nivel calcáreo de la Formación Arqueros (Cretácico Inferior), que se extiende como una franja NS de ~16 kms, presenta un metamorfismo de contacto generado por la intrusión de los granitoides cretácicos de la Superunidad Illapel. La franja skarnificada resultante presenta seis zonas mineralizadas. El estudio petrográfico de caracterización mineralógica y de química mineral con microsonda electrónica en cada una de estas zonas, indica que la mineralización observada presenta características afines con depósitos de skarn de cobre conocidos a nivel mundial, con una mineralogía prógrada representada por andradita-grosularia, diópsido-hedenbergita, wollastonita, vesuvianita, bitownita, apatito, y una mineralogía retrógrada compuesta por actinolita-tremolita, epídota, clorita y cuarzo. La mineralogía metálica está mayormente diseminada en el skarn y consiste en abundantes sulfuros de cobre, representados por calcopirita, localmente acompañados de bornita, covelina y calcosina, con pirita (±pirrotina) y óxidos de hierro (magnetita, hematita) subordinados. Una de las zonas mineralizadas posee concentraciones inusualmente altas de molibdeno (~2%) para este tipo de skarn. Se presenta en forma de molibdenita diseminada, acompañada por sulfuros de cobre (calcopirita, bornita) con cantidades subordinadas de pirita (±pirrotina). La mineralogía prógrada de esta zona consiste en andradita, diópsido, scheelita-powellita y apatito, parcialmente reemplazada por actinolita, clorita, epídota, calcita y abundante cuarzo. Las características cristaloquímicas y ópticas de las vesuvianitas, sugieren la variedad rica en boro. Los cambios de birrefringencia en los cristales coinciden con el reemplazo en su estructura de Al por Ti y la birrefringencia anómala está posiblemente asociada a la presencia de agua. La evidencia geoquímica de los intrusivos cretácicos espacial y temporalmente relacionados con el depósito (carácter calco-alcalino, metaluminoso, Ba/Nb > 60), en conjunto con los datos de química mineral del skarn (clinopiroxenos del sector rico en Mo, con Di/Hd > 1,49) sugieren que, a pesar de los elevados contenidos locales de Mo, el sistema mineralizado en Caimanes corresponde a un skarn de tipo Cu-Mo asociado a subducción.

Petrología de la carbonatita Passo Feio Sul con énfasis en la isotopía de estables (C-O), Caçapava do Sul, Brasil

Beatriz Andrea Morales De Almeida[1], Delia Del Pilar Montecinos De Almeida[2], Edinei Koester[3], Alexandre Magno R. Da Rocha[4], Nilson Torres Dorneles[5], Marcelo Barcellos Da Rosa[6], Andre Abreu Martins[3].
(1) Universidad de Concepción
(2) Universidade Federal do Pampa (UNIPAMPA)
(3) Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS)
(4) Instituto Federal do Rio Grande do Norte (IFRN)
(5) Minerogeo
(6) Universidade Federal de Santa Maria (UFSM)

Resumen

El estudio petrológico llevado a cabo en la Carbonatita *Passo Feio* (CPF), en la región sur de Brasil, permitió clasificarlo como un alvikito compuesto esencialmente por calcita, apatita, flogopita y tremolita. Subordinadamente, fueron identificados hematitas, magnetitas, ilmenitas, piritas, baritas, zircones y minerales de tierras raras monazitas-(Ce) y aeschynitas-(Ce). Los contenidos de Elementos Tierras Raras (ETR) obtenidos no sugieren potencialidad económica, entretanto, los datos geoquímicos de los suelos asociados a la carbonatita demostraron un enriquecimiento de ETR comparado a los obtenidos en la roca. La variación encontrada en los valores de isótopos estables puede atribuirse al proceso de enfriamiento del proprio magma, sin sugerir procesos metamórficos o demás influencias posteriores. Considerando la deformación encontrada en el CPF y su proximidad a grandes estructuras a nivel cortical, esta carbonatita probablemente fue producto de una reactivación de fuentes mantélicas en un contexto magmático pos-colisional.

Palabras Clave: Carbonatita, Geoquímica, Isótopos Estables, Petrología Ígnea.

1 Introducción

Las carbonatitas son rocas ígneas poco comunes compuestas de más del 50% de carbonatos primarios, nominadas a partir del mineral de carbonato principal que las constituye; pueden ser subdivididas en carbonatitas calcíticos o dolomíticas, ferrocarbonatitas y natrocarbonatitas. En el caso especial de las carbonatitas calcíticas, todavía pueden ser denominadas *sövitos* si la textura es gruesa, o *alvikitos* si la textura es fina (Le Maitre, 2002). Alrededor del mundo se reportan 527 ocurrencias de carbonatitas, de las cuales sólo 5.5% se encuentran en Sudamérica (Woolley y Kjarsgaard, 2008). La mayoría de las carbonatitas presentan enriquecimiento en Elementos Tierras Raras Livianas (ETRL), con valores de La superiores a los de Lu, lo que refleja un predominio de minerales ricos en LREE. Los complejos carbonatíticos, y en algunos casos el enriquecimiento supergénico respectivo, son favorables para la concentración de minerales metálicos e industriales (Wall y Mariano, 1995). Actualmente, los depósitos relacionados con las carbonatitas representan una gran parte de los recursos de ETRL y niobio (Möller, 1989). Según Chakhmouradian (2009), dos tipos principales de carbonatitas pueden ser encontradas, de acuerdo con sus ambientes tectónicos y su geoquímica de elementos traza: I. Carbonatitas posicionadas en zonas de *ritf* o en estructuras extensionales que se desenvuelven en cratones Arcáicos y cinturones paleo-orogénicos; II. Carbonatitas posicionadas en configuraciones colisionales, sucediendo la orogénesis. Morfologicamente, Lapin y Ploshko (1988) subdividieron las carbonatitas en dos clases: I. Carbonatitas del tipo central, con formatos circulares u ovalados, asociados con la activación tectono-magmática de cratones; II. Carbonatitas del tipo lineal, localizadas en zonas de fallas profundas, con formatos lineares y siendo generalmente paralelos o subparalelos con las encajonantes. Cuanto a la génisis de los magmas carbonatíticos, Woolley y Kjarsgaard (2008) proponen dos mecanismos principales: a partir de magmas que emanan directamente del manto y de magmas generados por procesos de diferenciación magmática.

2 Metodología

El trabajo de campo se llevó a cabo en dos campañas que comprendieron mapeo geológico a escala 1:20000 y muestreo de roca y suelo. La preparación de las muestras para geoquímica y el estudio de las láminas petrográficas y de química mineral fueron realizados en los laboratorios de la *Universidade Federal do Pampa* (UNIPAMPA) y *Universidade Federal do Rio Grande do Sul* (UFRGS). La geoquímica fue realizada por ICP-MS en el Laboratorio ActLabs, en Canadá. La isotopía de estables fue desenvuelta con la reacción de los carbonatos y ácido fosfórico a 70ºC, por medio del *gas bench* semiautomático acoplado al espectrómetro Delta V del Laboratorio de Geología Isotópica de la UFRGS.

3 Resultados y discusión

El CPF varía de masivo a fuertemente foliado, exhibe una textura porfídica con cristales de apatitas, flogopitas y tremolitas rodeadas por una masa calcítica. Esta variación textural probablemente refleja las condiciones de colocación de la intrusión, donde las capas de tremolitas alternadas con las capas de calcita forman una foliación espaciada. Probablemente el mecanismo que generó esta foliación fue la diferencia de competencia entre la calcita y la tremolita ante la aplicación de un estrés. La composición modal media encontrada fue calcita (~59%), apatita (~18%), tremolitas (~10%), flogopitas (~7%) y minerales accesorios (< 6%), incluyendo hematitas, magnetitas, ilmenitas, zircones, monazitas-(Ce), aeschynitas-(Ce), piritas y baritas, determinados por microscopia electrónica de barredura. Con excepción de los zircones y magnetitas que aparentan ser minerales de fases iniciales de cristalización, los demás accesorios ocurren rellenando fracturas o bordeando otros cristales. Considerando la clasificación de Le Maitre (2002), es posible clasificar geoquímicamente esta ocurrencia como una *alvikita*, debido a su fina textura y su composición calciocarbonatítica. De acuerdo con los análisis de roca total, se observa que las concentraciones de los elementos en general están dentro de los estándares establecidos en la literatura para este grupo de rocas. En los diagramas normalizados al condrito, se puede observar que el CPF muestra el enriquecimiento típico en ETRL de las carbonatitas, formando un patrón similar al encontrado los apatitos-sövitos de Fen, Noruega. Con relación a los análisis de isótopos estables valores de δ13CVPDB variaron entre -4.14 y -3.89‰ y los de δ18OSMOW entre 10.01 y 11.32‰ (Figura 1). La pequeña variación isotópica encontrada entre las muestras de CPF podría explicarse por el proceso descrito por Demény *et al.*, (2006), en el cual esta variación se derivaría de los procesos de cristalización y enfriamiento del proprio magma. Debido a la variación relativamente baja de δ18OSMOW, probablemente la asimilación de la corteza no fue un factor determinante en la evolución de esta carbonatita y el comportamiento de las muestras no sugiere la ocurrencia de metamorfismo. Sin embargo, es probable que durante este proceso la calcita haya sido recristalizada. A través de la similitud geoquímica cuanto a ETR entre dos muestras de suelo y el CPF, fue posible establecer una zona por la cual el cuerpo de la carbonatita se extendería, interpretando su posible formato una vez que los afloramientos son escasos. La muestra de suelo PGS-37B presentó 1.67 veces más ETR que la propia carbonatita, demostrando un enriquecimiento de estos elementos en el perfil de alteración; probablemente este enriquecimiento se debe a la concentración de minerales ricos en ETR en el suelo, como las monazitas-(Ce), aeschynitas-(Ce) y zircones. La deformación observada en el CPF, su formato interpretado y su proximidad a importantes estructuras a nivel crustal como la Anomalia Magnética de *Caçapava do Sul*, respaldaría la hipótesis de que esta ocurrencia corresponde a una carbonatita de tipo lineal, de acuerdo con la clasificación de Lapin y Ploshko (1988). En cuanto a la génesis, esta carbonatita probablemente se originó por una reactivación de fuentes mantelicas, dentro de un contexto tectónico pos-colisional, soportado por la edad obtenida por Cerva-Alves (2017) de 603±4.5 Ma.

4 Referencias

Cerva-Alves, T., 2017. Geologia dos carbonatitos ediacaranos de Caçapava do Sul, Rio Grande do Sul, Brasil. Chakhmouradian, A., 2009. The geochemistry of carbonatites revisited: two major types of continental carbonatites and their trace-element signatures. Geophys. Res. Abstr. EGU Gen. Assem. Vienna, Austria 19–24. Demény, A., Sitnikova, M.A., Karchevsky, P.I., 2006. Stable C and O isotope compositions of carbonatite complexes of the Kola Alkaline Province: phoscorite-carbonatite relationships and source compositions. Mineral. Soc. Ser. 10. Keller, J., Hoefs, J., 1995. Stable Isotope Characteristics of Recent Natrocarbonatites from Oldoinyo Lengai. pp. 113–123. https://doi.org/10.1007/978-3-642-79182-6_9 Lapin, A. V., Ploshko, V. V., 1988. ROCK-ASSOCIATION AND MORPHOLOGICAL TYPES OF CARBONATITE AND THEIR GEOTECTONIC ENVIRONMENTS. Int. Geol. Rev. 30, 390–396. https://doi.org/10.1080/00206818809466019 Le Maitre, R.W. (Roger W., International Union of Geological Sciences. Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks., 2002. Igneous rocks : a classification and glossary of terms : recommendations of the International Union of Geological Sciences, Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. Cambridge University Press. Möller, P., 1989. Rare Earth Mineral Deposits and Their Industrial Importance, in: Lanthanides, Tantalum and Niobium. Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg, pp. 171–188. https://doi.org/10.1007/978-3-642-87262-4_6 Wall, F., Mariano, A., 1995. Rare earth minerals in carbonatites: a discussion centred on the Kangankunde Carbonatite, Malawi. Mineral. Soc. 100 Ser. 193–226. Woolley, A.R., Kjarsgaard, B.A., 2008. Paragenetic types of carbonatite as indicated by the diversity and relative abundances of associated silicate rocks: Evidence from a global database. Can. Mineral. 46, 741–752. https://doi.org/10.3749/canmin.46.4.741

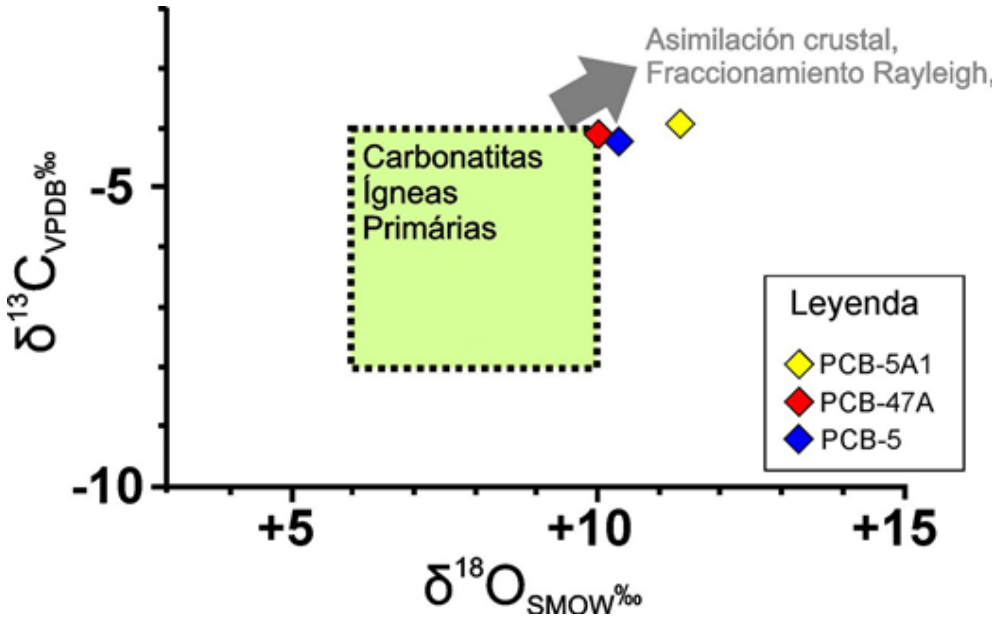


Figura 1 – Valores de isotopos estables encontrados para el CPF (Modificado de Keller and Hoefs, 1995 y Demény et al., 2006).



MAGM-SG: Sesión General Magmatismo y Metamorfismo

Lavas Las Pataguas: A rare case of Miocene forearc volcanism in Central Chile

Pablo Moreno[1], Luis Lara[2], Francisco Fuentes[3], Joaquin Bastias[4].
(1) Departamento de Obras Civiles y Geología, Facultad de Ingeniería, Universidad Católica de Temuco, Temuco, Chile
(2) Servicio Nacional de Geología y Minería, Chile
(3) Carrera de Geología, Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional Andrés Bello, Santiago, Chile
(4) Department of Earth Sciences, Science Faculty, University of Geneva, Geneva, Switzerland

Lavas Las Pataguas (LLP) unit (33°48'S, 71°30'W) corresponds to a basaltic trachyandesite lava flow located in the forearc of Central Chile. Overlies Paleozoic rocks of the Coastal Batholith, the outcrops are restricted to < 2 km^2 and its volumetric estimation is of < 1 km^3. Contains plagioclase (1.0-1.5 cm), olivine and clinopyroxene phenocrystals in a clinopyroxene, plagioclase and magnetite groundmass. Geochemical major and trace elements analyzes indicates high values of alkalis (K_2O+Na_2O ~5.7 wt%), TiO_2 (~2.0 wt%), P_2O_5 (~0.8 wt%) and light rare earth elements (La= 30 ppm) and very low of MgO (~3.0 wt% with Mg# of 35), Cr (17 ppm) and Ni (12 ppm). The presence of negative Nb-Ta and Eu anomaly, along with an enrichment of large-ion lithophile elements (LILE) suggest the presence of subduction components during the partial melting, but Ba/La and K/Ba ratios (20 and ~20, respectively) indicates strong crustal assimilation. $^{40}Ar/^{39}Ar$ whole-rock geochronology data (Moreno, 2015; Moreno & Lara, 2017) indicates Early Miocene ages (*ca*. 18.5 Ma), a period where the Andean arc volcanism was forming 85 km east in a compressional regime due to the subduction of Nazca (Farallon) plate. Although the petrography suggests that LLP was originated from a primary magma with low crustal assimilation, the geochemical data indicates the opposite. Furthermore, Sr-Nd-Pb isotopic tracing analyses from Wall & Lara (2001) suggest that the crustal contribution was an important component during the emplacement, which may have occurred through a proximal cortical structure, tentatively related to the Río Maipo Fault. The better understanding of the petrogenetic origin of a forearc volcanism by a subduction regime is a key feature to understand the convergent dynamics at the margin during the Cenozoic.

References Moreno, P., 2015. Petrología y geoquímica de la Unidad Lavas Las Pataguas (33°48'S, 71°30'O),

Mioceno inferior. Memoria para optar al Título de Geólogo, Universidad de Chile (inédito), 129 p. Santiago, Chile.

Moreno, P., Lara, L., 2017. Geoquímica y geocronología de la Unidad Lavas Las Pataguas (33°48'S, 71°30'O), Mioceno inferior. Congreso Geológico Argentino, No. 20, pp. 106-107. Tucumán, Argentina.

Wall, R., Lara, L., 2001. Lavas Las Pataguas: volcanismo alcalino en el antearco andino del Mioceno Inferior, Chile Central. Revista Geológica de Chile, vol. 28, pp. 243-258.

Geoquímica y origen del magmatismo del Cretácico Superior: El área de Sierra Gorda, norte de Chile

Jorge Muñoz B.[1], Paul Duhart O.[2], David Quiroz P.[2].
(1) Servicio Nacional de Geología y Minería, Av. Santa María 0104, Providencia, Santiago, Chile
(2) Servicio Nacional de Geología y Minería, La Paz 406, Puerto Varas, Chile, Chile

En el área de Sierra Gorda existen cuatro unidades geológicas del Campaniano-Maastrichtiano (U-Pb= 83-65 Ma): Estratos Cerro Cortina; Complejo Intrusivo Guacate; Formación Quebrada Mala; y Complejo Intrusivo Sierra Gorda. Los intrusivos son desde gabros hasta granitos y las rocas volcánicas desde basaltos hasta riolitas. Las unidades se sobre imponen espacialmente y representan a una actividad magmática prácticamente continua en el tiempo. Las rocas son calcoalcalinas, con tendencia a alcalina, mediano a alto contenido de K_2O (hasta 5%). La mayoría tiene una moderada a débil anomalía negativa de Ta y Nb, enriquecimiento en K, Ba y Rb y Th > U, mediana a alta razón Ba/Nb y ausencia a moderada anomalía negativa de Sr, Eu, Hf e Y. La razón Sr/Y es generalmente baja (< 20), aunque puede sobrepasar 50. Los contenidos de Sr e Yb, la anomalía negativa de Eu y las bajas razones La/Nb, Sm/Yb y La/Yb (1-4, < 5, 5-15, respectivamente) no se correlacionan con la diferenciación ni con la edad. Las concentraciones de *HFSE, LILE*, K_2O y las razones Ba/Nb, La/Yb y La/Nb confirman un origen de los magmas en una cuña astenosférica modificada/metasomatizada por fluidos provenientes desde la placa subductada. La razón La/Yb y la ausencia o tenue anomalía negativa de Sr y Eu se asociarían a magmas hidratados, con nula o menor participación de plagioclasa durante la fusión parcial y/o la cristalización fraccionada profunda. Las razones Sr/Y y los bajos contenidos de *HREE* suponen granate y anfíbola residual durante la fusión parcial. Las razones isotópicas de Sr y Nd (1) no dependen del contenido de SiO_2 y reflejarían una fuente astenosférica débilmente enriquecida, sin mayor interacción/asimilación de la corteza inferior y/o superior durante el ascenso de los magmas. La generación y evolución de los magmas que formaron estas rocas se correlacionan con condiciones de baja velocidad y oblicuidad de convergencia de placas (2), a lo cual se asociaría un ángulo "normal" de subducción y extensión (o transtensión) sin engrosamiento cortical (1, 3).

Este trabajo es parte de la Carta Geológica de Chile y fue financiado por el PNG de SERNAGEOMIN.

(1) Haschke *et al*., 2002, JGR 107B1; (2) Somoza y Ghidella 2005, Rev. Asoc. Geol. Arg 60; (3) Mpodozis y Cornejo 2012, SEG 16.

MAGM-SG: Sesión General Magmatismo y Metamorfismo

Magmatismo Cenozoico en el distrito minero Amancaya, Región de Antofagasta, Norte de Chile

Gerardo Páez[2], Conrado Permuy Vidal[1], Diego Guido[2,3], Paola Lopez[2,3], Jorge Osorio[4].
(1) UNLP, INREMI - FCNyM, La Plata, Argentina
(2) UNLP, INREMI - FCNyM, CONICET, La Plata, Argentina
(3) Austral Gold Limited, Argentina
(4) Guanaco Compañia Minera, Chile

1. Introducción

La Mina Amancaya (Fig. 1a) es un yacimiento de oro y plata que ha iniciado su producción a finales del año 2017 (australgold.com.au). Se encuentra ubicada a 215 km al SSE de la ciudad de Antofagasta y a 70 km al NE de la ciudad de Taltal, en el borde occidental de la unidad morfoestructural denominada Depresión Central (Fig. 1b), que hacia el Oeste limita con la Cordillera de la Costa. En este trabajo se presenta una caracterización litológica y geoquímica de las litofacies volcánicas y subvolcánicas que se asocian con la mineralización epitermal del distrito Amancaya.

2.GEOLOGÍA REGIONAL Dentro de la zona de estudio (Fig. 1a), el límite entre las unidades morfoestructurales de la Depresión Central y la Cordillera de la Costa se expone en la ladera Este del Cerro Peineta como una amplia zona de falla. La misma, pone en contacto, hacia el Oeste, las rocas paleozoicas y mesozoicas que conforman el basamento de las cuencas extensionales del Cretácico Superior (Fm. Augusta Victoria), con las rocas del arco Paleoceno-Eoceno Inferior pertenecientes a la Fm. Chile-Alemania (Chong, 1973), que afloran hacia el Este (Matthews *et al.*, 2010). Chong (1973) subdivide a la Fm. Chile-Alemania en tres eventos magmáticos, y les da la jerarquía de miembros: Miembro Inferior (63-58 Ma), Miembro Intermedio (57-54 Ma) y Miembro Superior (54-46 Ma). Las rocas estudiadas, que se relacionan con las manifestaciones epitermales del Distrito Amancaya, corresponden a vulcanitas paleocenas del Miembro Inferior (Matthews *et al.*, 2010), cuyo centro efusivo se ubicaría en el límite Este del proyecto, en las inmediaciones del sector Morros Blancos.

3. Geología Local

En el Distrito Amancaya se ha identificado una secuencia de facies lávicas y piroclásticas que son intruídas por un conjunto de cuerpos subvolcánicos, que en su conjunto presentan composiciones andesíticas a dacíticas (Páez *et al.*, 2016) (Fig. 1a). Estas litofacies han sido definidas según su origen, composición mineralógica y litogeoquímica, y su distribución areal. Cabe destacar que la mala calidad de los afloramientos dificulta estimar los espesores de muchas de estas unidades. LITOFACIES *Unidades Extrusivas Lava Julia:* La unidad paleocena más antigua corresponde a una facies lávica cuya base no ha sido observada, pero se interpreta que está en contacto sobre unidades del basamento cretácico superior. Se trata de una andesita porfírica con abundantes fenocristales de plagioclasas zonadas, piroxenos y olivinas con coronas de piroxenos, con textura traquítica. Estas rocas presentan una edad de 66±2 Ma (K-Ar en roca total, Mathews, 2010). *Brecha Amancaya:* Estas rocas constituyen la principal roca de caja de las vetas del distrito. Por datos de sondajes su espesor superaría los 250 m. Se trata de una unidad piroclástica de composiciones intermedias (andesita-dacita) con un elevado contenido de litoclastos polimícticos subangulosos a subredondeados (comúnmente más del 50% en volumen), representados por variadas tipologías de lavas andesíticas y dacíticas, que varían en tamaño desde algunos milímetros hasta más de un metro de diámetro. Los cristaloclastos corresponden a plagioclasas zonadas, biotitas, anfíboles y cuarzo. La matriz de la brecha es fina, de color gris-verdosa, y frecuentemente se presenta argilizada. De manera intercalada, se observan algunos niveles de oleadas piroclásticas (*surges*) de colores grisáceos y morados de espesor variable, aunque no superan los 2 metros. Se trata de depósitos de aspecto arenoso con estructuras sedimentarias tractivas de tipo capa plana, laminación cruzada de bajo ángulo, que son acompañadas por lapilli acrecionario e impactos balísticos. Matthews *et al.* (2010), presentan varias edades para esta unidad (a la que dicho autor agrupó dentro de las ignimbritas dacíticas soldadas de biotita-hornblenda y tobas dacíticas líticas), dos de ellas muy cercanas a la edad de la mineralización epitermal del distrito, lo que supone que la alteración estaría obliterando el dato original. El rango de edades es 60 a 64 Ma, pero la edad de 63,4±1,1 Ma (U-Pb en zircones) es interpretada como la más representativa. *Lavas Andesíticas con Hornblenda*: Esta unidad aflora cubriendo a la Brecha Amancaya o sobre la Lava Julia. Son lavas porfíricas andesíticas con fenocristales de plagioclasas y hornblendas que pueden alcanzar varios centímetros de longitud, lo que constituye un rasgo muy diagnóstico de estas rocas. Matthews *et al.* (2010) presentan tres edades radimétricas para estas rocas, una Ar-Ar (61,4±1 Ma, en Plagioclasas) y dos K-Ar (63,1±0,4 Ma y 62,8±0,4 Ma en Anfíbol). *Lava Negra*: Lava que cubre a la Brecha Amancaya en el sector sur del área, donde aflora en forma discontinua formando un anillo alrededor de dos cuerpos de la unidad denominada Pórfido Negro. Son rocas andesíticas con abundantes fenocristales de plagioclasas de pequeñas dimensiones acompañados por piroxenos, en una pasta afanítica de color gris a verdosa oscura. *Lavas Dacíticas con Biotita*: Unidad formada por un conjunto de lavas de composición andesítica a dacíticas que cubren

de manera concordante a las Lavas Andesíticas con Hornblenda. Presentan textura porfírica con fenocristales de plagioclasas, piroxeno y biotita, rodeados por una pasta afanítica de coloración castaño oscuro. Por sectores esta unidad se presenta bandeada y con parches de devitrificación de coloraciones claras. *Vitrófiro Andesítico-Dacítico:* Coladas cortas que cubren a las Lavas Dacíticas con Biotita. Son andesitas cuarzosas a dacitas con textura porfírica, con fenocristales de plagioclasa y piroxenos algunos orientados, rodeados por una pasta vítrea de colores oscuros y aspecto bandeado producto de la presencia de bandas de devitrificación. Asociada a esta unidad, se reconocieron un conjunto de diques de rumbo N330°. *Unidades Intrusivas Subvolcánicas Pórfido Andesítico con Hornblenda:* Corresponde a cuerpos intrusivos y diques que intruyen la Brecha Amancaya, a las Lavas Andesíticas con Hornblenda y a la Lava Julia. Son cuerpos con geometrías subcirculares en planta y con diques que se presentan en conexión con los cuerpos, siguiendo orientaciones N300° y N330°. Las rocas son dioritas con textura microgranuda a levemente porfiroide, y están compuestas por plagioclasas y abundante hornblenda, que pueden alcanzar hasta 1 cm de longitud. Espinoza *et al.* (2011) obtuvieron una edad K-Ar en anfíbol de 63±3 Ma para esta unidad. *Pórfido Negro*: Estas rocas intruyen a la Lava Julia y a un cuerpo del Pórfido Andesítico con Hornblenda, y se presentan siempre en cercana asociación con las Lava Negra. Se trata de intrusivos internamente zonados texturalmente, con un núcleo compuesto por rocas microgranudas de composición diorítica, y bordes formados por rocas porfíricas indistinguibles de la Lava Negra. Es común encontrar diques pequeños dispuestos de manera radial respecto estos intrusivos conectándolos con los afloramientos de Lava Negra. Por lo que se los interpreta como las facies de conducto a partir de la cual se habrían derramaron dichas coladas. *Complejos de domos Lavas Moradas:* Se trata de domos y coladas dómicas emplazados con un fuerte control estructural a lo largo de las fallas regionales N-S. Representa la unidad más joven de la secuencia. Son lavas andesíticas a dacíticas con texturas afíricas a levemente porfíricas, con escasos fenocristales de plagioclasas y escaso anfíbol, rodeados por pasta afanítica bandeada, que puede presentar aspecto vítreo con bandas de devitrificación y litofisas. Hacia la base de los domos se reconocen frecuentemente zonas de autobrechas compuestas por clastos angulosos de lava cementados por la misma lava.

4. Geoquímica del Magmatismo Paleoceno

Se analizaron un total de 23 muestras sobre las que se realizaron análisis cuantitativos de elementos mayoritarios, minoritarios y trazas en el laboratorio ALS Global. Los análisis muestran valores de LOI (*Loss on ignition*) en general bajos, con un valor promedio de 1,5%. Esto permite caracterizar las unidades paleocenas mediante el uso de elementos mayoritarios. Gráficos de correlacione entre los elementos mayoritarios y los contenidos de LOI demuestran que no existe variaciones de los porcentajes de elementos mayoritarios en función de la alteración. A partir de los datos obtenidos, se realizaron diagramas para discriminar las litologías, así como también determinar si las unidades son comagmáticas. Para tal propósito, se utilizaron diagramas como el diagrama SiO_2 vs. K_2O (Fig. 1 c; Ewart, 1982) y el diagrama TAS (Fig. 1 d; Le Bas *et al.*, 1986), que muestran composiciones eminentemente andesíticas, aunque se pueden identificar algunos términos más máficos (andesitas basálticas) representados por la Lava Negra y el Pórfido Negro, que evolucionan hacia términos dacíticos como las Lavas Moradas. Los gráficos muestran una fuerte correlación composicional y una alineación en las series calcoalcalinas con tendencia al alto potasio (Fig. 1c, d).

5. Discusiones y Conclusiones

La secuencia volcánica-subvolcánica paleocena estudiada registra parte de la evolución del arco volcánico para dicho periodo, que se inicia con la orogenia K-T y culmina con la Fase Incaíca del Eoceno Medio. Según la nomenclatura estratigráfica utilizada por Matthews *et al.* (2010), las unidades paleocenas presentes en la zona de estudio corresponden al Miembro Inferior de la Fm. Chile-Alemania (Chong, 1973). La signatura geoquímica sugiere que el Miembro Inferior de la Fm. Chile-Alemania conforma una serie calcoalcalina con tendencia a las suites de alto potasio (Fig.1c), con una química comparable a la típica evolución de rocas de arcos volcánicos continentales (Wilson, 1989). Los gráficos muestran una suite comagmática con una ligera diferenciación litológica. En sus primeros estadios el magmatismo habría estado centralizado, posiblemente en un centro efusivo al E del distrito (sector Morros Blancos). Desde allí se habrían extruido grandes volúmenes de lava, pero principalmente material piroclástico (Brecha Amancaya). Estos volúmenes de materiales piroclásticos son comparables a los citados por algunos autores en colapsos de calderas durante el vulcanismo paleoceno (Matthews *et al.,* 2010), pero no hay evidencias concretas de este mecanismo en el área de estudio. Las efusiones de lavas posteriores al evento piroclástico provienen de centros efusivos descentralizados, aunque no necesariamente monogenéticos, dando origen a numerosos cuerpos de pórfidos, diques y coladas de lavas asociadas. La secuencia culmina con la emisión de domos y coladas dómicas de las Lavas Moradas que cubren unidades previas, y que se emplazan controlados estructuralmente sobre las fallas regionales N-S que delimitan la cuenca paleocena.



6. Referencias

Chong, G., 1973. Reconocimiento Geológico del área Catalina-Sierra de Varas y estratigrafía del Jurásico del Profeta, provincia de Antofagasta. Memoria de Título (Inédito), Universidad de Chile, Departamento de Geología. Santiago de Chile, Chile. 284 p. Espinoza, F., Matthews, S., Cornejo, P., Venegas, C., 2011. Carta Catalina, Región de Antofagasta. SERNAGEOMIN, Santiago de Chile, Chile. 63 p. Ewart, A., 1982. The mineralogy and petrology of Tertiary-Recent orogenic volcanic rocks: with special reference to the andesitic-basaltic compositional range. Andesites: Orogenic Andesites and Related Rocks 7: p. 25-98. Le Bas, M.J., Le Maitre, R. W., Streckeisen, A., Zanettin, B., 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. Journal of Petrology 27 (3): p. 745-750. Matthews, S., Espinoza, F., Cornejo, P., Venegas, C., 2010. Carta Altamira, Regiones de Antofagasta y Atacama. SERNAGEOMIN, Santiago de Chile, Chile. 66 p. Páez, G., Permuy Vidal, C., Guido, D., 2016. Informe: Mapeo Geológico y de Mineralizaciones, Distrito Amancaya, Antofagasta, Chile. Informe inédito. Compañía Minera Guanaco. 41 p. Wilson, M., 1989. Igneous Petrogenesis, A Global Tectonic Approach. Springer. 466 p.

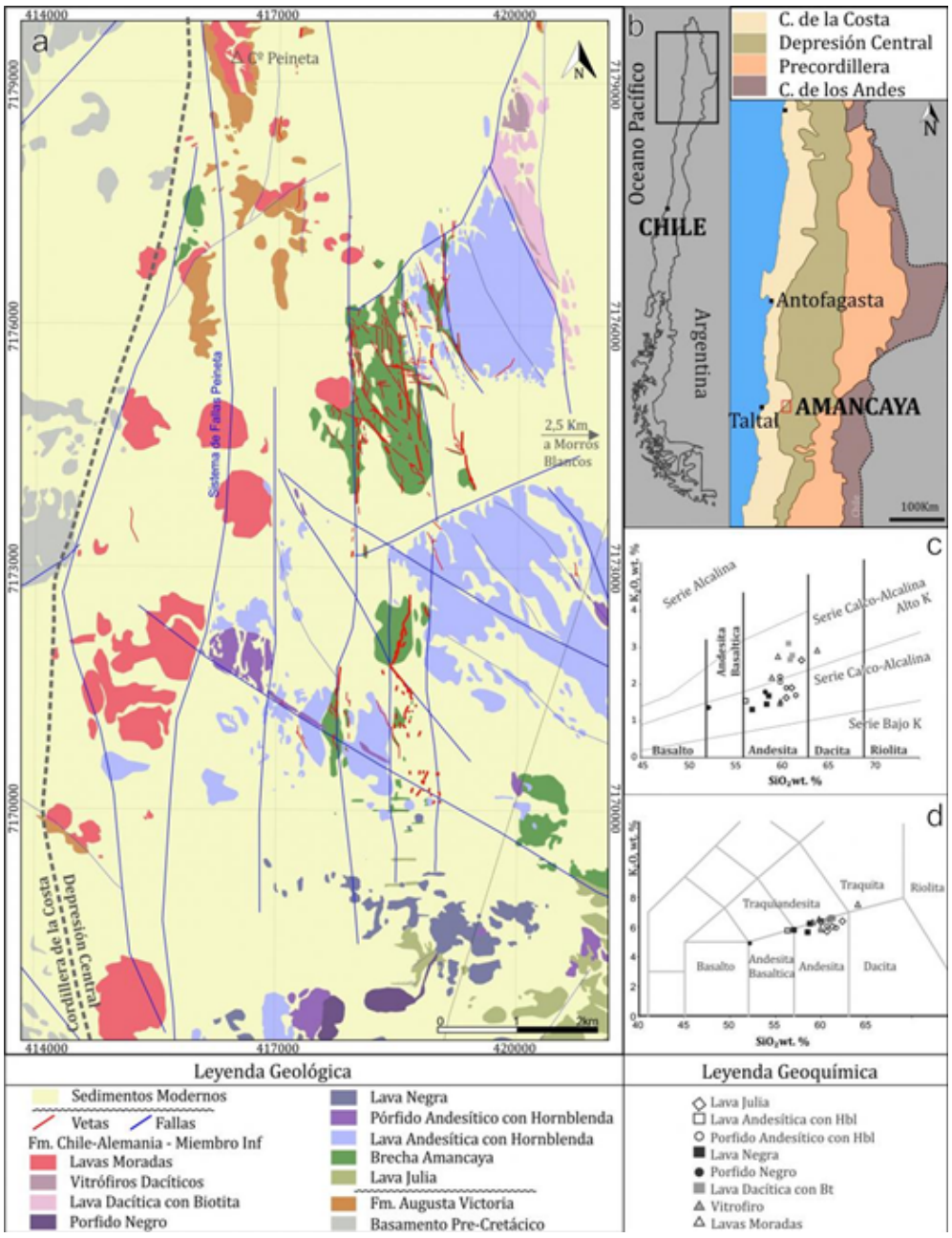


Figura 1: a- Mapa Geológico del Distrito Amancaya discriminando las diferentes litofacies definidas dentro del miembro inferior de la Fm. Chile-Alemania. b-Mapa de ubicación de la Mina Amancaya. c-Ewart (1982) Discriminación de series magmáticas; d- Le Bas (1986) Discriminación litológica en función de Álcalis Vs Sílice.

MAGM-SG: Sesión General Magmatismo y Metamorfismo

Evidencias estructurales de exhumación tectónica profunda en rocas del Complejo Metamórfico de Bahía Mansa (Región de Los Lagos, Chile)

Carolina Ester Pavez[1], Gaëlle Plissart[1], Julien Berger[2], Harry Barría[1], Hervé Diot[3], Christophe Monnier [3], Juan Carlos Moral [1].
(1) Instituto de Ciencias de la Tierra, Ciencias, Austral de Chile
(2) Université de Toulouse
(3) Université de Nantes

1. INTRODUCCIÓN

La subducción de una litosfera oceánica bajo un margen continental activo implica una serie de procesos de deformación y metamorfismo, entre ellos la acumulación y acreción tectónica de material entre las 2 placas, lo que resulta en la formación de un prisma de acreción. Estos prismas se pueden construir principalmente mediante dos modos de acreción, una acreción frontal, que se asocia a un acortamiento horizontal donde se encuentran generalmente pliegues sub-verticales, y una zona de acreción basal, evidenciada por estructuras de acortamiento vertical (pliegues recumbentes) y estiramiento (clastos, fibras minerales, sombras de presión, pliegues asimétricos), característicos de un cizalle sub-simple. Los prismas de acreción maduros muestran generalmente un espesor de 30 a 40 km (Richter *et al.*, 2007), que puede traducirse en una presión de ~10 kbar en su base. Por otro lado, los prismas de acreción contienen rocas de alta presión, típicamente se encuentran esquistos azules o eclogitas (tal como en el complejo Franciscano), que registran presiones superiores a 11 kbar evidenciando su formación a mayores profundidades que la base del prisma. Por lo tanto, se supone que existe un proceso de exhumación tectónica, desde lo profundo de sus formaciones hacia la zona de acreción basal del prisma. En este trabajo, se propone investigar, mediante el estudio de estructuras de deformación, la existencia de este tipo de exhumación profunda en rocas del Complejo Metamorfico Bahía Mansa (CMBM), del paleo-prisma de acreción de Chile, en el sector de Manquemapu, Región de los Lagos. Efectivamente, trabajos previos realizados en la localidad cercana de Los Pabilos (O Osorno y E Manquemapu) han documentado la presencia de rocas de alta presión (*boulders* de retro-eclogitas y esquistos azules; Kato y Godoy, 1995), lo que sugiere que tal exhumación ocurrió en esta zona.

2. Contexto Geologico

En las costas de Chile y en los Andes occidentales, entre los 34ºS y 43ºS afloran rocas vinculadas a un complejo de subducción y arco magmático del Paleozoico tardío. Este complejo, contiene los restos exhumados de una serie de alta presión–baja temperatura (Serie Occidental) y de una serie de baja presión–alta temperatura (Serie Oriental) (Hervé, 1998). Estas derivan de diversos protolitos y fueron afectadas por eventos metamórficos de condiciones y edad distintas, por lo que representan unidades estructurales genéticamente diferentes de un mismo complejo de acreción en el margen continental activo al sur-oeste de Gondwana en el Paleozoico Tardío. La Serie Oriental contiene metagrauvacas y filitas, asociadas a partes superficiales del prisma de acreción, ya que presentan un metamorfismo leve y la deformación registrada se caracterizó como acreción frontal (Hervé, 1988). Posteriormente fueron intruídas por el Batolito de la Costa (305 Ma) que generó un metamorfismo de contacto (rocas corneanas registrando condiciones de 3 kbar y hasta 720ºC, Willner, 2005). La Serie Occidental tiene las características de rocas formadas en la base de un prisma de acreción, por acumulación de metasedimentos y presencia de metabasitas y localmente serpentinitas, proviniendo de la placa oceánica subducida (Willner, 2005). Las condiciones metamórficas a la base del prisma fueron estimadas a 7.0–9.3 kbar y 380–420°C, basado en la presencia de lawsonita y glaucofano en metapelitas en la isla de Chiloé y anfíbol sódico relicto en esquistos en el área entre Valdivia y Puerto Montt (Glodny *et al.*, 2005; Kato *et al.*, 2008). Además, esta Serie contiene rocas de más alta presión, como, por ejemplo, a latitudes < 38ºS, los esquistos azules de Pichilemu (9.5-10 kbar y 350-385ºC, *c.* 300 Ma, Willner, 2005) y las anfibolitas y mica-esquistos con granate de Punta Sirena (12.5-14 kbar y 540-580ºC, *c.* 320 Ma, Hyppolito *et al.*, 2014) y, a latitudes > 38ºS, las retro-eclogitas de Los Pabilos (13 kbar y 550ºC, *c.* 360 Ma) retrogradas en la facies esquisto azul (9 kbar y 400°C, *c.* 325 Ma, Kato *et al.*, 2008). Dentro de la Serie Occidental, el CMBM corresponde a un conjunto heterogéneo de rocas metamórficas (esquistos pelíticos a semipelíticos, esquistos máficos y rocas máficas a ultramáficas, que registraron condiciones metamórficas de la facies esquisto verde de alta presión) y aflora desde la zona costera de Valdivia, Región de los Ríos, hasta la isla Grande de Chiloé, Región de los Lagos, entre las latitudes 39º30 y 42º00S. El CMBM, registra, al menos, dos episodios de deformación D1 y D2, que habrían evolucionado durante el lapso Devónico-Triásico en el borde sur-occidental de Gondwana (Duhart *et al.*, 2001). Estos eventos se preservan con diferentes intensidades a lo largo del conjunto rocoso: D1 corresponde al evento más antiguo y poco preservado, al que se le sobreimpone un evento D2, predominante, que genera la foliación principal S2 penetrativa, y que habría ocurrido en un contexto regional en un régimen dúctil (Kato, 1985).

3. Resultados

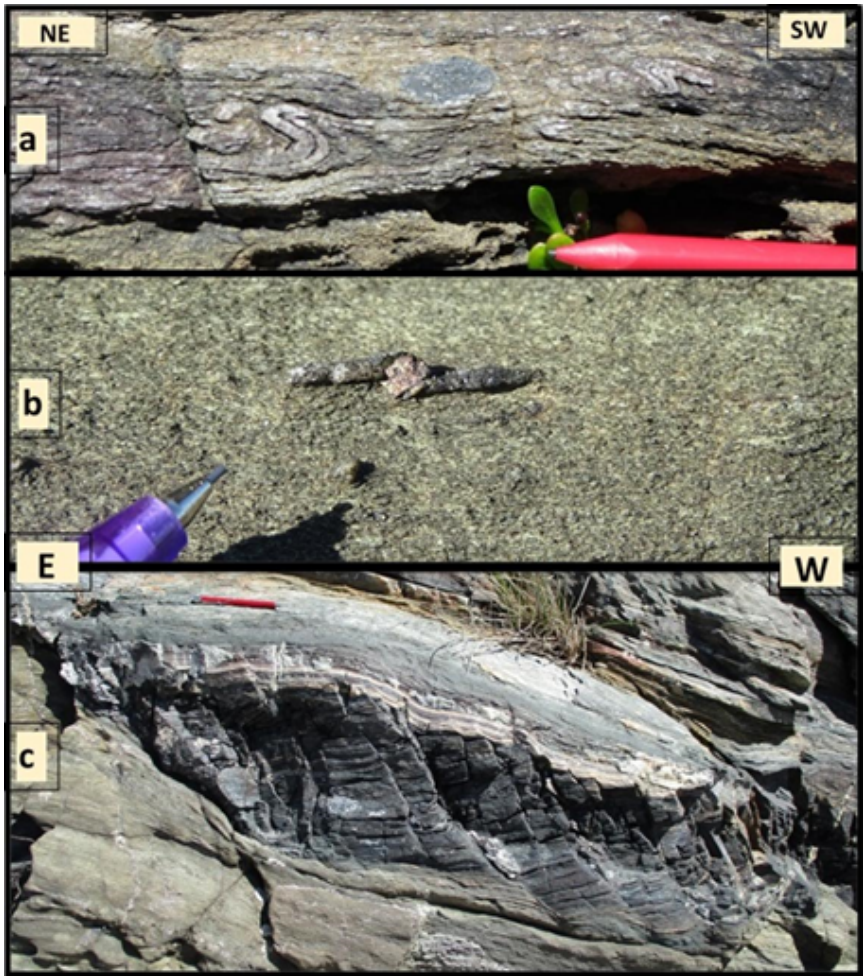
En el área de estudio, la litología predominante corresponde a esquistos pelíticos y máficos (verdes a amarillos cuando se encuentran altamente meteorizados). En los esquistos pelíticos, se distingue una foliación predominante con rumbo NO–SE (N105 a N150) y manteo promedio de 35 al SO. Localmente, corresponde al plano axial del plegamiento recumbente de una foliación anterior, que puede ser tanto una crenulación como pliegues isoclinales en lentes de cuarzo. Sin embargo, de manera más general, este plegamiento ya no se observa, por ejemplo, porque se transpuso por aplastamiento con los limbos que se paralelizan al plano axial. A este proceso de plegamiento se asocia una lineación de crenulación buzando en dirección N205-250 de 12-42º. Además, una lineación de estiramiento, evidenciada por alineación de granos de albita, turmalinas y fibras en lentes de cuarzo, muestra una orientación con rumbo N270-300 y buzamiento 20-30O. Los sentidos de movimientos asociados muestran generalmente un top-al-E (por ejemplo, pliegue de entrenamiento en lente de cuarzo, Fig. a), pero la asimetría es globalmente poco pronunciada. Por otro lado, una crenulación N-S posterior a todos los eventos citados genera nuevos planos subverticales. En los esquistos máficos, la foliación muestra una orientación similar a la de los pelíticos, pero presenta características de milonita. Efectivamente, las estructuras de estiramiento son abundantes y son evidentemente asimétricas. La lineación de estiramiento presenta una orientación similar (N240-304) a la observada en los esquistos pelíticos. Se han visto alineación de granos de albita, anfíbol verde (dentro de los cuales se reconoció winchita) y clorita, sombras de presión de cuarzo alrededor de pirita (Fig. b), entre otros, que indican globalmente un top-al-este. Interpretamos la forma de *boudins* asimétricos de epidota como antiguos domino-*boudins* posteriormente estirados ("sheared domino-*boudins*") con un top también al este. Además, se observaron algunos pliegues recumbentes con eje sub-paralelo a la lineación de estiramiento, que podrían corresponder a pliegues de tipo vaina. De manera interesante, se observaron dos domino-*boudins* métricos de magnetita-cuarzo (Fig. c), que muestran igualmente un top-al-este. Están internamente plegados con el eje paralelo al estiramiento.

4. Discusión y Conclusión

Nuestros primeros resultados estructurales sugieren 2 tipos de deformación dúctil asociados a una acreción basal en el paleo-prisma chileno: por un lado, un evento de estiramiento, principalmente registrado en los esquistos máficos y *boudins* de magnetita-cuarzo y, por otro lado, un evento de aplastamiento subvertical, quizás acompañado por un componente de cizalle simple, evidenciado en los esquistos pelíticos. Las foliaciones asociadas a ambos eventos aparecen con orientación similar; por lo tanto, podrían corresponder a 2 eventos distintos en el tiempo, pero paralelizados, o a un mismo evento con repartición espacial del tipo de deformación. En el CMBM, Duhart *et al.*, (2001) describieron una foliación S2 asociada a pliegues recumbentes isoclinales en esquistos pelíticos. Más localmente, estos autores evidenciaron también la presencia de milonitas en las playas Tril-Tril y Chaiguaco y la Punta Quillagua, con lineación de estiramiento al noroeste asociadas al evento de deformación D2. Además, Plissart *et al.*, (2015) reconoció este estiramiento en la costa de Valdivia, con ejes de pliegues recumbentes intrafoliales subparalelos a la elongación, en dirección E-O a SE-NO. Por lo tanto, se sugiere que la deformación observada en el sector de Manquemapu en los esquistos pelíticos es muy similar a lo ya descrito anteriormente. Este estilo de deformación fue interpretado como una combinación de aplastamiento vertical y estiramiento subhorizontal E-O, correspondiente a un mecanismo de acreción basal. Sin embargo, se evidencia en este estudio la presencia generalizada de milonitas en esquistos máficos. Esta observación, asociada a la presencia de winchita, nos permite sugerir que el evento de milonitización ocurrió a profundidades iguales o superiores a la base del prisma. Además, porque afecta solamente a las rocas de la corteza oceánica, proponemos que esta deformación es asociada a una historia distinta (D1?) al emplazamiento adentro de los meta-sedimentos del prisma, por ejemplo, en partes más profundas relacionadas al canal de subducción. En esta hipótesis, el top-al-este registrado podría corresponder a una exhumación tectónica profunda (movimiento de tipo normal) en el paleo-sistema de subducción chileno, ayudando el ascenso de rocas de alta presión. Este top-al-este se observa en una foliación hoy día con manteo al SO, lo que significaría que fue inclinada durante eventos posteriores, los cuales podrían corresponder a estructuras dúplex o antiformas vinculadas a la exhumación tardía adentro del prisma (Glodny *et al.*, 2005). REFERENCIAS Duhart, P. *et al.*, 2001. El Complejo Metamórfico Bahía Mansa en la cordillera de la Costa del centro-sur de Chile (39°30-42°00S): geocronología K-Ar, $^{40}Ar/^{39}Ar$ y U-Pb e implicancias en la evolución del margen sur-occidental de Gondwana. Revista geológica de Chile 28(2): 179-208. Glodny, J. *et al.*, 2005. Internal dynamics of a paleoaccretionary wedge: insights from combined isotope tectonochronology and sandbox modelling of the South-Central Chilean forearc. Earth and Planetary Science Letters 231(1–2), 23–39. Hervé, F. 1988. Late Paleozoic subduction and accretion in Southern Chile. Episodes, 11: 183–188., Actas, Vol. 2: p. 1267-1270. Antofagasta. Hyppolito, *et al.*, (2014). Late Paleozoic onset of subduction and exhumation at the western margin of Gondwana (Chilenia Terrane): Counterclockwise P–T paths and timing of metamorphism of deep-seated garnet–mica schist and amphibolite of Punta Sirena, Coastal Accretionary Complex, central Chile (34 S). *Lithos*, *206*, 409-434. Kato, T. 1985. Pre-Andean orogenesis in the Coast Range of central Chile. Geological Society of America, Bulletin, 96: 918-924. Kato, T.; Godoy, E. 1995. Petrogenesis and tectonic significance of Late Paleozoic coarse-crystalline blueschist and amphibolite boulders in the Coastal Range of Chile. International Geology Review, 37: 992-1006. Kato *et al.*, 2008. Inception of a Devonian subduction zone along the southwestern Gondwana margin: $^{40}Ar–^{39}Ar$ dating of eclogite–amphibolite assemblages in blueschist



boulders from the Coastal Range of Chile (41°S). Canadian Journal of Earth Sciences 45(3), 337–351. Plissart, G. *et al.*, 2015. Accretionary prism mechanisms preserved in the Valdivia Coast basement (39 40-39 53S). Richter, P. *et al.*, 2007. Structural contacts in subduction complexes and their tectonic significance: the Late Palaeozoic coastal accretionary wedge of central Chile. Journal of the Geological Society, 164(1): 203-214. Willner, *et al.*, 2005. Pressure-Temperature Evolution of a Late Palaeozoic Paired Metamorphic Belt in North-Central Chile (34 -35 30S). Journal of Petrology 46(9)



Estructuras dúctiles preservadas en la localidad de Manquemapu (Región de Los Lagos). a) Pliegue asimétrico en esquistos pelíticos, mostrando un top-al-este. b) Sombras de presión alrededor de piritas en esquistos máficos miloníticos, mostrando un top-al-este. c) Domino-boudin de magnetita-cuarzo, mostrando un top-al-este.

MAGM-SG: Sesión General Magmatismo y Metamorfismo

Devonian magmatism in the Coastal Ranges of the Chilean Lake district: The Zarao Metatrachyte

Paulo Quezada[1], Francisca Vildoso[2], Camila Marambio[3], Camilo Palape[3], Francisco Hervé[2,3], Mauricio Calderon[2], Carlos Rapela[4], Robert Pankhurst[5], Mark Fanning[6].
(1) Seremi de Minería Región de Aysén, Ministerio de Minería, Baquedano 336, Coyhaique, Chile, Chile
(2) Carrera de Geología, Facultad de Ingeniería, Universidad Andrés Bello, Sazie 2119, Santiago, Chile, Chile
(3) Departamento de Geología, Universidad de Chile, Plaza Ercilla 803, Santiago, Chile
(4) Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de la Plata, La Plata, Argentina, Argentina
(5) Visiting Research Associate, British Geological Survey, Keyworth, Nottingham NG12 5GG, United Kingdom, United Kingdom
(6) Research School of Earth Sciences, The Australian National University, Canberra, ACT 0200, Australia, Australia

Introduction The Zarao metatrachyte is a small and isolated Early-Middle Devonian felsic subvolcanic intrusion spatially associated with mafic schists. It was initially included in the 'Metabasitas de Estaquilla', a sub-unit of the Permian to Triassic Bahia Mansa Metamorphic Complex (Duhart *et al.*, 2001) although no contact relationships can be seen in the field. It is located on the eastern slope of the Coastal Ranges of the Lake District (*c.* 41°30'S), around 50 km west of Los Muermos (Fig 1). Between 39° and 43°S, Devonian magmatism is interpreted as forming two discontinuous belts of granitoids, one located near the western edge of the North Patagonian Massif and the other in the western slope of the main Andes – the latter along the strike of the Liquiñe-Ofqui Fault Zone (Fig. 1). Both were generated in a supra-subduction zone environment (Quezada *et al.*, 2015) and zircon O-Hf isotope data indicate that continental crust contributions to the magmas are significant in granitoids of the NPM but absent in the plutonic rocks of the Chilean Andes (Hervé *et al.*, 2016). The latter is suggested to have been generated in Chaitenia, an oceanic terrane. Pillowed metabasalts (Hervé *et al.*, 2018, in press) and trilobite-bearing slates (Fortey *et al.*, 1992) of Devonian age cropping out in the Andes of Lake District are the most probable host rocks of Chaitenia. In the Los Muermos area, metamorphic rocks found at > 1600 m depth in ENAP drill cores were included by McDonough *et al.* (as cited by Duhart *et al.*, 2001) in the Llanquihue Basement Complex (Fig. 1). Detrital zircon grains indicate a Middle Devonian (*c.* 385 Ma) maximum possible sedimentation age for the unit (Hervé *et al.*, 2016), which probably represents an accretionary complex developed in the forearc of the NPM during the Devonian. The origin and relationship of the Zarao trachyte with Chaitenia and the Llanquihue Basement Complex is here investigated through whole-rock geochemistry coupled with in-situ zircon O-Hf isotope analyses. Materials and methods Whole-rock geochemistry was performed on two samples of the Zarao metatrachyte (FO14108, CM2-04-08) and on two nearby mafic schists (CM2-06-08, CM2-08-08). In-situ zircon O-Hf analyses were carried out in one sample of the Zarao metatrachyte (FO14175). Major elements and trace elements were measured using ICP-OES and ICP-MS, respectively, at ACTLABS Laboratories (Canada). O- and Hf-isotope analytical work was carried out at the Research School of Earth Sciences, The Australian National University, Canberra. Results *1. General aspects* Vildoso (2017) included the studied rocks in the 'Metavolcanitas de Zarao', an informal unit, on the basis of petrographic observations and considering the older age of Zarao metatrachyte when compared with the Metabasitas de Estaquilla unit (Duhart *et al.*, 2001). Two tectonothermal metamorphic events (D_1 and D_2) are recognized in the 'Metavolcanitas de Zarao' unit. D_1 was generated under greenschist facies and its associated foliation (S_1) has NE/SW orientation, dipping to SE. The mineral assemblage in the mafic schists is Bt + Chl + Ep + Act + Qz + Ttn + Ab. Secondary assemblages in the metatrachytes are Qz + Chl + Ttn + Bt + WM. D_2 was coeval with fragile/ductile deformation and is well preserved in the metatrachytes with an associated mineral assemblage consisting of Qz + Chl + Bt + Gt. The original texture of the trachyte is porphyritic, with K-feldspar crystals up to 1 cm. Plagioclase and quartz are also preserved. They are included in a fine-grained groundmass of feldspar, quartz and opaque minerals. In some thin samples, aligned microliths of feldspar are seen in thin section. The metamafic rocks of the Zarao area are fine-grained amphibole and zoisite schists with nematoblastic to granonematoblastic texture oriented according to S_1. Deformed plagioclase porphyroclasts are preserved. Zoisite, titanite and albite porphyroblasts are fractured and veins of Qz + Bt + Chl + opaques cut the foliation. *2. Whole-rock geochemistry*

2.1. 'Metavolcanitas de Zarao' metatrachyte
The two analyzed samples have LOI values < 0.97%. In the major element classification diagram, they plot in the trachyte field (Fig. 2). Major element geochemistry is characterized by a ferroan, slightly peraluminous and alkali-calcic to alkalic signature, typical of A-type granites. They have high Nb (> 87 ppm), Zr (> 820 ppm), and total REE content (> 574 ppm). REE patterns (Fig. 3b) show a steep LREE portion (La_N/Sm_N = 4.0 and 4.7), negative Eu anomalies (Eu/Eu*= 0.20 and 0.34), and nearly flat MREE–HREE portions (Sm_N/Yb_N = 2.14 and 2.24), indicative of plagioclase fractionation. Multi-element variation (Fig. 3a) shows strong enrichment in trace elements relative to primitive mantle composition and pronounced negative anomalies of P, Ti, and Sr.

2.2. 'Metavolcanitas de Zarao' mafic schists
The mafic schist samples analyzed have LOI values < 2.2%. According to total alkali content, the protoliths correspond to sub-alkaline basalts but having significant variation in trace element contents (Figs 2 & 3). Sample CM2-06-08 has a flat to LREE-depleted



REE pattern (La_N/Sm_N= 0.83), with a small positive Eu anomaly (Eu/Eu*= 1.19). Sample CM2-08-08 has higher overall REE contents and is LREE-enriched (La_N/Sm_N = 2.6). Differences are also evident in the multi-element diagram: CM2-08-08 has an enriched trace element content without pronounced anomalies, whereas sample CM2-06-08 shows LILE enrichment relative to HFSE, a negative P anomaly and a marked positive anomaly for Sr (Fig. 3a). *3. Zircon O-Hf isotope geochemistry* The O-Hf signature of the Zarao metatrachyte is characterized by low $\delta^{18}O_{zircon}$ values (between 3.9 and 5.1) and negative εHf (t) zircon values (between -9.8 and -1.4). This isotopic signature differs from the Devonian arc-related rocks in the North Patagonian Massif and those from the Chaitenia terrane (see Fig. 6). Discussion According to its major and trace element composition, the Zarao metatrachyte corresponds to a differentiated magma with an alkali signature generated within the plagioclase stability field. Tectonic discrimination diagrams indicate a within-plate setting for magma genesis (Fig. 5a), in contrast to I-type Devonian magmatism in Chaitenia and North Patagonian Massif. Its position in the Y-Nb-Ga discrimination diagram for A-type granites points to an arc-like to OIB-like mixed source for the generation of magma (Fig. 5b). The trace element content of the two analyzed mafic schists shows substantial differences between them, sample CM2-08-08 being the more enriched (Fig. 3). Compared to the N-MORB 'Metabasitas de Estaquilla', sample CM2-06-08 displays a 'similar' REE pattern, but its trace element content is lower (Fig. 3b). The multi-element spider diagram enhances the difference due to the presence of Sr and P anomalies displayed by CM2-06-08, which are absent in the metabasalts of Estaquilla (Fig. 3a). In tectonic discrimination diagrams for basalts sample CM2-08-08 shows affinities to continental tholeiites, ocean island alkali basalts/tholeiites and E-MORB to OIB basalts that have experienced minor magma-crust interaction (see Fig. 4). On the other hand, sample CM2-06-08 has affinities to island arc tholeiites (Fig. 4b). The zircon Hf-isotope composition of the Zarao metatrachyte indicates a different magma source from that of the Chaitenia magmatism, involving the participation of old recycled materials with a similar signature to Devonian magmatism in the NPM. In contrast, the zircon O-isotope composition of Zarao is similar to that of Chaitenia arc-magmatism, precluding the participation of upper continental crust materials in magma genesis. The $\delta^{18}O_{zircon}$ values are lower than the mean mantle zircon O-isotope composition and very similar to the mean value for 'oceanic plagiogranites' reported by Grimes *et al.* (2013). These O-isotope compositions are taken as indicative of the participation of low $\delta^{18}O$ materials, such as High-T altered basaltic crust, in the magma genesis. The existence of mafic schists with arc-like and plume-influenced alkali signatures in the Zarao area is coherent with the mixed source of the Zarao metatrachyte (Fig. 5b), possibly indicating a genetic relationship. Is noteworthy that samples from the Llanquihue Basement Complex do not appear to contain detrital zircons derived from the Zarao metatrachyte (*c.* 393 Ma) (Fig. 6), possibly indicating that the trachyte was not part of the NPM forearc during Middle Devonian time. Thus, the negative Hf-isotope composition of Zarao is possibly related to materials derived from an oceanic enriched mantle source (OIB-like) rather than to lower/mafic continental crust. Acknowledgments Project FONDECYT 1180457 financed the research. Dr. F. Fuentes participate in the field work. References Boynton, W.V. 1984. Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: HENDERSON, P. (ed), Rare Earth Element Geochemistry, Elsevier, 63–114 Cabanis, B, 1989. Le diagramme La/10-Y/15-Nb/8: un outil pour la discrimination des séries volcaniques et la mise en évidence des processus de mélange et/ou de contamination crustale. CR Acad. Sci. Ser. II 309 (1989) 2023-2029. Crignola, P.; Duhart, P.; McDonough, M.; Muñoz, J. 1997. Antecedentes geoquímicos acerca del origen de los esquistos máficos y cuerpos ultramáficos en la Cordillera de la Costa, sector norte de la Xa Región, Chile. In Congreso Geológico Chileno, No. 8, Actas, Vol. 2, p. 1254-1258. Antofagasta. Duhart, P., Mc Donough, M., Muñoz, J., Martin, M., Villeneuve, M., 2001. El Complejo Metamórfico Bahía Mansa en la Cordillera de la Costa del centro-sur de Chile (39°30'–42°S): geocronología K\Ar, $^{40}Ar/^{39}Ar$ y U\Pb, implicancias en la evolución del margen sur-occidental de Gondwana. Revista Geológica de Chile 28, 179–208. Eby, G. Nelson, 1992. "Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications." Geology 20.7 (1992): 641-644. Fortey, R., Pankhurst, R. J. & Hervé, F. 1992. Devonian trilobites at Buill, Chile, 42°S. Revista Geológica de Chile, 19, 133–144. Grimes, C.B., Ushikubo, T., Reinhard, K., Valley, J.W., 2013. Perspectives on the origin of plagiogranite in ophiolites from oxygen isotopes in zircon. Lithos 179, 48–66. Hervé, F., Calderón, M., Fanning, C.M., Pankhurst, R.J., Fuentes, F., Rapela, C.W., Correa, J., Quezada, P., & Marambio, C. 2016. Devonian magmatism in the accretionary complex of southern Chile. Journal of Geological Society of London. Hervé, F., Calderón, M., Fanning, C.M., Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Quezada, P. (in press). The country rocks of Devonian magmatism in the North Patagonian Massif and Chaitenia. Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., and Zanettin, B., 1986, A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram: Journal of Petrology, v. 27, p. 745–750. McDonough W, Sun S S (1995) The composition of the Earth. Chem Geol 120: 223-253 doi:10.1016/0009-2541(94)00140-4 Mullen, Ellen D. 1983. "MnO/TiO 2/P 2 O 5: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis." Earth and Planetary Science Letters 62.1 (1983): 53-62. Pearce J A, Harris NW& Tindle A G (1984) Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. J Petrology 25: 956-983. doi:10.1093/petrology/25.4.956 Pearce, J.A., 2008, Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust: Lithos, v. 100, p. 14–48. doi:10.1016/ j.lithos.2007.06.016 Quezada, P., Hervé, F. *et al.*, 2015. Contrasting magmatic sources of Devonian calc-alkaline magmatism emplaced in the western slope of the Andes, Chile, and North Patagonian Massif, Argentina (40–43°S Lat.). In: Charrier, R., Hervé, F., Maksaev, V., Mpodozis, C. & Oyarzún, J. (eds) XIV Congreso Geológico Chileno, La Serena, ST3_066. Valley, J.W., Kinny, P.D., Schulze, D.J. & Spicuzza, M.J. 1998. Zircon megacrysts from kimberlite: oxygen-isotope variability among

mantle melts. Contributions to Mineralogy and Petrology, 133, 1–11. Vildoso, M.F. 2017. Petrología del basamento metavolcánico Devónico de la Cordillera del Zarao, Los Muermos, Región de los Lagos, Chile. Graduation thesis (Unpublished), Carrera de Geología, Universidad de Andrés Bello, Santiago, 67 pp.

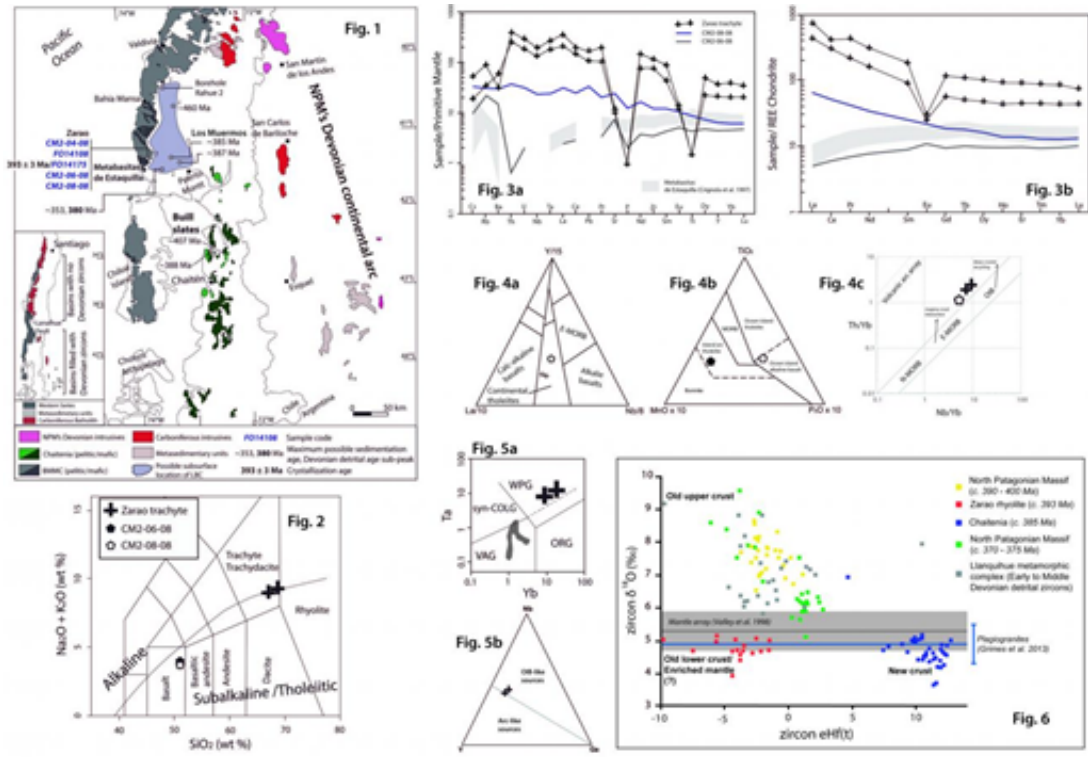


Figure 1. Regional sketch map of the Paleozoic basement of the area. Geochronological data after Hervé et al. (2016; 2018, in press).

Figure 2. TAS classification diagram (Le Bas et al., 1986).

Figure 3. Spider diagrams. Normalization values of Primitive Mantle and chondrite after McDonough & Sun (1995) and Boynton (1984), respectively.

Figure 4. Tectonic discrimination diagrams for basaltic rocks. a. Cabanis (1989), b. Mullen (1983), c. Pearce (2008). Zarao metatrachyte data is ploted for comparison.

Figure 5. a. Tectonic discrimination diagrams for granitic rocks (Pearce et al., 1984), the shaded area is for I-type Devonian granites of Chaitenia and North Patagonian Massif (Quezada et al., 2015), b. A-type granite discrimination diagram (Eby, 1992).

Figure 6. eHf vs O diagram. Values after Hervé et al. (2016).

MAGM-SG: Sesión General Magmatismo y Metamorfismo

New Neocomian detrital zircon U-Pb age from the Chonos Metamorphic Complex

Manuel Suárez[1], Rita De La Cruz[2], Fernando Barra[3], Diego Morata[3].
(1) Geología, Ingeniería, Universidad Andrés Bello
(2) Geología Regional, Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago, Chile
(3) Geología, Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile

A belt of low-grade metamorphic rocks known as the Chonos Metamorphic Complex and interpreted as Palaeozoic–Early Mesozoic accretionary complexes crops out in the archipelagic westernmost part of central Patagonia, between latitudes 44° and 47°S, Chile, and in contact with the Cretaceous-Cenozoic central Patagonian Batholith (Hervé *et al.*, 1998; Fang *et al.*, 1998; Hervé *et al.*, 2003; Willner *et al.*, 2000). These rocks, originally assigned to the Paleozoic are currently known to include Late Triassic fossils at one locality (Fang *et al.*, 1998), and detrital zircons that indicate a Late Triassic-Early Jurassic maximum age (Hervé *et al.*, 2003). In this note, we present new U-Pb detrital zircon ages from a mica-schist of this complex (analysis done at the geochronology laboratory of the Departmento de Geología, Universidad de Chile); the result indicates an Early Cretaceous maximum age, much younger than previously known (76 zircons dates; 10 dates between 130-142 Ma). These data also show the presence of detrital zircons with Paleozoic ages but none with Triassic and Jurassic detrital zircons which is striking considering previous work reporting zircon grains of that age. A possible explanation would be to consider that these sediments were deposited to the west of the trench, in the abyssal plain, and separated from the transporting systems of eroded Triassic-Jurassic rocks by the trench, and with the existence of islands with Paleozoic rocks delivering eroded detritus to the abyssal depocenter. References Fang, Z.-J., Boucot, A., Covacevich, V., Hervé, F. 1998. Discovery of Late Triassic fossils in the Chonos Metamorphic Complex, Southern Chile. Revista geológica de Chile, 25, 165-173. Hervé, F., Fanning, M., Pankhurst, R. 2003. Detrital zircon agepatterns and provenance in the metamorphic complexes of Southewrn Chile. Journal of South American Earth Sciences, 16, 107-123. Willner, A.P., Hervé, F., Massone, H.-J. 2000. Mineral chemistry and pressure-temperature evolution of two contrasting high-pressure-low temperature belts in the Chonos Archipelago, southern Chile. Journal of Petrology, 41, 309-330.



MAGM-SG: Sesión General Magmatismo y Metamorfismo

Late Jurassic to Late Cretaceous continuous magmatism in Central Patagonia: Zircon SHRIMP U-Pb age data

Manuel Suárez[1], Rita De La Cruz[1], Mark Fanning[2].
(1) Geología, Ingeniería, Universidad Andrés Bello
(2) Australian National University

Fourteen new SHRIMP U-Pb from 6 different Early Cretaceous and Cenozoic lithostratigraphic units from the Aysén Region in Chilean Patagonia allowed the identification of:

1. A continuum of magmatism from 155 to 96 Ma and probably up to 65 Ma.
2. A previously unknown Valanginian-Barremian magmatism and a hypothetical westward migration of it.
3. The absence or diminished volcanic activity in the Paleocene.
4. Important Chattian and Burdigalian volcanism.
5. The abundance and continuous range of ages of detrital zircon grains of the Apeleg sandstones, between 155 and 124 Ma, indicates a continuum of magmatism from the Kimmeridgian to the early Aptian. The question is whether their provenance was from volcanic rocks that were always subaerially exposed and/or from volcanic rocks that were covered by lower Neocomian sedimentary rocks and/or from plutonic rocks. The latter cases would imply tectonic exhumation contemporaneous with magmatism.
6. An Aptian age of *ca.* 123 Ma is the youngest of the maximum ages obtained for the Apeleg Formation.
7. A Burdigalian (late early Miocene) maximum age of approximately 19 Ma for parts of the Guadal Fm.
8. A Burdigalian age of approximately 18 Ma was obtained from a tuff at the base of the Santa Cruz Formation.
9. All of the analyzed samples from the Upper Oligocene and Lower Miocene beds, with one exception, lack or have minor amounts of zircon grains with Paleozoic or Proterozoic ages. This is a notorious difference from the Lower Cretaceous sandstones that are characterized by a strong pre-Mesozoic signature. It can be interpreted as due to a generalized burial of metamorphic complexes by the Cretaceous sedimentary and volcanic beds. The exception corresponds to one of the analyzed samples of the Santa Cruz Formation that has only Paleozoic and Proterozoic zircon grains with the exception of just one Miocene grain. This can be related to localized tectonic uplift of the metamorphic rocks during the Miocene.
10. New field and radiometric work indicates a conformable contact between Apeleg and Divisadero units, changing previous reports, and supports a Turonian-Santonian, Eocene-Late Oligocene and Miocene compressive tectonism. Migration and widening of arc-trench elements and changes of subduction angles are inferred for the Late Mesozoic.

MAGM-SG: Sesión General Magmatismo y Metamorfismo

Nuevos antecedentes sobre la petrografía del Batolito Costero del Sur: El Complejo Plutónico de Penco, Región del Bío-Bío

Camila Javiera Nicole Yung[1], Alex Belmar[2], Oscar Figueroa[1].
(1) Universidad de Concepción
(2) Minera Biolantanidos

El Batolito Costero del Sur (BCS), de edad Carbonífero–Pérmico aflora desde los 33°S hasta los 38°20S, en la parte central de la cordillera de Nahuelbuta principalmente. Su petrografía está compuesta dominantemente por granodioritas y tonalitas de hornblenda y biotita, sin embargo, también es posible encontrar variedades como dioritas y gabros. En ese contexto, el presente trabajo tiene por objetivo definir y caracterizar las unidades que conforman al Complejo Plutónico de Penco (CPP), ubicado en la comuna de Penco región del Biobío, entre las latitudes 36°40,8–36°47,7 y longitudes 72°59,8–72°51,6, dentro de límites del Batolito costero del Sur. Las unidades litológicas del área están sometidas a una fuerte meteorización química y física, lo que destruye su mineralogía primaria: los feldespatos que componen gran parte de la roca, son alterados a arcillas (caolinita principalmente) alcanzando éstas entre 30 50% del total de los minerales presentes. Los minerales restantes corresponden principalmente a cuarzo y micas (biotita). Esta roca fuertemente meteorizada se conoce con el nombre de saprolito, el cual se distribuye como un manto semi-horizontal que alcanza los 50m de profundidad en la zona, a partir de donde es posible encontrar roca bien preservada. Se han realizado campañas de sondajes sónicos que han penetrado hasta la roca fresca, pasando los niveles de saprolito. A partir de estos testigos de roca se han determinado 4 unidades principales, caracterizadas petrográficamente mediante el estudio de secciones transparentes y que varían de dioritas a tonalitas: diorita cuarcífera de anfíbol y biotita, tonalita de biotita y anfíbol y tonalita de granate y biotita. Es esta última unidad, la que destaca por la presencia de granate (10–30%), un mineral accesorio poco común en el BCS y que la mayoría de las veces se encuentra en pegmatitas o como mineral de rocas metamórficas. La cristalización del granate en la tonalita como mineral formador de roca nunca antes ha sido descrita ni caracterizado en la zona, tema petrológica y genéticamente relevante.

MAGM-1: Arcos magmáticos fanerozoicos

O-Sr-Nd isotope constraints on the origin of intermediate magmas in the Famatinian arc, NW Argentina

Pablo H. Alasino[1], C Casquet[2], C Galindo[2], C Rapela[3], R. Pankhurst[4], J Dahlquist[5], C. Recio[6], E Baldo[5].
(1) Centro Regional de Investigaciones Científicas y Transferencia Tecnológica de La Rioja (CRILAR), Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas
(2) Dpto. de Mineralogía y Petrología- Instituto de Geociencias (IGEO), Universidad Complutense-CSIC, Madrid, España
(3) Centro de Investigaciones Geológicas (CIG, CONICET, Universidad Nacional de La Plata, La Plata, Argentina
(4) British Geological Survey, UK
(5) Centro de Investigaciones en Ciencias de la Tierra (CICTERRA), CONICET-Universidad Nacional de Córdoba, Córdoba, Argentina
(6) Area de P. y Geoquímica, Dto. de Geología, Universidad de Salamanca, Salamanca, España

The origin of Early Ordovician Famatinian intermediate igneous rocks is controversial and has been ascribed to either (i) partial melting of a Proterozoic crust-lithospheric mantle section, or (ii) interaction between mafic magmas and supracrustal materials. We explore the new geochemical evidence from 35 bulk rock O-Sr-Nd isotope compositions from three crustal sections of the arc, a relatively deep one (LC) represented by the Sierra de Valle Fértil, a mid-crustal section (MC) in the Western Sierra de Famatina and SW Sierra de Velasco, and an upper crustal section (UC) in the Sierra de Los Llanos, central Sierra de Famatina and Sierra de Narváez. δ18O values allow us to distinguish four main groups: G1 represented by two meta-gabbros with low δ18O values (*ca.* +5.3‰), one from LC and one from MC; G2 comprising a wide range of rocks (10 meta-gabbros/gabbros, eight diorite-tonalite-granodiorite samples, three granites and two rhyolites) of all levels with δ18O values from +6.6 to +10‰; G3 consists of two hybrids of MC with δ18O values of +8.7 and +9.9‰ formed by interaction between partially molten country rocks and metaluminous tonalitic magmas; and G4 formed by five Ordovician metasedimentary rocks and three Crd-bearing granites of the three levels with the highest δ18O values (+10.6 to +13.8‰). There is no major difference in isotope composition between mafic G2 rocks thought to be derived from a metasomatized sub-arc mantle (δ18O= +7.4 to +9.4‰, $^{87}Sr/^{86}Sr_{i=}$ 0.706 to 0.709 and εNd_i= 3.7 to 5.8) and intermediate rocks of the same group (δ18O= +6.6 to +9‰, $^{87}Sr/^{86}Sr_i$= 0.705 to 0.709 and εNd_i= 0.5 to 4.4, except for two LC samples with values about +9.5‰, 0.711 and 5). G2 granites and rhyolites show higher values of δ18O (+8.5 to +10‰) but similar $^{87}Sr/^{86}Sri$ (0.706 to 0.709) and εNd_i (*ca.* 3.5). Remarkably, the range of δ18O values from +6.6 to +10‰ for most G2 samples does not correlate with aluminum saturation index (ASI). Except for some G2 tonalite samples of LC and G3 hybrids from thermal aureoles, the ASI values remain unchanged within each group of rocks. Generation of the G2 intermediate rocks cannot be related to the bulk assimilation of partially melted metasedimentary rocks of G4 through partial melting by mafic intrusions. We conclude that sub-arc mantle melting was the main process involved in the formation of the metaluminous G2 intermediate rocks with restricted contamination (≤ 20%) by continental crust melts.

MAGM-1: Arcos magmáticos fanerozoicos

Evolución temporal y espacial del magmatismo en el norte de Chile, entre el Carbonífero y el Mioceno

Javier Álvarez Amado[1], Paulina Vásquez Illanes[1], Esteban Salazar Pérez[1], Christian Creixell Torres[1].
(1) Departamento de Geología General, Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago, Chile

Para comprender la evolución del magmatismo en los Andes Centrales del norte de Chile, se presentan los resultados de un estudio geocronológico, que incluye el análisis de ~600 edades U-Pb en rocas intrusivas, volcánicas y piroclásticas; complementado con un mapeo geológico de alta resolución del Departamento de Geología Regional, SERNAGEOMIN, 1:100.000. Se dividió la zona de estudio en tres segmentos: el segmento norte corresponde a la Región de Tarapacá; el central, a la Región de Antofagasta y el sur, a las regiones de Atacama y Coquimbo. En los tres segmentos, los primeros indicios de magmatismo asociado a arco ocurrieron en el Carbonífero-Pérmico, el cual se concentró en las cordilleras Frontal y Principal. Sin embargo, también se identificó magmatismo, de menor volumen, en la Cordillera de la Costa entre los 300 y 280 Ma. En toda la zona de estudio se observó ausencia en el registro de magmatismo en el límite Cisuraliano-Guadalupiano, donde el periodo sin registro más acotado es en el segmento central, entre 275 y 270 Ma. Este rasgo se correlaciona temporalmente con la fase orogénica San Rafael. Otro rasgo común, es el cambio en la ubicación de los focos magmáticos desde las cordilleras Frontal y Principal hacia la Cordillera de la Costa, que en los segmentos norte y sur se registró en el Triásico Superior, *ca.* 210 Ma y *ca.* 225 Ma, respectivamente; mientras que, en el segmento central, se identificaron dos focos de magmatismo acotados espacialmente en el Triásico Medio, *ca.* 245 Ma. Lo que se interpreta como una migración abrupta del arco magmático hacia el oeste. Es importante destacar que, para este periodo, en los segmentos central y sur, hubo actividad magmática simultánea en las cordilleras Principal, Frontal y de la Costa. Durante el Jurásico Superior-Cretácico Inferior, a partir de los 150-140 Ma, comenzó el abandono de los focos magmáticos en el flanco occidental de la Cordillera de la Costa y entre los 110 y 100 Ma el registro de magmatismo se restringe al flanco oriental de esta cordillera. Desde el Cretácico Inferior hasta el Mioceno, se registró una migración progresiva del magmatismo hacia el este. En forma particular, en el segmento central, es el registro de magmatismo espacialmente estable y continuo desde el Triásico Superior al Cretácico Inferior (200 a 135 Ma), en una zona de ~40 km de ancho en la Cordillera de la Costa. La zona donde esto ocurre se correlaciona espacialmente con estructuras del Sistema de Fallas de Atacama.

MAGM-1: Arcos magmáticos fanerozoicos

The North Patagonian (arc) and the Munro (rift) Batholiths: Time-space geochemical variations caused by the subduction of the Farallon-Aluk active ridge

Eugenio Aragón[1], Antonio Castro[2], Carmen Rodriguez[2], Fernando D´ Eramo[3], Lucio Pinotti[3], Juan Díaz Alvarado[4].
(1) Universidad Nacional de La Plata
(2) Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Huelva, Huelva, España
(3) Departamento de Geología, Universidad Nacional de Río Cuarto, Río Cuarto, Argentina
(4) Departamento de Geología, Universidad de Atacama, Copiapó, Chile

In the last decades, the Andes are considered a paradigm of Mesozoic-Cenozoic subduction-related orogenesis in southwestern South America. This assumption is held by the widespread magmatic episodes related to subduction of Pacific oceanic plates and the break-up of southwestern Gondwana, suggesting that the Andes tectono-magmatic history is built as the result of a continuo of consecutive subduction symmetries. Thus, little emphasis has been given to the collision of active ridges (triple junctions) and the probability that these collisions may develop subduction gaps. Patagonia, in the period Upper Cretaceous-Paleocene was subject to the collision of the Farallon-Aluk active ridge (Cande & Lesli, 1986), characterized by the strike-slip coupling of Farallon-SAM plates (proto-Liquiñe-Ofqui fault zone) and the detachment of Aluk (Phenix) plate (Aragón *et al.*, 2011). This scenario was dramatically changed in the Neogene as the Nazca plate reorganization caused the widely recognized Neogene subduction and contractional stage that built-up the present Andes. Thus this region of Patagonian Andes provides one of the most suitable scenarios to study the tectono-magmatic changes from subduction, to active ridge collision and slab window, which took place from the Late Jurassic to the Present. A detailed E-W profile (400 kilometers length), sampling all magmatic units (Jurassic to Miocene) from the fore-arc to the foreland are analyzed for mayor, trace and SHRIMP ages. The accurate data of age and distance to the trench allows correlating the magmatic units to the geologic events prior, during and after the Farallon-Aluk ridge collision. The LIL elements show a behavior that is constraint by the distance to the trench, independent of the age of magmatism. But the slope of the LILE/trench distance trend is sensitive to the compressive or extensional tectonic setting. Aragón, E., D´Eramo, F., Castro, A., Pinotti, L., Brunelli, D., Rabbia, O., Rivalenti, G., Varela, R., Spakman, W., Demartis, M., Cavarozzi, C.E., Aguilera, Y.E., Mazzucchelli, M. and Ribot, A., 2011. Tectono-magmatic response to major convergence changes in the North Patagonian suprasubduction system; the Paleogene subduction–transcurrent plate margin transition. Tectonophysics, 509(3–4): 218-237. Cande, S.C., Leslie, R.B., 1986. Late Cenozoic tectonics of the southern Chile trench. Journal of Geophysical Research 91 (B1), 471-496.

MAGM-1: Arcos magmáticos fanerozoicos

Génesis del Magmatismo de Arco Cenozoico en Chile central a los ~35°S y sus implicancias en la arquitectura cortical contemporánea en la región

Paulina Arellano[1,2], Marcia Muñoz[3], C. Mark Fanning[4].
(1) Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(2) Advanced Mining Technology Center (AMTC), Universidad de Chile, Chile
(3) Geología, Facultad de Ingeniería, Universidad Andres Bello, Sazié 2119, Santiago, Chile
(4) Research School of Earth Sciences, Australian National University, Canberra, Australia

En este trabajo se presenta el resultado de una caracterización petrográfica, geocronológica, geoquímica e isotópica (Hf, O, Sr, Nd) de unidades ígneas representativas del magmatismo de arco Cenozoico en la región Andina a los 35°S. Las rocas analizadas cubren un rango de edad entre 40-5 Ma y un amplio espectro composicional. Ellas presentan signaturas típicas de arco y características geoquímicas e isotópicas que indican una génesis a partir de cristalización fraccionada profunda como factor de primer orden en la evolución de los magmas. En conjunto ellas definen diferencias temporales y espaciales en la evolución de los magmas en tres grupos: (i) más antiguas que 22 Ma, (ii) entre 22-18 Ma, y (iii) más jóvenes que 18 Ma. Las rocas de 22-18 Ma, cuyos afloramientos se reconocen exclusivamente en el frente cordillerano, muestran patrones de REE prácticamente paralelos al MORB y son más primitivas que el resto en términos isotópicos de Sr-Nd. Modelos de mezcla simple muestran que la asimilación de menos del 2% de un componente cortical básico a intermedio en un fundido primitivo tipo DMM puede generar las rocas de este grupo, mientras que para aquellas más antiguas que 22 Ma y más jóvenes que 18 Ma es necesario un componente primitivo más enriquecido isotópicamente. Alternativamente, se utilizó como polo primario una lava básica de la zona de Colbún (frente cordillerano, ~36°S; [1]), que corresponden a las rocas de arco cenozoicas más primitivas de Chile central [1]. Es posible generar las rocas de Colbún del mismo modo que aquellas del grupo 22-18 Ma, mientras que la mayor asimilación cortical en magmas tipo Colbún origina las rocas más antiguas que 22 Ma y más jóvenes que 18 Ma. Lo anterior sugiere una fuente común para el magmatismo estudiado. Estos resultados pueden ser englobados en un modelo con diferencias en la arquitectura de la corteza continental. En el sector occidental una corteza más adelgazada habría permitido el ascenso y emplazamiento de rocas más primitivas en el actual frente cordillerano a los 22-18 Ma. Hacia al este (Cordillera Principal), los magmas más antiguos y más jóvenes en estudio habrían ascendido a través de una corteza más engrosada, teniendo mayor interacción con componentes corticales diferenciados.

Esta investigación fue financiada por el proyecto Fondecyt No. 11140012. Se agradece al DPP de la Universidad de Chile por el financiamiento adicional.

[1] Vergara *et al.*, 1999. Andean Geology: 26, 23-41.

MAGM-1: Arcos magmáticos fanerozoicos

Cuantificación areal/volumétrica y caracterización composicional de la Provincia Magmática Choiyoi, comparación con SLIPs (Silicic Large Igneous Provinces) y su relación con subducción

Francisco Bastias[1], Verónica Oliveros[1].
(1) Ciencias de la Tierra, Química, Universidad de Concepción

La Provincia Magmática Choiyoi (Kay *et al.*, 1989; Sato *et al.*, 2015) es un conjunto de rocas volcánicas y plutónicas generadas en el margen occidental de Gondwana principalmente durante el Pérmico, que afloran en el norte de Chile y en territorio argentino. De composición fuertemente silícea, su extensión sugiere que puede constituir una *Silicic Large Igneous Province* (SLIP) (Bryan y Ernst, 2008). Trabajos recientes han determinado una subducción constate del margen desde al menos el Triásico a la actualidad, pudiendo extenderse al Pérmico (Poma *et al.*, 2014; del Rey *et al.*, 2016; Coloma *et al.*, 2017; Oliveros *et al.*, 2018), si bien tradicionalmente se ha considerado que la extensión post-Fase San Rafael se debe a una ausencia de subducción (Nasi *et al.*, 1990; Mpodozis y Kay, 1992; Charrier *et al.*, 2007). Para aportar a este debate se realiza una comparación areal/volumétrica y composicional de esta provincia con SLIPs que se habrían producido en contextos tectónicos similares. Tomando como base las cartas geológicas 1:250.000, 1:500.000 y 1:750.000 del SEGEMAR, y 1:50.000, 1:100.000 y 1:250.000 del SERNAGEOMIN para Argentina y Chile respectivamente, se realiza una cuantificación de los depósitos asociados al magmatismo del Carbonífero-Pérmico-Triásico cada 25 Ma, que en su conjunto constituyen cerca de 40.000 km^2 de rocas volcánicas, de las cuales más del 70% fueron depositadas en el rango 275-250 Ma, donde las rocas silíceas son casi un 90%. Las rocas plutónicas en este rango son también mayormente ácidas con cerca de un 70% de granitos, aunque el área de sus afloramientos no indica un incremento relativo tan marcado como en las volcánicas. Después de este *peak* el magmatismo decae hacia el Triásico Medio. Del Carbonífero al Pérmico las rocas máficas afloran en forma muy subordinada y solo cobran relevancia en el Triásico, mientras que las andesitas afloran en importantes proporciones incluso en el *peak* silíceo donde corresponden al 10%. Las características y la temporalidad del magmatismo varían de acuerdo a su posición en el margen gondwánico, lo que se refleja en las particularidades de los afloramientos en los distintos dominios morfoestructurales actuales. Las magnitudes del magmatismo y sus proporciones composicionales, complementadas con información geoquímica, son comparables con provincias silíceas generadas en márgenes activos como el Cinturón Volcánico Okhotsk-Chukotska al este del cratón de Siberia (Tikhomirov *et al.*, 2012, 2016).

MAGM-1: Arcos magmáticos fanerozoicos

Petrogenesis of intermediate and silicic plutonic rock from an arc crustal section, Sierra de Valle Fértil-La Huerta, Argentina.

Giuliano Camilletti[1], Juan Otamendi[1].
(1) Geologia, Ciencias Exactas Fisico-Quimicas y Naturales, Universidad Nacional de Rio Cuarto

The average composition of the Earth's continental crust is andesitic, this composition also dominates in subduction zones, so the generation of an intermediate-composition magma has been the subject of discussion for a long time. Deciphering how intermediate magmas form allows understanding how average continental crust formed.

The Sierra de Valle Fértil-La Huerta exposes a continuous ~14 km of middle crust section of the Famatinian magmatic arc formed at 7 to 4 kb pressure overlaying a mafic lower crust. These Sierras display continuous outcrop and preserve the geological record of the magmatic role in the construction of continental crust. We separated the middle crust section in three major units; named as Intermediate, Intermediate transitional and Silicic units. The boundary between the major units is both original and gradual. Between Intermediate and Silicic unit there is an Intermediate transitional unit where tonalites are mingled with granitic veins. Within the three igneous units, metasedimentary septa and anatectic granites are interspersed with plutonic rocks.

The Intermediate unit is homogeneous at a regional scale and dominantly consists of hornblende-bearing tonalites and diorites. Intermediate rocks have SiO_2 ranging from 57-70% wt. and are both metaluminous and magnesian.

The Silicic unit overlies the intermediate units and is divided into four granodiorite-dominated plutons. All the biotite-hornblende granodiorites are in the SiO_2 range 62 to 75% wt. and fall on the limit between metaluminous and peraluminous fields.

Through geochemical modeling examined with experiments and natural examples we found that the crustal igneous stratigraphy was driven mainly by crystallization-fractionation processes. The chemistry of the most evolved igneous rocks requires open-system crustal assimilation. Our work supports in-situ fractionation rather than source-controlled partial melting as the mechanism that governed large-scale geochemical signals.

The generation of an intermediate and silicic magma through crystallization-fractionation processes and framed in the transcrustal magmatic system provides a feasible way to generate a thick middle crustal arc section. Our study case shows that intermediate plutonic rocks are the natural mid-step between mafic lower crust and silicic shallow crust, so the middle crust is a consequence of magmatic evolution in an arc crust.

MAGM-1: Arcos magmáticos fanerozoicos

Análisis de la evolución geotectónica del margen suroccidental de Gondwana (19º-40ºS) del Carbonífero al Jurásico desde un punto de vista geoquímico

Isabella Ciocca[1], Veronica Oliveros[1].
(1) Departamento Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias Químicas, Universidad de Concepción

El margen suroccidental de Gondwana ha sido objeto de múltiples estudios con el fin de dilucidar su evolución tectónica y magmática, y así conocer los procesos geológicos que contribuyeron a su formación. En este trabajo se recopilan datos geoquímicos de roca ígneas (roca total) de elementos mayores, traza e isótopos, ubicados entre los 19º y 40º latitud sur de la región andina entre Chile y Argentina, y con edades entre el Carbonífero y Jurásico, de trabajos publicados entre los años 1991 y 2017 que incluyen artículos, cartas geológicas, tesis de pregrado y postgrado (Figura 1a), con el objetivo de hacer un análisis temporal y espacial a escala continental de la evolución de parámetros geoquímicos y así tratar de inferir la evolución geotectónica y magmática del margen.

La información recopilada se sintetiza en una base de datos que incluye un total de 916 muestras (446 plutónicas y 470 volcánicas) con más de 10.000 datos geoquímicos. La base de datos incluye información básica de las muestras (nombre, referencia, unidad o formación, coordenadas, petrografía y tipo de roca), concentración de elementos mayores y traza, edad y razones isotópicas, unificando la información de dichos trabajos en un mismo formato. Dada la gran cantidad de datos, se crean códigos en lenguaje *Python* 2.7 para diseñar los diagramas geoquímicos y poder automatizar los cálculos, el filtrado de información y representación de esta, y así disminuir al máximo los potenciales errores que conlleva el trabajo con grandes bases de datos.

Los diagramas geoquímicos fueron seleccionados en base a su utilidad y/o amplio uso en literatura, y corresponden a diagramas de clasificación (TAS para rocas plutónicas y volcánicas, Zr/Ti vs. Nb/Y, R1-R2, AFM y A/NK vs. A/CNK), de variación (εNd_i, $^{87}Sr/^{86}Sr_i$, $^{206}Pb/^{204}Pb_i$, $^{207}Pb/^{204}Pb_i$, La_N/Sm_N, La_N/Yb_N, Sr/Y, todos ellos en función de la edad, y diagramas de reservorios de Zindler y Hart, 1986), diagramas multielemento (de tierras raras normalizado al condrito y multielemento normalizado al manto primitivo) y de discriminación tectónica (Rb vs. Y+Nb, Rb vs. Yb+Ta y Th-Hf/3-Ta). Para los diagramas que evalúan razones de elementos respecto de la edad se calculan e incluyen los promedios cada 5 Ma.

Elementos Mayores

La evolución temporal de las composiciones es más bien similar entre las rocas plutónicas y volcánicas, y en ella se reconoce un cambio paulatino en el tiempo desde un dominio composicional ácido o diferenciado en el Carbonífero-Triásico, hacia uno dominantemente intermedio y básico en el Jurásico. Particularmente en el Triásico no se reconoce una bimodalidad marcada, pues abundan las composiciones ácidas y tanto las básicas como intermedias son más bien similares. Al observar la distribución en el diagrama TAS se puede ver que la mayoría de las muestras se clasifica como calcoalcalinas (Figura 1b). Además, estas evolucionan continuamente desde un dominio de composiciones peraluminosas en el Carbonífero-Pérmico hacia uno de composiciones metaluminosas en el Triásico y Jurásico.

Elementos Traza

A partir de la razón Eu/Eu* (Figura 1c) se infiere un carácter oxidado de los magmas más bien homogéneo a lo largo del área de estudio, ya que ésta varía en promedio entre 0,5 y 1,0, lo que implica anomalías negativas de Eu pequeñas que se pueden asociar a una alta fugacidad de oxígeno en los magmas lo cual es característico de zonas de subducción.

Las razones La_N/Yb_N y Sr/Y se utilizan como trazadores del espesor cortical para rocas intermedias con sílice normalizado en base anhidra entre 55% y 68% (Profeta y otros, 2015). A partir de lo anterior se infiere un espesor cortical relativamente similar a lo largo del área de estudio que variaría entre 30 y 50 Km de profundidad. Además, se reconoce una zona particularmente engrosada en torno a los 29ºS sobre el actual eje de la Cordillera de los Andes, asociada a rocas pérmicas y triásicas.

Por otra parte, los patrones de Tierras Raras (REE) corresponden a patrones asociados a rocas corticales, es decir, enriquecimiento en LREE respecto de HREE y que además las pendientes de LREE (medidas como la razón La_N/Sm_N) disminuyen paulatinamente en el tiempo, lo que se interpreta como una disminución de la señal cortical al disminuir la edad. Respecto a los diagramas multielemento, se reconocen patrones típicos de zonas de subducción, es decir, enriquecimiento en LILE respecto de HFSE, además de anomalías negativas de Nb, Ta, Sr, Ti y P, y positivas de Pb. Cabe mencionar que tanto los diagramas de REE como los multielemento presentan patrones similares para todos los períodos, por lo que se infiere una evolución magmática homogénea en el tiempo.

MAGM-1: Arcos magmáticos fanerozoicos

Sobre los diagramas de discriminación tectónica, tanto las rocas graníticas como las volcánicas básicas e intermedias se clasifican como rocas de arco volcánico. Esto reafirma lo evidenciado por los diagramas Eu/Eu*, multielemento y de REE.

Isótopos

Al evaluar las razones isotópicas de $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ (Figura 1d) y εNd_i (Figura 1e), se reconoce un cambio paulatino de las señales magmáticas desde fuentes con una alta contaminación cortical (valores promedio de $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$= 0,705-0,710 y εNd_i= -7,5 a 0,0) hacia fuentes con baja contaminación o más juveniles (valores promedio de $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$= 0,705-0,703 y εNd_i= 0,0 a 5,0) al disminuir la edad. La transición entre ambas señales ocurriría en el Triásico Superior.

Por otra parte, existe una correlación entre las señales más corticales o contaminadas con el eje oriental de muestras, que también se correlaciona con edades Carbonífero-Triásico Medio-Superior, y las señales más juveniles se asocian al eje occidental que se correlaciona con las rocas de edad Triásico Superior-Jurásico. Esto se puede traducir en una migración del eje del arco desde una posición oriental, sobre la actual Cordillera de los Andes, hacia el oeste hasta posicionarse sobre la actual Cordillera de la Costa, proceso que estaría acompañado por el cambio de las señales isotópicas.

Respecto a las razones $(^{207}Pb/^{204}Pb)_i$ y $(^{206}Pb/^{204}Pb)_i$, estas no muestran grandes cambios en el tiempo y presentan valores promedios entre 15,55-15,62 y 18,15-18,60 respectivamente. Esto, junto a lo observado en el diagrama de reservorios de Zindler y Hart (1986) en que la mayoría de las muestras se concentran en el campo EMII (enriquecido), se traduce en que todos los magmas habrían sufrido algún grado de contaminación cortical.

Ambiente Geotectónico y Ciclos Tectónicos

En base a los resultados anteriores junto con el hecho de que ninguno de los parámetros geoquímicos presentados guarda una clara relación con los cambios composicionales de las rocas, se puede inferir que el margen suroccidental de Gondwana entre los 19º y 40ºS habría tenido una evolución continua en el tiempo bajo un contexto de subducción ininterrumpida y homogénea. Además, esta subducción habría sufrido cambios paulatinos en su configuración tectónica que, en base a la evolución de las señales isotópicas y la migración del eje del arco de E a O, podría asociarse con un cambio desde un régimen dominantemente transpresivo, que facilitaría el estancamiento de los magmas y su consecuente contaminación y diferenciación, hacia uno dominantemente transtensivo que favorecería el ascenso rápido de magmas y por lo tanto una baja contaminación y diferenciación, además del desarrollo de cuencas extensionales. Este cambio probablemente habría ocurrido en el Triásico Superior como consecuencia de un aumento en el ángulo de la placa subductada con posible *rollback* del *slab*.

Finalmente, al hacer la comparación de la información recopilada con los ciclos tectónicos Gondwánico, Pre-Andino y Andino propuestos por Charrier y otros (2007), no es posible reconocer una clara correlación entre éstos. La evolución composicional, así como la de razones isotópicas y razones Eu/Eu*, no muestra cambios abruptos que marquen o evidencien el paso de un ciclo a otro, sino que más bien es continua y paulatina en el tiempo. Por otra parte, tampoco es posible reconocer una bimodalidad para las rocas asociadas al Ciclo Pre-Andino ya que dominan claramente las rocas más diferenciadas y las básicas e intermedias representan un porcentaje menor y más bien similar.

Referencias

Charrier, R.; Pinto, L.; & Rodríguez, M. P. 2007. Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile. In The Geology of Chile (Teresa Moreno & Wes Gibbons, Editors). The Geological Society: 21-114. Londres.

Profeta, L.; Ducea, M. N.; Chapman, J. B.; Paterson, S. R.; Gonzales, S. M. H.; Kirsch, M.; Petrescu, L. & Decelles, P. G. 2015. Quantifying crustal thickness over time in magmatic arcs. Scientific Reports, vol. 5.

Zindler, A. & Hart, S. 1986. Chemical geodynamics. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, vol. 14, Nº 1: 493-571.

MAGM-1: Arcos magmáticos fanerozoicos

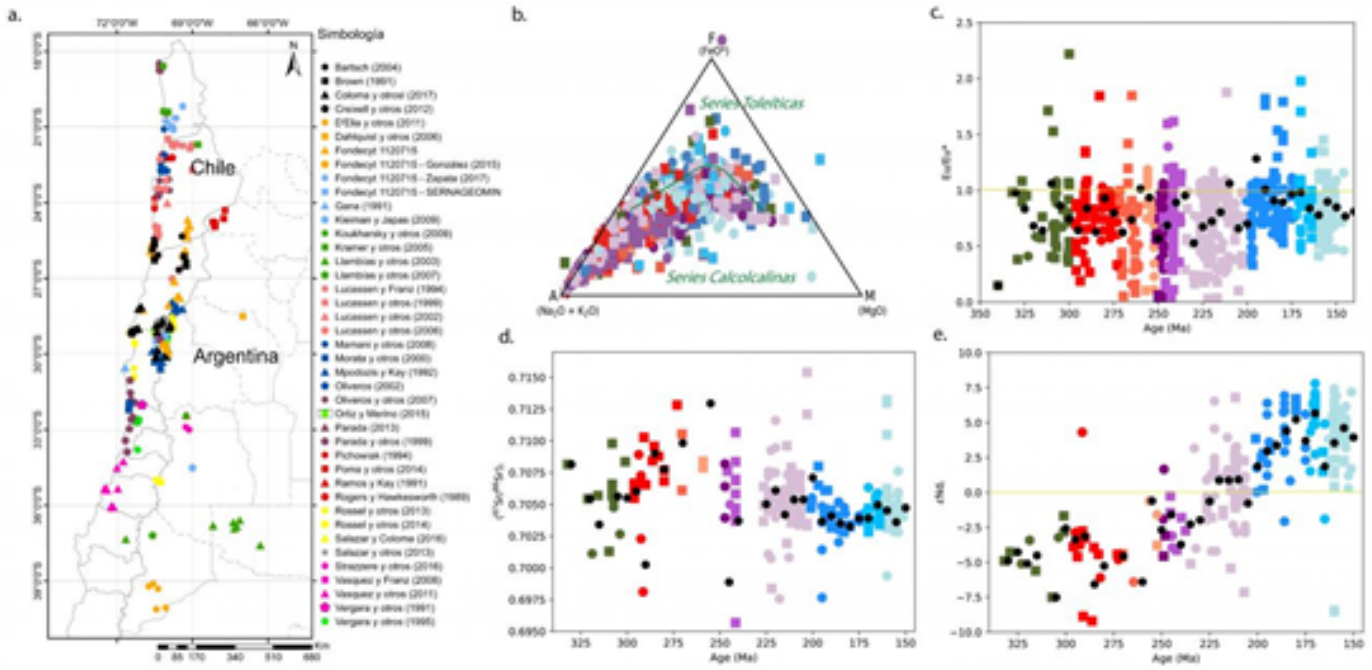


Figura 1. a. Ubicación de muestras y sus respectivas referencias. b. Diagrama AFM para todas las muestras. c. Diagrama de razones Eu/Eu* vs. edad para todas las muestras. Los valores del Pérmicos-Triásico Superior que corresponden a razones más bajas, se concentran en torno a los 29ºS en la Cordillera de los Andes, por lo que no es una característica extrapolable al resto del margen. Esto es respaldado por los valores promedio para esas épocas, los cuales no se ven influenciados en gran medida por esas razones. d. Diagrama de razones $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ vs. edad para todas las muestras. e. Diagrama de razones εNd_i vs. edad para todas las muestras.

MAGM-1: Arcos magmáticos fanerozoicos

Caracterización petrográfica y geoquímica de los Estratos de Sierra de Lagunas (Triásico Superior-Jurásico Inferior), en la Cordillera de la Costa de la Región de Tarapacá

Matías Clunes[1], Camila Zapata[1], Paulina Vasquez[2], Fernando Sepulveda[2], Veronica Oliveros[1].
(1) Ciencias de la Tierra, Ciencias Químicas, Universidad de Concepción, Concepción, Chile
(2) Servicio Nacional de Geología y Mineria

INTRODUCCIÓN Los afloramientos de los Estratos de Sierra de Lagunas (ESL), en la Cordillera de la Costa de la Región de Tarapacá (20°35'-21°15'S), preservan los productos volcánicos de centros eruptivos del Triásico Superior-Jurásico Inferior. Los ESL exhiben una variación vertical desde lavas andesíticas a andesítico-basálticas con intercalaciones menores de lavas dacíticas, brechas volcánicas y niveles volcanoclásticos a un predominio de tobas de lapilli y brechas piroclásticas, con niveles menores de lavas andesíticas a dacíticas. En este trabajo se presentan datos petrográficos de la sección superior de los ESL y datos geoquímicos de muestras recolectadas en distintos niveles de la unidad. RESULTADOS Petrografía En la sección superior, que engrana lateralmente con la Formación Longacho (Jurásico Inferior), se levantaron 7 columnas estratigráficas de detalle con el objetivo de interpretar las condiciones de depositación. El análisis de litofacies permite dividir la secuencia en 2 episodios de volcanismo. El primero, con depósitos de caída y flujos piroclásticos de ambiente subaéreo con un nivel de brecha de bloques y cenizas, interpretado como el colapso de un domo dacítico. El segundo episodio con flujos piroclásticos e intercalaciones de tobas con lapilli acrecionario y lavas andesíticas a dacíticas. Geoquímica Los diagramas REE exhiben enriquecimiento en LREE con respecto a las HREE (razón La/Yb entre 2,179-7,644), y los patrones multielementales muestran anomalías de magmas originados en zonas de subducción, como depresiones marcadas de Nb-Ta y Ti, enriquecimiento en Pb y razón LILE/HFSE elevada. Los valores iniciales de $^{87}Sr/^{86}Sr$ varían entre 0,7034 y 0,7049, y de $^{143}Nd/^{144}Nd$ entre 0,5125 y 0,5128, con Nd entre 2,28-5,82. CONCLUSIONES El origen de las rocas volcánicas corresponde a un manto deprimido, sin contaminación cortical significativa y características afines a un magmatismo de subducción. Las litologías predominantes son el resultado de un volcanismo explosivo, de composición predominantemente dacítica, con presencia ocasional de humedad ocasional en la pluma eruptiva y episodios efusivos.

MAGM-1: Arcos magmáticos fanerozoicos

Origen y emplazamiento de las Intrusiones Máficas Menores (IMM), comuna de Angol, Chile

Yoal Díaz[1], Andre Steenken[2], Bilha Cheuquelao[1].
(1) Ciencias de la Tierra, Ciencias Químicas, Universidad de Concepción
(2) Universidad Nacional Jorge Basadre Grohmann, Perú

Resumen En este trabajo se analiza la unidad ígnea de composición máfica denominada Intrusiones Máficas Menores (IMM), que según las relaciones de intrusión y contacto con la roca caja metasedimentaria, con poca interacción con la roca hospedante. El desarrollo de la mineralogía con dominio de bytownita las texturas de cumulatos máficos, permiten sugerir profundidades de emplazamiento mesozonales y características de los magmas toleíticos a levemente calcoalcalinos, donde la secuencia petrogenética de IMM indica evolución magmática de mayor presión y temperatura. La evolución geoquímica de la cámara magmática, reafirma el carácter de corteza más profunda para las rocas de Intrusiones Máficas Menores, con dominio de elementos que se diferencian de mejor manera en corteza inferior. Introducción Las rocas del área han sido objeto de estudio en trabajos que hablan sobre el origen del Batolito Costero del Sur (Hervé, 1977; Hervé y otros 1987; Creixell, 2001; Lucassen y otros, 2004); Sin embargo, las unidades menos diferenciadas no se analizan con mayor profundidad. El objetivo de este trabajo es realizar una caracterización petrográfica, establecer relaciones geoquímicas de los elementos mayores y traza, además de interpretar el origen y emplazamiento de los cuerpos ígneos máficos que afloran al oeste de la comuna de Angol. Para cumplir este propósito, se realizaron estudios preliminares mediante trabajo de terreno durante 15 días, en los cuales se muestrearon varios cuerpos máficos que posteriormente fueron analizados bajo el microscopio óptico y contrastado con análisis químicos de elementos mayores y trazas. Configuración Geológica Las rocas expuestas en la Cordillera de la Costa a la latitud de los 37°40 consisten principalmente en unidades magmáticas y metamórficas del basamento cristalino Paleozoico, con eventos de deformación y metamorfismo contemporáneos (Hervé y otros, 2007). Pertenecen al arco Paleozoico gondwánico definido como Batolito Costero del Sur (BCS) (Hervé y otros, 1987), aflora en forma continua en la Cordillera de la Costa del Centro-Sur de Chile desde los 32°30 hasta los 38ºS, en una franja NNE-SSO, extendiéndose por aproximadamente 600 km (Hervé y otros, 1987; Creixell, 2001).Hervé (1977) subdividió el BCS según variaciones petrogenéticas y geoquímicas en Batolito Central de Nahuelbuta y luego Creixell (2001) lo separó en Tonalitas Santa Juana y Granitoides Nahuelbuta. El área de trabajo se ubica al suroeste de la ciudad de Angol, capital de la provincia de Malleco, región de la Araucanía (Figura 1). La posición geográfica del cuadrángulo de estudio comprende los 37°48-37°55 latitud sur y los 72°40-72°52 longitud oeste. Relaciones de Terreno Las Intrusiones Máficas Menores poseen características petrográficas típicas de rocas de composición gábrica a diorítica con texturas cumuladas de grano grueso con grados de alteración muy bajo y rocas de grano medio con alteración a arcillas, presencia de anfíboles de grano grueso y medio, y un dominio de plagioclasas cálcicas. Se caracterizan por dos pulsos diferenciados; La intrusión inicial es de grano grueso, con desarrollo de 2 anfíboles y presencia un fuerte magnetismo, mientras que el segundo pulso de cumulatos máficos corresponde a microdioritas de 1 anfíbol. Esta secuencia se reconoce en la mayoría de los afloramientos. Relaciones petrográficas Las rocas descritas mediante el uso de secciones delgadas, indican composiciones dioríticas, las cuales se distribuyen en el segmento sureste del área, mientras que los afloramientos del norte corresponden a rocas de composición gábrica. Dominan texturas definidas para fábricas de rocas ígneas máficas, principalmente del tipo cumulado (Wager y otros, 1960), reconocida en la mayoría de las muestras como heteracumulado, que corresponden a plagioclasas subhedrales cristalizadas tempranamente, englobadas por facies de anfíboles cálcicos tipo hornblenda. La mineralogía indica que la plagioclasa está dispuesta de manera subhedral, con tamaños promedio de 5 mm. Los anfíboles están representados en una primera etapa por dos generaciones, la primera corresponde a secciones basales del cristal y luego se desarrolla una segunda etapa de alteración, caracterizado por la presencia de hornblenda, con formas subhedrales que localmente desarrolla maclas simples. En algunas dioritas se reconoce abundante actinolita y localmente algunos cristales de cummingtonita. Los piroxenos se definen por su forma prismática corta, se encuentran fuertemente alterados, tanto por una argilización pervasiva como también por el desarrollo de uralitización de manera moderada en cristales de ortopiroxeno. La mineralogía accesoria está representada por esfena englobando hornblenda, piroxeno, y plagioclasa, que además se asocia con los minerales opacos subhedrales interpretados como titanomagnetita; apatito euhedral, con cristales < 1mm, aparece como abundantes inclusiones en los anfíboles y dentro de las plagioclasas. Finalmente, se observan intercrecimientos entre minerales tanto euhedrales como anhedrales, en relación textural tipo poiquilítica con anfíbol, interpretados como texturas tipo simplectitas Análisis Geoquímico Se realizaron análisis químicos a cuatro rocas ígneas del área. Según diagrama SiO_2 vs. K_2O se clasifican como rocas calcoalcalinas de medio-K, cercanas al límite de rocas toleíticas. Las composiciones de SiO_2 varían entre 45,32% y 51,72%, correspondiendo a rocas ultrabásicas y rocas básicas. Según diagrama TAS, Pertenecen al campo de clasificación de los gabros y dioritas. Las rocas analizadas sugieren carácter peraluminoso, considerando su distribución según el grado de saturación en alúmina, mientras que en este mismo campo exhibe una alta dispersión en cuanto al cociente A/CNK. Sin embargo, este concepto queda a discusión considerando el alto porcentaje de anfíbol en las rocas. Los diagramas bivariantes de elementos mayores vs. los óxidos de elementos mayores, evidencian coeficientes de correlación variables, los



elementos con coeficientes de correlación negativa presentan altas concentraciones de CaO, MgO, MnO y Fe_2O_3 respectivamente. El Na_2O se interpreta como un óxido con coeficiente de correlación positivo. El análisis de elementos trazas del diagrama multielemental, señala que existen algunos valores anómalos, los cuales serán parte de la definición del ambiente geotectónico. Finalmente, los valores del Tierras Raras indican proporciones bajas, que originan patrones de fraccionamiento poco desarrollados, con diferencias menores entre las Tierras Raras Livianas y las Tierras Raras Pesadas. Discusiones Estos cuerpos han sido reportados por otros autores (Hervé, 1977; Creixell, 2001) como pequeños plutones de dioritas cuarcíferas que habrían intruído a las facies centrales y marginales del Batolito Costero del Sur. Las relaciones de campo observadas no coinciden por lo planteado por estos autores, donde el Batolito Nahuelbuta y Plutón Deuco intruyen y cortan a las Intrusiones Máficas Menores. Las características composicionales de la fuente de Intrusiones Máficas Menores indican que la viscosidad del magma es más bien baja, lo que permite que el desplazamiento de estos fundidos sea relativamente veloz, del orden de 0,5 m/seg (Shaw, 1980); exhibe una señal geoquímica diferente a lo reconocido para Batolito Nahuelbuta y Plutón Deuco, sumado a mediciones de campo obtenidas a través de anisotropía de susceptibilidad magnética, se sugiere un origen para las Intrusiones Máficas Menores como cuerpos ígneos laminares de gran envergadura, que permiten que el magma se desplace a través de diques subverticales y que posteriormente se acumulan a menores profundidades en cuerpos tipo filones capa. Estas condiciones favorecen cambios en el magma acumulado, con tamaños relativos de los granos, que varían entre fracción fina a muy grueso, como también en las condiciones de estabilidad de la actinolita. La génesis y disposición de estos cuerpos puede ser definida de manera más certera considerando los análisis de la foliación ígnea y un estudio del control estructural de detalle. Las relaciones de las Intrusiones Máficas Menores expresan una evolución distinta con respecto a las unidades Batolito Nahuelbuta y Plutón Deuco, emplazados probablemente a niveles de corteza epizonales (Creixell, 2001; Lucassen y otros, 2004). Este trabajo sugiere una génesis de las Intrusiones Máficas Menores asociada a corteza inferior o media, considerando una petrogénesis con un bajo grado de diferenciación, caracterizado por la presencia de gabros y dioritas; Dominan texturas de cumulus en las rocas de esta unidad, características de unidades profundas; Los diagramas de Harker de Al, P y Ti poseen un patrón distinto, bajo el cual se puede interpretar que no corresponde a un proceso comagmático con las unidades más diferenciadas. Al realizar gráficos normalizadas al manto primordial (Wood y otros, 1979), se observa una interesante correlación al ser comparadas con la composición estimada de la corteza inferior (Weaver & Tarney, 1984). Bajo estas premisas, puede postularse como hipótesis que la unidad precursora del magmatismo del Batolito Costero del Sur comienza con una fuente de corteza inferior a media que se emplaza por medio de diques alimentadores en estructuras tipo filón capa, que favorecen la variación de texturas ígneas de los cuerpos reconocidos para esta unidad. Estas variaciones coinciden con el modelo propuesto por Mullan y Busell (1977), quienes reconocen en las intrusiones cretácicas peruanas variaciones en los tipos de gabros según el grado de diferenciación, características de las texturas cumuladas, efecto de la presión de agua (P H_2O) en el magma parental y régimen tectónico dominante, el cual se presume de tipo extensional, considerando el modelo de emplazamiento de intrusiones máficas de Cobbin y Pitcher (1983). Conclusiones Las Intrusiones Máficas Menores corresponden a cuerpos de composición básica que según características petrográficas y geoquímicas indican un origen menos diferenciado. Pertenecen a rocas calcoalcalinas de arco volcánico, emplazadas en un régimen probablemente extensional previo a los 320 Ma. Para definir con mayor certeza la profundidad, estudios de barometría ígnea de plagioclasa y anfíbol podría ayudar a definir este punto. Referencias Cobbing, E. & Pitcher, W. 1983. Andean plutonism in Perú and its relationship to volcanism and metallogenesis at a segmented plate edge. *Geological Society of America Memories.* Vol. 159: 277-292. Creixell, C. 2001. Petrología y Geotermobarometría de las Rocas Intrusivas de la Cordillera de la Costa entre los 36º30' S y 38º00' S. Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad de Concepción, Departamento Ciencias de la Tierra (Inédito): 149 pp,Concepción. Hervé, F. 1977. Petrology of the Crystalline Basement of the Nahuelbuta Mountains, South Central Chile. Comparative studies on the geology of the Circum-Pacific Orogenic Belt in Japan and Chile. T. Ishikawa y L. Aguirre (editores). Japan Society for the promotion of Science: 194 pp. Tokio. Hervé, F.; Faúndez, V.; Calderón, M.; Massonne, H. & Willner, A. 2007. Metamorphic and plutonic basement complexes. The Geology of Chile. T. Moreno y W. Gibbons (editores). Geological Society: 414 pp. Londres. Hervé, F.; Godoy, E.; Parada, M. A.; Ramos, V.; Rapela, C.; Mpodozis, C. & Davidson, J. 1987. A general view on the Chilean Argentine Andes, with emphasis on their early history. *Circum-Pacific orogenic belts and evolution of the Pacific ocean basin*: 97-113. 86 Lucassen, F.; Trumbull, R.; Franz, G.; Creixell, C.; Vásquez, P.; Romer, R. & Figueroa, O. 2004. Distinguishing crustal recycling and juvenile additions at active continental margins: the Paleozoic to recent compositional evolution of the Chilean Pacific margin (36°–41° S). *Journal of South American Earth Sciences*. Vol. 17 (2): 103-119. Mullan, H. & Bussell, M. 1977. The basic rock series in batholithic associations. *Geological Magazine*. Vol. 114 (4): 265-280. Weaver, B. & Tarney, J. 1984. Empirical approach to estimating the composition of the continental crust. *Nature.* Vol. 310: 575-579. Wood, D.; Joron, J.; Treuil, M.; Norry, M. & Tarney J. 1979. Elemental and Sr isotope variations in basic lavas from Iceland and the surrounding ocean floor. *Contributions to mineralogy and petrology.*Vol. 70: 319-339.

MAGM-1: Arcos magmáticos fanerozoicos

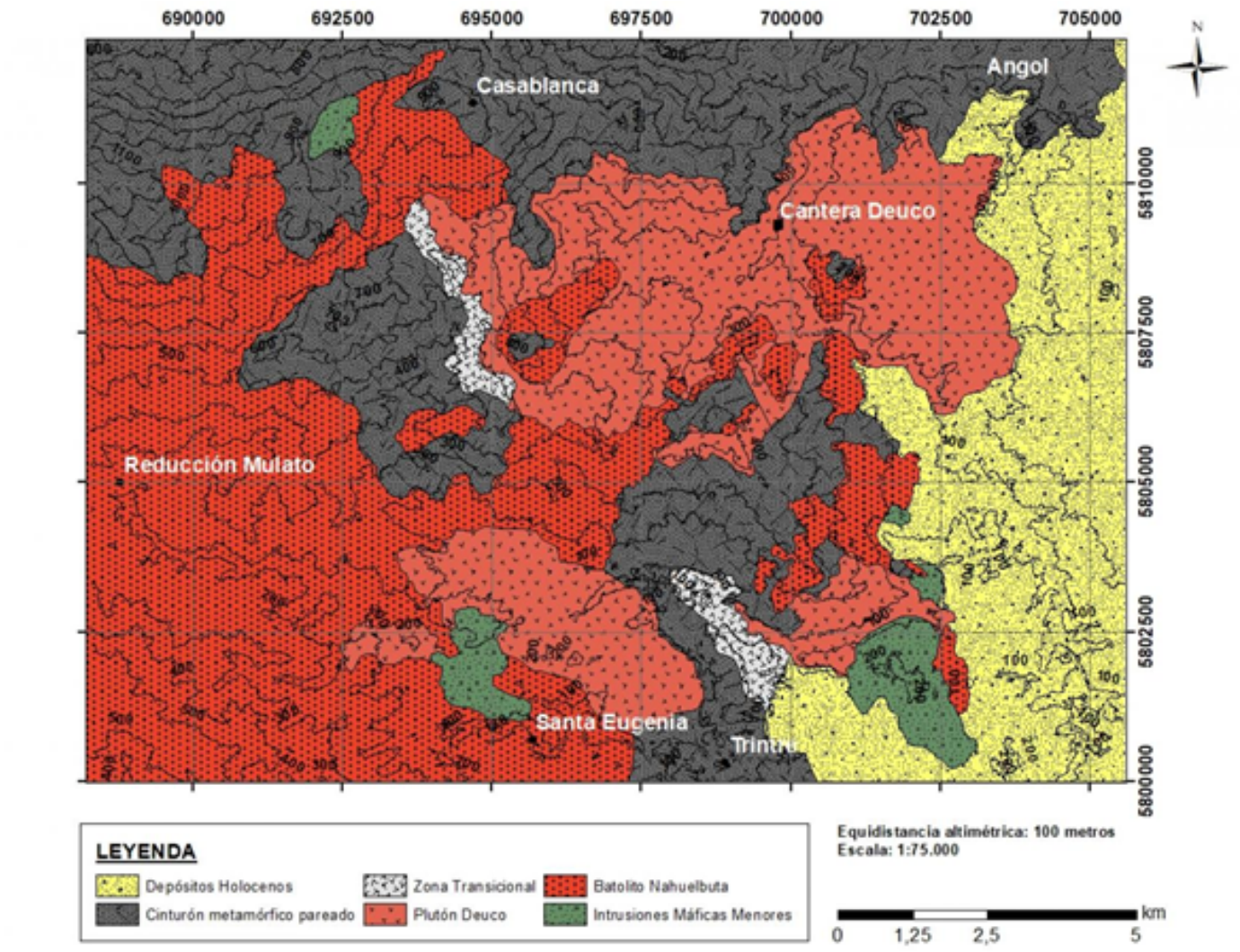


Figura 1. Distribución de la litología del área de estudio. Distribución de las unidades máficas en cuerpos de tonos verdosos.

MAGM-1: Arcos magmáticos fanerozoicos

Evolución del magmatismo en el Batolito de la Costa en la región de Atacama (26º-26º30´S). Trazas geoquímicas de la transición entre el ciclo pre-Andino y la Primera Etapa del ciclo Andino

Juan Díaz-Alvarado[1], Natalia Rodríguez[1], Paulina Fuentes[1], Carmen Rodríguez[2], Carlos Fernández[2], Cristian Ángel[1].
(1) Departamento de Geología, Facultad de Ingeniería, Universidad de Atacama, Copiapó, Chile
(2) Departamento de Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias Experimentales, Universidad de Huelva, Huelva, España

El magmatismo Triásico y Jurásico registrado en el centro y norte de Chile ha sido objeto de una importante atención debido, en parte, a ser fundamental para descifrar la evolución tectónica del margen occidental de Sudamérica durante el ciclo pre-Andino y el inicio del ciclo Andino. Al sur de la región de Atacama y en la región de Coquimbo, los batolitos de la Cordillera Principal (Chanchoquín, Guanta, Montosa-El Potro, Choyai) y el Batolito de la Costa (Limarí, Papudo-Quintero, Illapel) en la franja costera permiten tener un registro continuo del magmatismo descrito por medio de numerosos estudios (p. ej. Parada *et al.*, 1999, Lithos; Hervé *et al.*, 2014, Lithos; del Rey *et al.*, 2016; Coloma *et al.*, 2017; González *et al.*, 2018). La localización del magmatismo con respecto al paleo-margen activo y su evolución geoquímica e isotópica permiten relacionar las condiciones en la fuente magmática con los importantes cambios ocurridos en el margen occidental de Gondwana entre el Triásico y el Jurásico. Al norte de la región de Atacama, sin embargo, tanto la geocronología como la geoquímica del magmatismo de este periodo no están tan bien conocidas. El periodo se caracteriza por un magmatismo triásico menos voluminoso y más deslocalizado que el del sur de la región, si bien a partir del Jurásico Inferior, los afloramientos de la Cordillera de la Costa permiten el estudio de numerosos cuerpos intrusivos del Jurásico a Cretácico Inferior. Este trabajo presenta los resultados del estudio geocronológico, geoquímico e isotópico de los plutones del norte de la región de Atacama. Se han obtenido edades de U-Pb en circón de los plutones Pan de Azúcar (en estudio, *c.a.* 280 Ma), Cerros del Vetado (*c.a.* 250 Ma), Flamenco (213-186 Ma), Las Ánimas (150 Ma) y Sierra Áspera (*c.a.* 120 Ma). A través de los circones analizados en este estudio se están actualmente obteniendo los isótopos de Hf para poder evaluar la evolución isotópica durante estos 160 Ma de magmatismo. Estos mismos plutones, junto con otros tantos correlacionables, están siendo estudiados geoquímicamente para completar el estudio del magmatismo de los ciclos pre-Andino y Andino, cuyos resultados son fundamentales para completar el conocimiento del magmatismo de este periodo, determinar las causas de las diferencias apuntadas en ambos extremos de la región y seguir añadiendo evidencias que permitan mejorar el entendimiento del inicio del ciclo Andino, uno de los procesos más discutidos en la geología chilena.

MAGM-1: Arcos magmáticos fanerozoicos

Permian-Triassic rocks in the Antarctic Peninsula and southern Patagonia; U-Pb ages, Lu-Hf and O isotopic compositions in zircon

Christopher Mark Fanning[1], Castillo Paula[1,2].
(1) Research School of Earth Sciences, Australian National University
(2) Institut für Geologie und Paläontologie, Westfälische Wilhelms-Universität Münster

The Permian–Triassic (P-T)is a critical period for interpreting and understanding the development of West Antarctica and its connection to southern South America, Patagonia. P-T metasedimentary rocks are the host to a major population of Permian igneous zircons indicating significant Permian magmatism along the southern margin of Gondwana. However, location and characteristics of the Permian source(s) are still not well known. Combined U-Pb, O, and Lu-Hf isotope analyses of detrital zircon grains in P-T metasedimentary rocks indicate that the Permian magmatism resulted from the interaction of crust- and mantle-derived sources in an active continental margin. Permian detrital zircons from the Trinity Peninsula Group (TPG) in the Antarctic Peninsula (AP) range from crustal signatures in the northern part (δ18O of ~8‰, initial εHf of ~-6) to mantle-like values in the south (δ18O of ~5‰, initial εHf of ~+3). Zircons from the northern TPG have isotopic features similar to those from the Patagonian Duque de York Complex. Middle Jurassic metasedimentary rocks in the AP also record a *ca.* 250 Ma igneous source, with stronger crustal signatures (δ18O of 7.5 to 10.8‰ and initial εHf values of -3.2 to -14.2) and Cambrian inherited cores. They have the same core-rim structures, U-Pb ages, Lu-Hf and O zircon isotopic signatures as recently reported P-T granites in Tierra del Fuego, Patagonia (Castillo *et al.,* Jour. Geol. Soc. London 2017). Other possible source rocks are isolated outcrops in the Eastern and Central domains of the AP. Granites from the Eastern Domain have the strongest affinity with Patagonia and the northern TPG, with igneous zircons having initial εHf values ranging from -2.8 to -21.6, and δ18O from 10.5 to 5.6‰. A mid-late Triassic gneiss from the Central Domain contains zircons recording the presence of a mantle-like Permian protolith with metamorphic zircon overgrowth at *ca.* 220 Ma. Therefore, the isotopic signature for the Central Domain suggests the presence of a different continental crust, which may be the source for the mantle-like zircons in the southern TPG. To conclude, our results provide evidence for a Permian subduction-related magmatic arc, partly located in Patagonia and extending to West Antarctica with a southerly decrease in δ18O. Our data indicate strong similarities between the Eastern Domain of the AP and the southern tip of Patagonia, supporting a continuation of both areas, without the need for any great degree of overlap.

MAGM-1: Arcos magmáticos fanerozoicos

Nuevas evidencias de la actividad del arco volcánico paleógeno en los Andes Nordpatagónicos (43º-43°30'S, Chubut)

Lucía Fernández Paz[1,2], Vanesa D. Litvak[1,2], Miguel E. Ramos[1,2], Alfonso Encinas[3], Andres Folguera[1,2].
(1) Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, Ciudad Autónoma de Buenos Aires, Argentina
(2) Instituto de Estudios Andinos Don Pablo Groeber (IDEAN), Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, CONICET-Universidad de Buenos Aires, Ciudad Autónoma de Buenos Aires, Argentina
(3) Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Concepción, Concepción, Chile

La actividad del arco volcánico durante el Cenozoico temprano en los Andes Nordpatagónicos se expresa en la ladera argentina como parte del cinturón magmático El Maitén. Este volcanismo es clave para el entendimiento de la evolución tectónica de la región durante este gran lapso de tiempo (Eoceno tardío-Mioceno temprano). Su signatura geoquímica refleja la variabilidad en el aporte de fluidos de la losa, el emplazamiento de los magmas a diferentes niveles corticales, y el aporte de diferentes fuentes mantélicas durante su génesis. Estas secuencias volcánicas afloran a lo largo de una faja de orientación N-S desarrollada entre los 39°-42°30S, petrográficamente caracterizadas por la predominancia de flujos de lava dacíticos y andesíticos con cantidades menores de riolitas, basaltos y rocas piroclásticas. Relevamientos recientes en el marco de este trabajo sugerirían la prolongación de este cinturón magmático hacia el sur, entre las localidades argentinas de Trevelin y Tecka (43°-43°30), donde se estudiaron dos secciones estratigráficas con diferentes litologías y rasgos estructurales. La sección ubicada al norte del río Corintos (~43º05S) comprende secuencias subhorizontales (2-11°SE), caracterizadas por la alternancia de flujos lávicos de composición dacítica y basáltica, los basaltos predominando hacia el techo de la secuencia. Estas secuencias contrastan con los afloramientos del sur, en las inmediaciones del lago Rosario (~43º20S), los cuales presentan discordancias progresivas, variando la inclinación de 28º a 12ºSE, y se encuentran plegados con ejes de orientación NE-SO. Estas secuencias incluyen principalmente flujos lávicos andesíticos con intercalaciones sedimentarias en la base y piroclásticas hacia el techo. Se compararon petrográficamente estas secuencias con secuencias datadas a lo largo del cinturón magmático El Maitén: los basaltos del norte del río Corintos son similares a las secuencias lávicas basálticas de edad Eocena superior que afloran inmediatamente al norte (cordón Rivadavia; ~42º50S), las cuales se asocian a las etapas más antiguas de este volcanismo. Por otro lado, los afloramientos en las inmediaciones de lago Rosario corresponderían a la exhumación de niveles más jóvenes, petrográficamente comparables con los del extremo norte de este cinturón magmático (cordón de las Bayas; ~41°30S), de edad Oligocena.

MAGM-1: Arcos magmáticos fanerozoicos

Petrogénesis ígnea de los estratos del Cordón de los Ratones (33°66´S, 70°39´O): El magmatismo de arco Eoceno e implicancias en la evolución andina del Paleógeno en Chile Central

Constanza Fuentes[1,3,4], Marcia Muñoz[1,2], Francisco Fuentes[2].
(1) Advanced Mining Technology Center (AMTC), Fondecyt 11140012, Universidad de Chile, Chile
(2) Geología, Facultad de Ingeniería, Universidad Andres Bello, Sazié 2119, Santiago, Chile
(3) Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(4) Geoinnova Consultores Ltda., Chile

La unidad Estratos del Cordón de los Ratones (ECR) es una sucesión volcanosedimentaria de edad Eocena que aflora en los cerros homónimos al sur de Santiago cerca del río Maipo. En esta contribución se presentan los resultados de un estudio que incluye observaciones en terreno y análisis petrográfico, geocronológico y geoquímico, para estudiar la petrogénesis de las rocas ígneas de los ECR y sus implicancias paleogeográficas. Los ECR se componen de ~450 m de rocas volcánicas con escasas intercalaciones sedimentarias, y se encuentran característicamente intruídos por numerosos cuerpos hipabisales contemporáneos. Sus productos ígneos se clasifican en dos grupos según su mineralogía y texturas en: (i) lavas e intrusivos andesítico-basálticos con fenocristales de olivino, piroxeno y plagioclasa, y (ii) lavas, con textura de flujo, e intrusivos, ambos dacíticos a riolíticos con fenocristales de piroxeno y plagioclasa. Este carácter bimodal está confirmado por los contenidos de SiO_2 (base anhidra) que varían entre 52 y 77% mostrando un gap composicional entre 54-64%. Se obtuvieron 2 edades de U-Pb en circones de ~42 Ma lo que confirma una edad Eoceno medio para esta unidad. Los productos ígneos presentan características típicas de magmas de arco como afinidad calcoalcalina y un enriquecimiento de LILE sobre HFSE y una fosa Nb-Ta en los diagramas multielemento. Los patrones de REE y la mineralogía presente son coherentes con una evolución común a partir de procesos de cristalización fraccionada. Un análisis comparativo de razones geoquímicas de interés petrogenético (*e.g.* La/Yb y LILE/LREE) entre los ECR y rocas de la Fm. Abanico (Oligoceno-Mioceno temprano) y la Fm. Farellones (Mioceno temprano) muestra una marcada similitud entre los ECR y esta última. A su vez, ambas unidades son distintas a las rocas ígneas de la Fm. Abanico. Dichas características sugieren que, con respecto al magmatismo Oligoceno-Mioceno temprano, el magmatismo Eoceno de los ECR habría evolucionado bajo un mayor espesor cortical relativo y/o estaría asociado a un menor grado de fusión parcial. El primero de estos casos es coherente con una posible herencia del espesor cortical desde el periodo inmediatamente precedente que corresponde a la orogenia K-T. Los resultados de este trabajo son el primer reporte para el Eoceno tardío en la región y constituyen una herramienta fundamental para trazar los procesos geológicos de este período y sus implicancias en la evolución andina de Chile Central.

MAGM-1: Arcos magmáticos fanerozoicos

Petrología y geoquímica de los depósitos asociados a la megacaldera Carrizalillo en la pre-cordillera de Copiapó, Región de Atacama

Vicente Gerding[1], Paulina Fuentes[1], Natalia Rodríguez[1], Juan Díaz-Alvarado[1], Eugenio Aragón[2].
(1) Departamento de Geología, Facultad de Ingeniería, Universidad de Atacama, Copiapó, España
(2) Centro de Investigaciones Geológicas (UNLP-CONICET), Argentina

La megacaldera Carrizalillo (Cretácico Superior–Paleoceno) es una estructura de colapso ubicada en la pre-cordillera al sureste de Copiapó, específicamente desde la Quebrada San Miguel por el norte hasta Lomas Bayas por el sur (Rivera y Mpodozis, 1994). Tiene forma elíptica con un eje mayor en dirección NNE y un rasgo sub-anular definido por un cuerpo intrusivo denominado Plutón Cabeza de Vaca (Rivera y Falcón, 2000), ubicado en el margen oeste y septentrional de la estructura volcánica. Al interior del anillo se preservan más de 3.000 metros de lavas, flujos piroclasticos y sedimentitas asociadas a la evolución de la megacaldera (Rivera y Falcón, 2000). A través de este estudio petrológico y geoquímico de los depósitos asociados a Carrizalillo y el Plutón Cabeza de Vaca se obtuvieron nuevos datos acerca de la evolución plutónica y eruptiva del complejo caldérico. Las unidades de colapso y post-colapso están constituidas principalmente por tobas soldadas con componentes muy pobremente seleccionados asociadas a depósitos de oleada piroclástica. Las unidades post-colapso contienen coladas de lavas andesíticas y brechas volcánicas que presentan clastos con la misma composición del basamento pre-caldera. Lavas y *fiammes* de estas unidades presentan composiciones dacíticas a riolíticas subalcalinas y levemente peralumínicas. Presentan patrones de tierras rasas (REE) empinados para las REE ligeras y planos para las pesadas, leves anomalías de Eu y una importante anomalía de Nb. Las tobas dacíticas presentan una composición idéntica a la del Plutón Cabeza de Vaca. Estas características geoquímicas son típicas de cámaras magmáticas zonadas y descartan al plutón anular como residuo de un proceso de fraccionación *in-situ*. Su emplazamiento pudo ser simultaneo al proceso de colapso, asociado al extremo más profundo de las fracturas extensionales que facilitaron el colapso de la caldera. Con respecto a la unidad pre-colapso, está constituida por meta-areniscas cuarcíferas que presentan clastos con contactos suturados y minerales metamórficos asociados a facies de esquistos verdes y alteración leve a moderada de turmalina. Lo anterior se interpretaría como una zona de falla. A partir de esto, se propone que el contacto propuesto en la Hoja Carrera Pinto (1996) para el contacto entre Formación Hornitos (o Sierra la Dichosa) y Estratos de Quebrada el Romero se encuentra hacia el sur respecto del actual y correspondería a un contacto por falla (fractura anular).

MAGM-1: Arcos magmáticos fanerozoicos

Chollay Plutonic Complex and its implication in the tectonic evolution of the western margin of Gondwana during Triassic

Javiera González[1], Verónica Oliveros[1], Felipe Coloma[2], Christian Creixell[2], Friedrich Lucassen[3].
(1) Departamento Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias Químicas, Universidad de Concepción, Concepción, Chile
(2) Servicio Nacional de Geología y Minería, Chile
(3) MARUM Center for Marine Environmental Sciences, University of Bremen, Bremen, Germany

The geotectonic context of the southwestern margin of Gondwana during the Triassic is still a matter of debate. In order to unravel the tectonic evolution of the margin, we have studied in detail the volumetrically most significant magmatic unit of this period: the Chollay Plutonic Complex (CPC), exposed in the High Cordillera of Vallenar (28°30–29°30S). The CPC was incrementally built between 249–233 Ma and intrudes a series of Paleozoic metasedimentary, volcanic and plutonic units. Some of these units are exposed within the batholith as elongated strips with NE-SW orientation, specifically in the western edge. On its eastern flank, a Lopingian–Carnian volcanic and volcanosedimentary sequence is spatial and temporally related to the CPC and was partially intruded by the complex. The CPC is composed of plutons with a wide variety of composition, ranging from gabbros to granites, with a predominance of granodiorites and granites, whose mafic minerals correspond to amphibole and biotite. In this work, new field, petrographic, elemental and isotope geochemical data of the CPC and its host rocks are presented in order to determine and discuss the geotectonic context in which this complex was constructed, through the study of the sources of this magmatism and petrogenetic processes that allowed its generation. Its geochemistry suggests a calc-alkaline nature, with an enrichment in LILE compared to HFSE, Nb, Ta, Ti and P troughs, typical patterns of subduction-related magmatism. On the other hand, the initial isotopic ratios of CPC ($^{87}Sr/^{86}Sr_i$: 0.7037–0.7078; εNd_i: -5.3–1.8) are less evolved than its host rocks, suggesting that this complex requires participation from a depleted source for its genesis. Therefore, we propose that the CPC would be the result of a mixture of two sources: the Paleozoic crust and a depleted mantle, likely an asthenospheric wedge. We propose that the CPC was generated in an active continental margin and that it represents the roots of the Triassic arc.

MAGM-1: Arcos magmáticos fanerozoicos

Devonian geotectonic environments along the Chilean portion of the Gondwana continental margin

Francisco Hervé[2,1], Mauricio Calderon[5,6,7,3,4], Paulo Quezada[4], Carlos Rapela [6], Robert Pankhurst[5], Mark Fanning[3].
(1) Universidad Andrés Bello
(2) Universidad de Chile
(3) Australian National University, Australia
(4) Seremi de Mineria Region de Aysen, Chile
(5) British Geological Survey, UK
(6) Universidad Nacional de la Plata, Argentina
(7) Carrera de Geologia, Ingeniería, Universidad Andrés Bello, Santiago, Chile

The Devonian continental margin of Gondwana as evidenced in Chile is highly variable. A northern portion is characterized by faint magmatic activity in what appears to have been a passive margin with the development of sedimentary basins with clastic infills mainly west of an eroding Ordovician magmatic arc built on the late – Proterozoic crust of the Arequipa – Antofalla (or MARA) terrane. Between 28° and 38°S.(present coordinates), the Chilenia terrane was accreted to Gondwana during the Devonian, with the suture zone located east of the present Andes. The collision was accompanied by localized magmatic activity in Argentina. An accretionary prism started to evolve on Chilenia´s trailing edge and continued through Carboniferous and Permian times. South of Chilenia, two subduction-related magmatic arcs developed, the eastern over the continental margin of Gondwana (Patagonia?) and the western one, Chaitenia, in oceanic crust, later accreted to Gondwana in pre-Triassic times. No outcrops of igneous Devonian rocks are known south of 45°S near the present day continental margin, but Devonian igneous zircons are well represented in some of the "basement" complexes in western Patagonia, and they may well derive from Devonian intrusives in the Deseado massif in eastern Patagonia. The observed large-scale variations in the tectonic environments along the continental margin of Gondwana are probably caused by varying subduction parameters of the Panthalassa lithosphere under the SW margin of Gondwana.

MAGM-1: Arcos magmáticos fanerozoicos

Evolución del magmatismo durante el Cretácico Superior-Paleoceno Inferior en los Andes Centrales del Sur (32º-35º30'S)

Sofía B. Iannelli[1], Vanesa D. Litvak [1], Lucas M. Fennell [1], Lucía Fernández Paz[1], Javiera González[2], Verónica Oliveros[2], Alfonso Encinas[2], Andrés Folguera [1].
(1) Instituto de Estudios Andinos ´Don Pablo Groeber´ (IDEAN), Facultad de Ciencas Exactas y Naturales, CONICET - Universidad de Buenos Aires, Buenos Aires, Argentina
(2) Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Concepción, Concepción, Chile

Durante el Cretácico Superior-Paleoceno Inferior el magmatismo de arco estuvo principalmente representado por las secuencias calco-alcalinas del Grupo Nanauco (70-56 Ma; 37-38°S). Nuevas edades permitieron extender esta faja magmática hacia el norte: Unidad Los Ángeles (~67 Ma; 35°30'S) y Formación Juncal (~69 Ma; 32°S). La Formación Juncal está compuesta por niveles de conglomerados, autobrechas y lavas porfíricas. Las lavas presentan fenocristales de plagioclasa, anfíbol, biotita y de forma accesoria minerales opacos, en una pasta microgranosa a hialopilítica. Geoquímicamente, corresponden a basaltos, andesitas y dacitas de medio a alto-K provenientes de fuentes calco-alcalinas mostrando una típica firma de arco. Por su parte, la Unidad Los Ángeles comprende una secuencia de lavas basálticas intercaladas con lavas andesíticas, brechas volcánicas y areniscas líticas. Los últimos pulsos de este magmatismo están representados por diques basálticos que intruyen la secuencia anterior. Las lavas de esta unidad poseen un contenido de SiO_2 más restringido respecto a la Formación Juncal y gradan entre basaltos, traquiandesitas basálticas y traquiandesitas. Hacia los niveles superiores, la secuencia se enriquece en elementos traza, presentando una disminución en la influencia de fluidos provenientes de la losa (>Ba/Nb y Ba/La) y en el grado de fusión (>Nb/Zr y Nb/Yb). Isotópicamente, la Unidad Los Ángeles muestra valores de Sr y Nd que siguen el arreglo del manto, con una tendencia hacia una composición OIB en los pulsos superiores; mientras que, la Formación Juncal se aleja del arreglo del manto con valores mayores de Sr, probablemente asociados a efectos de alteración. Las relaciones isotópicas de Pb para la Unidad Los Ángeles muestran una tendencia desde composiciones orogénicas a mantélicas hacia los pulsos más jóvenes, mientras que la Formación Juncal presenta valores aún más cercanos a composiciones orogénicas. Las variaciones en el arco Cretácico Superior-Paleoceno (32-38°S) podrían estar asociadas al pasaje de la dorsal Farallón-Aluk, ubicada a la latitud de la Unidad Los Ángeles a los ~70 Ma. Su carácter segmentado permitiría el ascenso de fundidos astenosféricos enriquecidos en sectores particulares del arco volcánico, influenciando así la composición de los magmas derivados del mismo (Unidad Los Ángeles). Mientras que, de manera coetánea, permitiría el desarrollo de magmatismos típicos de arco a otras latitudes (Formación Juncal y Grupo Naunauco).

MAGM-1: Arcos magmáticos fanerozoicos

Robust U-Pb SHRIMP zircon ages of granitic plutons of the Cordillera Real of Bolivia: Thermal evolution and geological implications

Alvaro Rodrigo Iriarte[1], Umberto Giuseppe Cordani[2], Kei Sato[3].
(1) Geología, Ciencias Geológicas, Universidad Mayor de San Andrés
(2) Geologia Sedimentar, Instituto de Geociencias, Universidade de São Paulo, São Paulo, Brazil
(3) Laboratório SHRIMP, Instituto de Geociencias, Universidade de São Paulo, São Paulo, Brazil

The Real Cordillera of Bolivia is a mountain belt located at the core of the Eastern Cordillera of the Central Andes, with a length of 250 km along strike, 40 km wide and containing summits with more than 6000 meters above the sea level. It was the locus of important felsic magmatism occurred in two pulses. The first pulse took place during the Triassic, at the northern segment, with the intrusion of the Huato, Illampu, Yani, Huayna Potosí, Zongo and Taquesi plutons within Paleozoic metasedimentary country rocks. An extensional regimen is interpreted as a widespread continental rifting, associated with the breakup of the Pangea Supercontinent and to a magmatic input from the upper mantle. Long after that, at the southern segment, during the Upper Oligocene, the emplacement of the Illimani, Quimsa Cruz and Santa Vera Cruz plutons characterizes the second pulse. These younger magmas are considered to have been formed within the continental crust, in association with an overall compressional regimen and mafic input from the asthenospheric upper mantle. Fifteen U/Pb SHRIMP zircon ages demonstrate the crystallization of the plutons of the first pulse between 224 to 240 Ma and the second pulse at about 26 Ma. Inherited zircon xenocrysts are frequent in all of these plutons, preserved by the low temperatures of melts estimated by zircon saturation temperatures. Paleozoic to Neo-Proterozoic sources predominate, but Proterozoic sources are also present. The available K/Ar and Ar-Ar apparent ages in micas, published much earlier, were used to estimate the cooling rate for the Triassic plutons, as well as their more recent thermal history. For most of the plutons, these apparent ages are moderately younger than the U-Pb SHRIMP zircon ages. However, in the case of the Zongo pluton, and possibly for the Yani deformed batholith, a very important thermal event took place during the mid-Eocene, at about 39 Ma, interpreted as the regional cooling through Ar closure temperature of muscovite. The apparent K/Ar ages, many of them much younger than 190 Ma, in addition to disturbed Ar-Ar spectra, are indicative of important partial argon loss. This thermal event also perturbed the U/Pb isotopic systems of that area. Because of that, the zircons of the Zongo pluton, which exhibit very high U concentrations (up to 20000 ppm), display systematically an anomalous reverse discordance in the Concordia diagram. This enrichment might be related to local U redistribution.

MAGM-1: Arcos magmáticos fanerozoicos

Nuevas edades U-Pb y geoquímica de elementos traza en circones de intrusivos de la Cordillera de la Costa de Chañaral (26°20´S)

José Joaquín Jara[1], Fernando Barra[1], Martin Reich[1], Mathieu Leisen[1], Rurik Romero[1], Diego Morata[1].
(1) Departamento de Geología y Centro de Excelencia en Geotermia de los Andes, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile

La Cordillera de la Costa es uno de los principales dominios geológicos del norte y centro de Chile, extendiéndose desde los 21°S hasta los 35°S. Como resultado de la subducción que opera desde el Jurásico, se presentan una serie de arcos paralelos al margen continental que migran de oeste a este, los que se relacionan a la formación de cuencas de trasarco o intraarco. Este dominio está representado principalmente por formaciones volcano-sedimentarias, intruidas por complejos plutónicos de carácter calcoalcalino de tipo I con un amplio rango composicional desde gabros a granitos. En este trabajo se presentan ocho edades U-Pb en circón obtenidas mediante LA-ICP-MS en intrusivos de la Cordillera de la Costa del norte de Chile, ubicados en una transecta perpendicular al eje principal de este dominio a la altura de Chañaral (26°20S). Las edades obtenidas abarcan una ventana temporal de ~75 millones de años, desde inicios del Jurásico (200 Ma) hasta mediados del Cretácico Temprano (125 Ma) consistentes con edades previamente reportadas con otras metodologías. Complementariamente, se presentan las concentraciones de tierras raras (REE) en los circones datados (en el mismo dominio analizado) para entender la petrogénesis de los intrusivos estudiados. Los diagramas de REE normalizados a condrito muestran, en la generalidad de los casos, un típico patrón de tierras raras en rocas intrusivas de arco continental, con una pendiente positiva desde las tierras raras livianas hasta las tierras raras pesadas, y una marcada anomalía positiva de Ce y negativa de Eu. Estos resultados contribuyen a mejorar el entendimiento de la evolución temporal y la génesis de los complejos plutónicos de la Cordillera de la Costa de la Región de Atacama, y en consecuencia del margen occidental del continente durante el Mesozoico.

MAGM-1: Arcos magmáticos fanerozoicos

Oligocene to Miocene magmatism of the Central Andean Arc at 28°S to 29°S: Implications for the evolution of the Nazca plate and the Chilean-Pampean Flat Slab

Suzanne Kay[1], Constantino Mpodozis[2].
(1) Earth and Atmospheric Sciences, Engineering, Cornell University
(2) Antofagasta Minerals, Chile

The evolving magmatic history of the Central Andean margin reflects the motion of the South America plate relative to the Nazca plate and overriding mantle and the subduction of anomalies on the Nazca plate. We examine the Tertiary magmatic history of the arc and near backarc region in the northern Pampean flat slab region between 28°S and 29°S before magmatism expired at ~7 Ma. The study expands the history of the region in presenting a compilation map with new K/Ar, Ar/Ar and U/Pb zircon ages and in interpreting new chemistry of the Eocene to Miocene magmatic rocks in the region. The history can be interpreted in terms of the relative rate of westward drift of South America, subducting features on the Nazca plate, the effects of forearc subduction erosion and the evolution of the South American crustal and mantle lithosphere beneath the arc. The region lies south of the Oligo-Miocene Maricunga magmatic arc (26°-28°S) and southernmost Central Volcanic Zone arc that terminates with the Bonete Complex near 28°S and north of the El Indio-Valle del Cura region at 29°-31°S. The Miocene period coincides with the shallowing of the subducting Nazca slab under the flat slab to the south and the uplift of the Puna plateau. The magmatic history tracks crustal and lithospheric thickening and thinning as the forearc was eroded, the subducting plate changed shape and the overlying continental crust and lithospheric mantle were modified. The history of the transitional region (28°-29°S) can be broken into stages, whose principle magmatic units are transitional with those to the north and south. The most important groups include: a) Late Eocene/Early Oligocene (~39-31 Ma) hornblende andesite porphyry/lava/breccia group correlative with the Bocatoma Unit to the south, b) small volume Late Oligocene tuffs and mafic flows erupted as the convergence direction became more perpendicular, c) voluminous Late Oligocene-Early Miocene (~24-22 Ma) extension-related rhyodacitic flows correlative with extensive silicic units to the north and south, d) Early Miocene (~22-18 Ma) mafic andesites, block and ash deposits and porphyries, e) sparse Middle Miocene (15-12 Ma) hornblende-bearing andesites erupted as the slab shallowed and f) small volume latest Miocene to Pliocene Pircas Negras type glassy andesites interpreted to be related with forearc subduction erosion as the arc migrated to the east in the north and shut off to the south.

MAGM-1: Arcos magmáticos fanerozoicos

Geochemical evolution of Cenozoic arc-related magmas in Southern Central and North Patagonian Andes

Vanesa Dafne Litvak[1], Sofía B. Iannelli[1], Lucía Fernández Paz[1], Stella Poma[2], Andrés Folguera[1].
(1) Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, Instituto de Estudios Andinos "Don Pablo Groeber" (IDEAN, UBA-CONICET), Buenos Aires, Argentina
(2) Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad de Buenos Aires, Instituto de Geociencias Básicas y Aplicadas de Buenos Aires (IGEBA, UBA-CONICET), Buenos Aires, Argentina

Geochemical variations in arc-related magmas allow correlating their magmatic evolution with changes in the geodynamic context of the Andean subduction zone. This work focuses on Cenozoic times, comparing geochemical evolution of arc-related products through different Andean segments, including those located both in a frontal and in a retroarc position, together with alkaline retroarc volcanism associated with arc dynamics. During Paleocene to middle Eocene arc magmatism along the Southern Central Andes was constrained to the volcanic front and showed variable slab input. On the contrary, in the North Patagonian Andes, intraplate alkaline-like magmas are registered in the retroarc zone. By late Eocene to middle Oligocene times, low volumes of arc volcanism were erupted along the Andes with mostly tholeiitic composition. Arc volcanism changed to a more typical tholeiitic to calc-alkaline Andean-type by late Oligocene in the Southern Central Andes, associated with the breakup of the Farallón plate; meanwhile, arc-derived magmas in North Patagonia still showed mostly tholeiitic composition. Arc magmatism by Miocene to middle Pliocene times in Southern Central Andes show typical calc-alkaline features, while arc-derived products were expanded to the east, associated with a progressive shallow subduction regime, developed both in the present-day Pampean-Chilean flat-slab segment (∽28°-33°S) and the late Miocene Payenia shallow subduction segment (∽33°-38°S). Particularly in the Pampean-Chilean segment, middle Miocene to late Miocene arc rocks show trace elements, and Sr, Nd whole-rock isotopic ratios and in-situ Hf and O isotopic composition that display a trend towards an increase of crustal contributions, either by assimilation during magma ascent through a thick crust or linked to forearc subduction erosion and/or sediment contributions into the mantle wedge. Coeval arc magmatism in North Patagonia also showed calc-alkaline geochemical features but was mainly spatially restricted to the main Andean axis. Overall, geochemical evolution of Cenozoic arc magmas reflects the direct influence of the variable geodynamic parameters along Southern Central and North Patagonian Andes.

MAGM-1: Arcos magmáticos fanerozoicos

Caracterización petrogenética del magmatismo del Jurásico medio en la Cordillera de la Costa entre los Ríos Mataquito y Maule (35°00´-35°30´S), Región del Maule, Chile

Kevin Llanos[1], Pablo Rossel[1].
(1) Geología, Ingenieria, Universidad Andrés Bello

Desde el Jurásico Temprano, el margen occidental de Gondwana experimentó un cambio en sus condiciones tectonomagmáticas, inducido por una aparente revitalización de la convergencia entre la Placa Sudamericana y la Placa de Phoenix. Dicho cambio, tiene como una de sus principales expresiones el desarrollo de una paleogeografía dominada por un voluminoso arco magmático de edad Jurásico a Cretácico Inferior y una serie de cuencas de tras arco elongadas en sentido NS ubicadas al este de el arco. En el área de estudio, esta unidad está representada por los depósitos de la Formación Altos de Hualmapu (Jurásico Medio-Tardío) y algunos cuerpos intrusivos mayormente subvolcánicos contemporáneos.

La Formación Altos de Hualmapu, corresponde a secuencia constituidas por brechas volcánicas, lavas andesíticas a andesítico-basálticas, tobas brechosas y dacíticas subordinadas. Se deposita en aparente concordancia sobre areniscas tobáceas de la Formación Rincón de Núñez (Jurásico Inferior según contenido fósil) y se encuentra intruida por dioritas y granodioritas datadas en 155 Ma.

Dos edades U-Pb LA-ICP-MS en circones, indicarían que el volcanismo de esta unidad se habría desarrollado mayormente durante la segunda mitad del Jurásico Medio (~170-168 Ma; Rossel, en este congreso), lo que coincide con el pulso de mayor actividad del arco en el norte de Chile. Las signaturas geoquímicas de estas rocas son típicas de arcos calcoalcalinos mostrando un claro enriquecimiento en LILE con respecto a los HFSE, presentando además anomalías negativas de Nb-Ta, Ti y Zr y positiva de Pb.

Según los datos de los diagramas de Dy/Dy* versus Dy/Yb se estima que el mineral máfico más importante en el proceso de fraccionamiento es las anfíbola, con escasa o nula participación de granate. Lo anterior es consistente con las razones de Sr/Y y La/Yb que sugieren un espesor cortical que no superaría los 40 km. Por otra parte, los contenidos de Th/La parecen indicar que habría existido una contribución de sedimentos subductados en la génesis de los magmas.

Las características petrográficas y geoquímicas de las muestras estudiadas presentan amplias semejanzas con otras rocas volcánicas pertenecientes al arco jurásico aflorantes tanto al norte como al sur del área de estudio lo que sugiere un comportamiento altamente homogéneo tanto en la fuente de los magmas como en la evolución posterior de los fundidos generados en la cuña astenosférica del margen occidental del Gondwana durante el Jurásico.

MAGM-1: Arcos magmáticos fanerozoicos

El registro Paleoceno en el curso superior del valle del Río Maule: Petrogénesis y geocronología de unidades ígneas del sector Cajón González

Sebastián Montti[1], Marcia Muñoz[1], Jóse Miguel López[2], Brian Townley[3], Roberto Topp[3].
(1) Geología, Facultad de Ingeniería, Universidad Andres Bello, Sazié 2119, Santiago, Chile
(2) Vale Exploraciones Chile, Rosario Norte 615, of. 1202, Chile
(3) Departamento de Geología, Ciencias Físicas y Matemáticas , Universidad de Chile, Plaza Ercilla 803, Santiago, Chile

La evolución geológica cenozoica de los Andes de Chile central permanece obscurecida entre el Paleoceno y Eoceno tardío por la ausencia de rocas de esta edad, lo que constituye una característica distintiva del contacto entre unidades mesozoicas y cenozoicas en la región. En este trabajo se presentan los resultados preliminares del estudio de unidades intrusivas del Paleoceno temprano presentes en la localidad del Cajón González, ubicada en la Cordillera Principal de los Andes en el curso superior del río Maule. Este estudio se basa en un levantamiento geológico de sondajes, la caracterización de petrografía (n= 22; n: número de muestras), geoquímica (n= 18; ICP e ICP-MS), y la determinación de edades radiométricas e isotopía de Hf en cristales de circón (n= 4; LA-ICP-MS). En los sondajes estudiados se reconocen 5 unidades ígneas intrusivas principales: (1) un cuarzo monzonita, presente en las porciones inferiores que es intruida por (2) un pórfido andesítico, presente en las porciones superiores, (3) intrusivos dioríticos e (4) intrusivos monzodioríticos, ambos que intruyen al pórfido andesítico, y (5) diques dioríticos, que intruyen al pórfido andesítico y a la cuarzo monzonita. Las determinaciones radiométricas indican edades entre 60-64 Ma para el intrusivo cuarzo monzonítico y el pórfido andesítico, lo que asigna el magmatismo representado por estas unidades al Paleoceno temprano. Composicionalmente, las muestras estudiadas varían entre un 51-71% de contenidos de SiO_2 y presentan características típicas de magmas asociados a subducción (*e.g.* afinidad calcoalcalina, enriquecimiento en elementos LILE con respecto a los elementos HFSE junto con un marcado empobrecimiento relativo en Nb-Ta). Las determinaciones isotópicas distinguen dos grupos composicionales, uno con signaturas relativamente juveniles (ƐHf(i): +8 y +4) y otro más cortical (ƐHf(i)≈ +1) Las características enunciadas anteriormente sugieren que las unidades ígneas estudiadas en el sector Cajón González representan parte del arco magmático Paleoceno en la región. Ellas son además cronológicamente correlacionables con unidades estratificadas predominantemente ígneas reportadas en la región: (i) la porción superior de la Fm. Plan de los Yeuques presente al norte (~80-63 Ma; 35°S; [1]), y (ii) la Unidad Los Ángeles que aflora alrededor de 40 km al noreste del área de estudio en Argentina [2]. [1] Muñoz *et al.*, 2018. Tectonophysics 744: 93-117. [2] Iannelli *et al.*, 2018. JSAES en prensa.

MAGM-1: Arcos magmáticos fanerozoicos

Major Late Paleozoic to early Jurassic Magmatic Events and Tectonic Shifts along the Pangean Margin of Northern Chile

Constantino Mpodozis[2], Suzanne M. Kay[1], Paula Cornejo[2].
(1) Department of Earth and Atmospheric Sciences, Cornell University, Ithaca N.Y., USA
(2) Antofagasta Minerals, Chile

Late Carboniferous-Early Jurassic, (*ca.* 330-190 Ma) igneous rocks form most of the "basement" of the Andes in northern Chile (21°-30°S). A Recent geological mapping and U-Pb ages show that this > 1000 km long belt is the result of, at least, 4 discrete volcanic-intrusive events. While event (1), is characterized by scattered, small arc-related stocks emplaced between 330 to 320 Ma, event (2), from 300 to 280 Ma, produced voluminous arc-like magmatic rocks along the entire belt. Events (3), at 260-240 Ma, and (4), at 230-190 Ma, reflect a dramatic change in magmatic style as two-mica granites and bimodal volcanic suites were emplaced from the Main Andean range to the Coastal Cordillera. While the arc-like character of the magmatic rocks in the first two events appears clear, the two younger events include a large amount of highly silicic rocks whose geochemical signatures reflect extensive crustal melting by mantle-derived magmas. The calc-alkaline and arc-like minor and trace element chemical signatures in these silicic rocks have led to some models suggesting a continuous Late Carboniferous to Early Jurassic magmatic arc throughout the whole region. Nevertheless, the tectonic significance of geochemical signatures in the younger rocks is ambiguous and does not confirm a continuous arc environment throughout this time. Furthermore, a simple continuous arc magmatic history does not explain the magmatic gap from 300 to 320 Ma and the drastic decrease in magmatism that occurred *ca.* 280 Ma at the time of the onset of the San Rafael tectonic phase in Argentina and the high P/T Limón Verde metamorphic event in northern Chile. A further question is what causes the ~280-260 Ma magmatic low in Chile when the ~700,000 km^2 Choiyoi ignimbrite province, one of the largest Siliceous Igneous Provinces on Earth, was forming to the east. Finally, any model needs to be aware that event (3) coincides with the opening of the mid-Triassic rift basins in Mendoza-San Juan and the fact that event (4) is synchronous with the Neuquen "Precuyo" extensional basins formed as Pangea was beginning to split. Such drastic changes in magmatism, shifts in the magmatic front and variations in the tectonic regime are difficult to explain simply by changes in subduction angle or upper plate rollback. It can be noted that the same events have been documented in Peru and Colombia where active Upper Carboniferous subduction led to extension and a rifting-dominated regime in the Late Permian.

MAGM-1: Arcos magmáticos fanerozoicos

Caracterización petrográfica de los intrusivos graníticos del Triásico Temprano en la Cordillera de la Costa Chilena: Plutones Hualpén y Constitución

Tamara Muñoz[1], Pablo Rossel[1], Francisco Carvajal[1].
(1) Geología, Ingenieria, Universidad Andrés Bello

El magmatismo Triásico Tardío en la Cordillera de la Costa Chilena, esta evidenciado por una serie de intrusivos graníticos que se distribuyen aproximadamente entre los 34–37°S. Durante la transición a la Orogenia Andina, se definen 3 pulsos que evidencian el magmatismo del Mesozoico Temprano, que son parte del Batolito Costero: un magmatismo granítico desde 225-220 Ma, un magmatismo bimodal entre 210-197 Ma y un magmatismo máfico del Jurásico Medio desde 170-150 Ma. El presente trabajo está enfocado en los eventos magmáticos que acontecieron entre 225-220 Ma, que corresponden a edades datadas para las rocas graníticas que afloran en Constitución y en la península de Hualpén. *Plutón Constitución* Se ubica en las proximidades de la ciudad de Constitución, entre los 35°24-35°17S, Región del Maule. Abarca un área de aproximadamente de 90 km^2 e intruye a rocas del basamento metamórfico Paleozoico, correspondientes a la Serie Oriental. Observaciones a macroescala, dan signos de heterogeneidades locales dentro del Plutón Constitución como la presencia de enclaves máficos centrimétricos, variaciones de tamaño de grano aleatorias y posibles zonas de *minglin* donde, como mínimo, son identificables 2 composiciones extremas. Petrológicamente, la composición predominante, es una roca holocristalina de grano medio a grueso, inequigranular a porfídica y se clasifica como monzogranito. Por otro lado, los enclaves son de grano fino, con más de un 18% de máficos y se clasifican como cuarzo diorita/diorita, cabe mencionar que entre estos dos extremos composicionales existen híbridos producto de la mezcla parcial de magmas, la composición varía entre tonalita a granodiorita, la cantidad de máficos es superior al 8% y presenta xenocristales heredados del magma predominante. *Stock Hualpén* Está ubicado en la península de Hualpén desde los 36°44a 36°47S, Región del Bio-Bio. Intruye secuencias metamórficas de la Serie Occidental y tiene una extensión aproximada de 13 km^2. El Stock Hualpén es composicionalmente homogéneo, rocas holocristalinas de grano medio, inequiranulares, localmente porfídico, presenta fenocristales de feldespato alcalino y se clasifica como un monzogranito. Cabe destacar, que el plutón Constitución y el Stock Hualpén, presentan cavidades microlíticas que permite clasificar estos intrusivos en epizonales, es decir, que la profundidad de cristalización fue somera.

MAGM-1: Arcos magmáticos fanerozoicos

Etapas volcánicas registradas en la estratigrafía del Carbonífero–Triásico en la Cordillera Frontal chilena entre los 28°30´ y los 30°S

Ismael Murillo[1], Ricardo Velasquez[1], Christian Creixell[1].
(1) Sernageomin

Resumen Basados en la estratigrafía de las rocas volcánicas del basamento de edad Carbonífero -Triásico, que afloran en la Cordillera Frontal (CF) entre los 28°30′ y los 30°S, en este trabajo se proponen 5 etapas evolutivas para el volcanismo de dicho segmento en el margen occidental de Gondwana. (1) La primera etapa (volcánica) se habría iniciado en el Carbonífero Superior, junto con la extrusión de riolitas y andesitas que afloran en el Dominio Occidental de la CF (28°30′ y los 30°S), asignadas a la Formación Cerro Bayo. (2) La segunda etapa (no volcánica) corresponde a un GAP volcánico local, de edad Pérmico Inferior (*ca.* 300-280 Ma), coetáneo con las etapas tempranas de la Fase Orogénica San Rafael, y con un importante aumento del registro plutónico de esa misma edad en la CF. (3) El registro volcánico de la tercera etapa (volcánica, *ca.* 280-260 Ma) se distribuye principalmente en el Dominio Oriental de la CF, representado por la sección inferior del Grupo Choiyoi en Argentina, y por la Formación Laguna Chica en Chile. Este volcanismo sería coetáneo con las etapas tardías de la Fase orogénica San Rafael. (4) La cuarta etapa (volcánica, *ca.* 260–240 Ma) se habría desarrollado en el Dominio Oriental de la CF, junto con la extrusión de rocas volcánicas asignadas a la Formación Guanaco Sonso, cuyos depósitos sintectónicos se habrían acomodado, en parte, por sistemas de fallas normales en un ambiente tectónico extensional. Esta etapa culmina con la exhumación del basamento de edad Carbonífero-Triásico Inferior en los dominios Occidental y Central de la CF. La quinta etapa (volcánica, *ca.* 235-210 Ma), que se inicia con la extrusión de las rocas volcánicas en el Dominio Central de la CF, asignadas a las Formaciones Pastos Blancos y La Totora, y es coetánea con la apertura de cuencas extensionales en el límite oeste de la CF (cuenca San Félix), y al este de la CF en Argentina (cuenca Ischigualasto). Introducción A partir de los mapas geológicos 1:100.000 de la alta cordillera de los Andes entre Vallenar y Coquimbo recientemente publicados por el Plan Nacional de Geología de SERNAGEOMIN (Salazar *et al.*, 2013; Ortiz y Merino, 2015; Salazar y Coloma, 2016; Murillo *et al.*, 2017) en este trabajo se presenta un esquema estratigráfico y evolutivo del magmatismo del Carbonífero Superior-Triásico Superior entre los 28°30' y los 30°S, basado principalmente en el registro estratigráfico del volcanismo, cuyo significado geológico motivó la realización de este estudio. Marco geológico La zona de estudio se ubica en el dominio morfoestructural de la Cordillera Frontal (CF), en el sector alto de la cordillera de los Andes Centrales entre Vallenar y Coquimbo (28°30'-30°S). En este sector aflora principalmente un bloque de basamento de edad Paleozoico Superior-Triásico, cubierto localmente por rocas volcánicas y sedimentarias de edad mesozoica y cenozoica. Las unidades más antiguas que afloran corresponden a rocas metamórficas, principalmente esquistos, gneises y milonitas, cuyas edades de metamorfismo estimadas varían entre el Devónico y el Triásico Medio (*e.g.* Salazar *et al.*, 2013). Estas rocas metamórficas constituyen la roca de caja de intrusivos plutónicos de edad Carbonífero-Triásico Superior, que presentan una gran distribución geográfica a lo largo de la CF (Figura 1A). Estás unidades plutónicas, intruyen o subyacen en inconformidad a rocas volcánicas cuya edad varía entre el Carbonífero Superior y el Triásico Superior, las cuales tienden a distribuirse en tres franjas (Figura 1B) de orientación norte-sur en la CF, de acuerdo a su rango de edad. (1) La primera franja (Dominio Occidental) corresponde a riolitas y andesitas de edad Carbonífero Superior que se han asignado a la Formación Cerro Bayo (Salazar *et al.*, 2013). (2) La segunda franja (Dominio Oriental) corresponde a rocas predominantemente piroclásticas de edad Pérmico Medio-Triásico Medio, que en Argentina se han asignado, en parte, al Grupo Choiyoi, y en Chile a las Formaciones Laguna Chica y Guanaco Sonso (Salazar y Coloma, 2016). (3) La tercera franja (Dominio Central) corresponde a rocas volcánicas riolíticas a basálticas, lávicas y piroclásticas, principalmente de edad Triásico Superior, que se han asignado a las Formaciones La Totora y Pastos Blancos (Salazar *et al.*, 2013; Ortiz y Merino 2015; Murillo *et al.*, 2017). Estratigrafía A continuación, se presenta una descripción estratigráfica de las principales unidades volcánicas y sedimentarias del Carbonífero Superior al Triásico que afloran en la Cordillera Frontal entre los 28°30′ y los 30°S (Figura 1A). *Formación Cerro Bayo* (Carbonífero Superior; Dominio Occidental). En su sección tipo, en el río El Tránsito (Salazar *et al.*, 2013), en el límite occidental de la Cordillera Frontal (Figura 1A), corresponde a una sucesión de hasta 1.000 m de espesor de rocas félsicas exclusivamente piroclásticas, intruída por plutones de edad Pérmico Inferior y cubierta, de manera discordante, por conglomerados y areniscas de la Formación San Félix (Pérmico Superior tardío? -Triásico Superior). Más al sur, en la naciente de la quebrada El Calvario, en el área Guanta-Los Cuartitos (Murillo *et al.*, 2017), aflora una sucesión de rocas volcánicas andesíticas y félsicas de *ca.* 400 metros de espesor, conformada principalmente por andesitas y, en menor medida, tufitas, tobas de ceniza vítreas y riolitas. La mineralogía de las riolitas incluye principalmente cuarzo, plagioclasa y ortoclasa, mientras que las andesitas comúnmente presentan plagioclasa y escasa anfíbola. *Formación Laguna Chica* (Pérmico Inferior tardío-Pérmico Medio; Dominio Oriental). Corresponde a una sucesión volcanoclástica riodacítica de hasta 600 m de espesor, que aflora en el área Cerro de Cantaritos-Laguna Chica (Salazar y Coloma, 2016), en el sector oriental de la Cordillera Frontal, donde se encuentra intruída por plutones de edad Triásico Inferior a Medio, y es cubierta de manera discordante por tobas asignadas a la Formación Guanaco Sonso (Salazar y Coloma, 2016). Se compone de tobas de lapilli riodacíticas, vítreas y líticas, brechas piroclásticas y ocasionalmente andesitas. La

mineralogía de las tobas comúnmente incluye cuarzo embahiado, plagioclasa, feldespato potásico y muscovita. Los líticos son de composición dacítica a riolítica. *Formación Guanaco Sonso* (Pérmico Superior-Triásico Medio; Dominio Oriental). Corresponde a una sucesión predominantemente volcánica y volcanoclástica. En su sección principal de referencia, en el área Cerro de Cantaritos y Laguna Chica (Salazar y Coloma, 2016), en el sector oriental de la Cordillera Frontal, está compuesta por rocas piroclásticas riolíticas a dacíticas, basaltos, riolitas y sedimentitas continentales. Más al sur, en la denominada Franja El Indio, corresponde a una sucesión de hasta 1.000 m de espesor, conformada por rocas piroclásticas, principalmente dacíticas y en menor cantidad riolítica (Martin *et al*., 1995; emend. Ortiz y Merino, 2015; Murillo *et al.*, 2017). Incluye tobas de ceniza vítreas, tobas de lapilli líticas a vítreas y tobas de lapilli líticas con cantidades variables de fragmentos volcánicos accesorios, líticos juveniles andesíticos a dacíticos, y fragmentos juveniles escoriáceos y pumíceos. La mineralogía de las tobas comúnmente incluye plagioclasa, cuarzo y, en menor medida, biotita. *Formación Pastos Blancos* (Triásico Superior; Dominio Central). Corresponde a rocas volcánicas, lávicas y piroclásticas, cuya composición varía desde basaltos a riolitas, que afloran en la quebrada Pastos Largos, y desde allí se extienden a lo largo del sector centro-occidental de la cordillera frontal (Figura 1A), donde comúnmente se apoya en inconformidad sobre rocas intrusivas de edad Carbonífero Superior-Triásico Inferior. En su sección principal de referencia, en la quebrada Pastos Largos, se reconocen andesitas, basaltos y dacitas, además de tobas de lapilli líticas y tobas de ceniza y lapilli vítreas de composición dacítica (Murillo *et al.*, 2017). Más al norte, en el área Río Chollay-Matancillas y Cajón del Encierro (Ortiz y Merino, 2015), predominan rocas piroclásticas de composición dacítica a riolítica. *Formación La Totora* (Triásico Superior; Dominio Central). Corresponde a rocas volcánicas, principalmente lavas y brechas volcánicas, y rocas sedimentarias volcanogénicas, que afloran principalmente en el valle de El Tránsito, donde comúnmente se apoya en inconformidad sobre rocas intrusivas de edad Carbonífero Superior-Triásico Inferior, y es cubierta por rocas sedimentarias marinas de edad Jurásico Inferior a Medio (*e.g.* Salazar *et al.*, 2013). La mineralogía de las lavas, comúnmente andesíticas a basálticas, incluye plagioclasa y, en menor cantidad, clinopiroxeno y ortopiroxeno. Las tobas tienden a presentar plagioclasa, cuarzo y ortoclasa. Discusión y conclusión Basado en sus relaciones estratigráficas y estructurales, su distribución (Figuras 1A), y en las edades U-Pb reportadas hasta ahora en la Cordillera Frontal chilena entre los 28°30' y los 30°S (Figura 1B), en este trabajo se proponen 5 etapas evolutivas del volcanismo del Carbonífero Superior-Triásico Superior en el segmento estudiado. *1ra Etapa (Doca. 313-300 Ma).* Se inicia el registro volcánico en la Cordillera Frontal junto con la extrusión de riolitas y andesitas asignadas a la Formación Cerro Bayo en el límite occidental de la Cordillera Frontal. *2a Etapa (ca. 300-280 Ma)*. Sin registro volcánico documentado, al menos en el área de este estudio. Lo anterior sugiere la existencia de un GAP volcánico local en el segmento estudiado, de edad Pérmico Inferior (*ca.* 300-280 Ma), coetáneo con las etapas tempranas de la Fase Orogénica San Rafael, y con un importante aumento del registro plutónico de esa misma edad en la Cordillera Frontal (*e.g.* Salazar *et al.*, 2013; Ortiz y Merino 2015; Murillo *et al.*, 2017). 3ra Etapa *(ca. 280-260 Ma)*. Dado el predominio de rocas piroclásticas dacíticas y riolíticas que afloran en el sector oriental de la Cordillera Frontal, se infiere que las rocas de esta etapa, asignadas a la Formación Laguna Chica, se habrían acumulado producto de una serie de erupciones volcánicas de alta explosividad. El registro volcánico de esta etapa, distribuido principalmente en el sector oriental de la Cordillera Frontal, se correlaciona con la sección inferior del Grupo Choiyoi en Argentina, y sería coetáneo con las etapas tardías de la Fase Orogénica San Rafael. *4ta etapa (ca. 260-240 Ma)*. Se inicia junto con la depositación de las tobas dacíticas a riolíticas de la Formación Guanaco Sonso en el sector oriental de la Cordillera Frontal, cuyos depósitos sintectónicos se habrían acomodado, en parte, por sistemas de fallas normales en un ambiente tectónico extensional (Salazar y Coloma, 2016). Esta etapa culmina con la exhumación del basamento de edad Paleozoico superior-Triásico Inferior en el Dominio Central de la Cordillera Frontal. *5ta etapa (ca. 240-210 Ma)*. Se inicia con la extrusión de rocas riolíticas a basálticas asignadas a la Formación Pastos Blancos. Es cohetánea con la apertura de importantes cuencas extensionales, como la cuenca San Félix hacia el límite occidental de la Cordillera Frontal, y la cuenca Ischigualasto (Argentina) hacia el este.



MAGM-1: Arcos magmáticos fanerozoicos

Referencias:

- Murillo, I., Velásquez, R., Creixell, C. 2017. Geología de las áreas Guanta-Los Cuartitos y Paso de Vacas Heladas, Regiones de Atacama y Coquimbo. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica Nos. 192-193: 96 p., 1 mapa escala 1:100.000, 1 CD con anexos. Santiago.
- Ortiz, M.; Merino, R.N. 2015. Geología del área Río Chollay-Matancilla y Cajón del Encierro, regiones de Atacama y Coquimbo. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 175 y 176, 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.
- Salazar, E.; Coloma, F.; Creixell, C. 2013. Geología del área El Tránsito-Lagunillas, Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 149: 106 p., 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.
- Salazar, E.; Coloma, F. 2016. Geología del área Cerros de Cantaritos-Laguna Chica, Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 181: 171 p., 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.

MAGM-1: Arcos magmáticos fanerozoicos

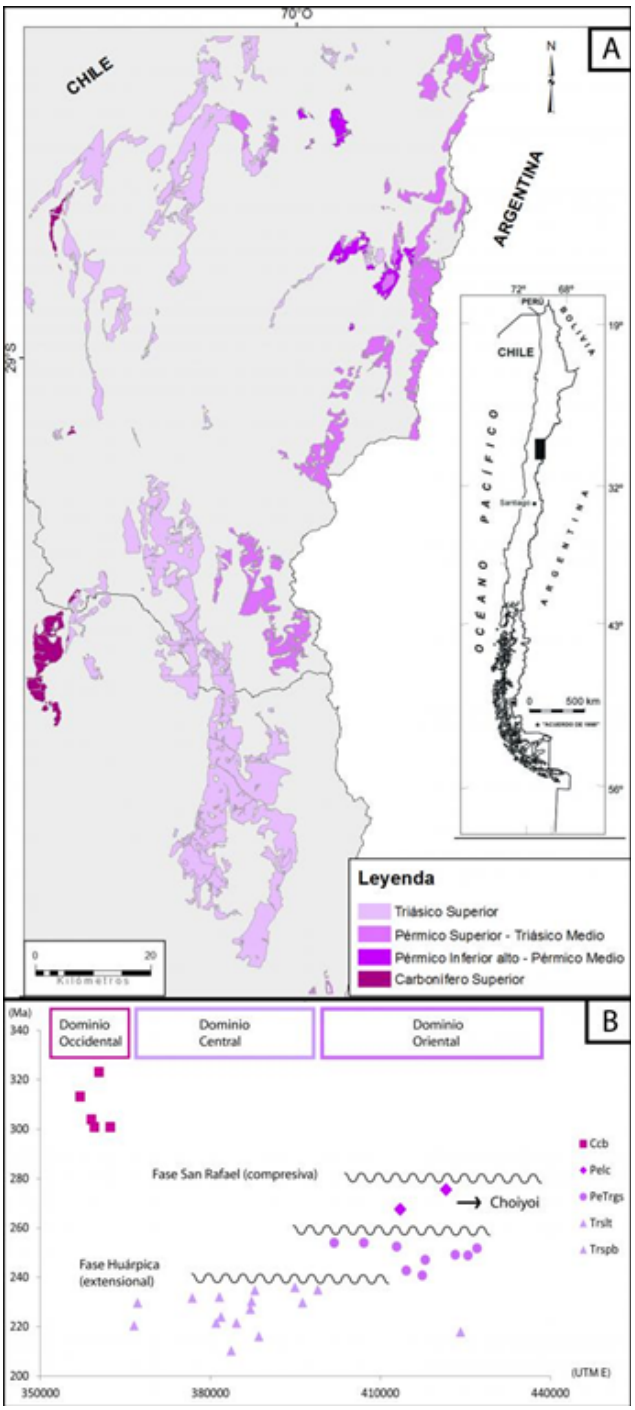


Figura 1: A. Distribución geográfica de las formaciones volcánicas del Carbonífero Superior-Triásico Superior de acuerdo a su rango de edad. B. Edades radiométricas U-Pb en circón y coordenadas longitudinales de las muestras de tobas y lavas que afloran en el basamento carbonífero-triásico de la en la Cordillera Frontal entre los 28°30' y los 30°S. Se indica además la posición aproximada de los dominios Occidental, Central y Oriental de la Cordillera Frontal definidos en este trabajo.

MAGM-1: Arcos magmáticos fanerozoicos

Etapas volcánicas registradas en la estratigrafía del Eoceno Superior-Mioceno Superior en la Franja El Indio (29°30´-30°S)

Ismael Murillo[1], Cristian Creixell[1], Ricardo Velasquez[1].
(1) Sernageomin

Recientes estudios geocronológicos, estratigráficos y de mapeo de las rocas volcánicas expuestas en la alta cordillera en Chile entre los 29°30 y los 30°00S, han permitido reconocer nuevos episodios de volcanismo en la denominada Franja El Indio (FEI), aportando antecedentes para la comprensión de la evolución magmática en este segmento del margen andino. La primera etapa de volcanismo habría ocurrido a los *ca.* 33 Ma (Eoceno Superior-Oligoceno Inferior), junto con la extrusión de rocas piroclásticas y, en menor cantidad lávicas, que afloran hacia el sur de la FEI, y que en trabajos recientes se han denominado informalmente como estratos de La Paloma. A la misma latitud, 10-30 km más al oeste de la FEI, se reconocen evidencias de magmatismo hipabisal coetáneo, representado por las dioritas cuarcíferas y tonalitas Bocatoma. Sucesivamente, entre los *ca.* 25-16 Ma (Oligoceno Superior-Mioceno Inferior), se desarrolló la segunda etapa de volcanismo, junto con la extrusión de rocas piroclásticas y lávicas, andesíticas a riolíticas, asignadas a la Formación Doña Ana, que sobreyacen discordante los estratos La Paloma, y que presenta gran distribución areal a lo largo de toda la FEI. Estas rocas evidencian una intensa deformación tectónica compresiva, de edad Mioceno Inferior, que coincide con un aumento de velocidad de convergencia entre la placa oceánica y la placa Sudamericana. Las rocas volcánicas de esta etapa, son coetáneas con el emplazamiento de cuerpos intrusivos, plutónicos e hipabisales, que afloran en la misma franja. La tercera etapa de volcanismo se desarrolló entre los *ca.* 14-10 Ma (Mioceno Medio-Superior), junto con la extrusión de tobas y lavas, andesíticas a dacíticas, pertenecientes a la Formación Cerro de Las Tórtolas (*ca.* 14-13 Ma), y a las tobas y lavas, riolíticas a dacíticas, asignadas a la Formación Tambo (*ca.* 13-10 Ma). Estas formaciones se apoyan de manera subhorizontal y discordante sobre la Formación Doña Ana, sellando las estructuras compresivas que cortan las rocas de la etapa anterior. Finalmente, entre los *ca.* 6-5 Ma (Mioceno Superior), se reconoce una última etapa de volcanismo en este segmento de los Andes, asociada a la extrusión de tobas riolíticas asignadas a la Formación Vallecito, que sobreyacen discordantes las rocas de las etapas anteriores. Las rocas de este periodo afloran en dominios discretos escasamente representados en la FEI.

MAGM-1: Arcos magmáticos fanerozoicos

Volcanism and tectonism in the southern Central Andes: Tempo, styles, and relationships

José Antonio Naranjo[1], Victor Villa[1], Cristian Ramirez[1], Carlos Perez De Arce[1].
(1) Geología Regional, Servicio Nacional de Geología y Minería

An important objective of volcanic research is to establish a cause-and-effect relationship between the age of fault kinematics and volcanic arc evolution based on structural and stratigraphic evidence. The southern part of the Central Andes records the complete development of the late Cenozoic Andean volcanic arc. This study focuses on the interpretation of volcanism and dated tectonic structures between 24.5° and 27°S. This segment consists of hundreds of volcanoes, including constructional and caldera volcanoes. We are able to better constrain the temporal evolution of the central Chilean volcanic arc, including timing and kinematics of regional faults. Recognition of 15 Oligocene to Pleistocene ignimbrites and their sources has allowed us to define 11 caldera systems contemporaneous with effusive constructional volcanoes. Two main NE-SW– and N-S–oriented thrust systems dominate the structural architecture of this segment of the arc. The first, located in the Precordillera, was active between 25 and 14 Ma and extends over 200 km to the northeast through the Pedernales-Arizaro thrust fault. Parallel to this thrust, the east-vergent Antofalla thrust fault system developed during Oligocene–Miocene times. The second system, located within the volcanic arc, includes sinuous N-S contractional structures that developed in pulses between the middle and late Miocene. There appears to be a cause and- effect relationship between tectonic pulses and the development of volcanism, whereby changes in the upper crustal stress field lead to the generation of extensional domains. These conditions favor magma storage at upper crustal levels, thus promoting a suction-pump effect. The coexistence of both dominantly effusive constructional volcanism and explosive caldera volcanism results from the same tectonic conditions that produced shortening, as a consequence of the maximum compressive stress and conjugated extensions. In this work, we suggest a new model that integrates the coexistence and contemporaneity of compressive structures and the widespread development of effusive constructional volcanism and explosive caldera volcanism along the Andean Oligo-Miocene volcanic arc. Este trabajo es parte del programa regular de cartografía del SERNAGEOMIN y contó con el financiamiento del Plan Nacional de Geología-PNG. This work is part of the SERNAGEOMIN's regular mapping program and was supported by the National Plan of Geology-PNG.

MAGM-1: Arcos magmáticos fanerozoicos

Miocene to recent geological evolution of the Lazufre segment in the Andean volcanic arc

José Antonio Naranjo[1], Francisco Hevia[1], Victor Villa[1], Cristian Ramirez[1].
(1) Geología Regional, Servicio Nacional de Geología y Minería

The Lazufre bulging zone (25°16S, 68°29W), with 47 km by 40 km, NE oriented intumescence in the area of the Pleistocene-Holocene Azufre, Cordón del Azufre, Bayo and Lastarria volcanic complexes, has been a major focus of study over the past few decades. Since 1998, InSar interferometric analysis has shown structural deformation, likely a result of an active magmatic and hydrothermal system. Our new mapping provides clues about the causes and possible consequences of this deformation, based on the reinterpretation of important structures or regional lineaments. The bulge is located upon the hanging-wall of Pedernales-Arizaro NE-SW trending Middle Miocene major thrust fault. The footwall of this fault was previously affected by a major explosive activity producing the Los Colorados caldera at ~9.4-9.8 Ma, the source of the homonymous 115-185 km^3 ignimbrite. Conjugated at ~30° to the Pedernales-Arizaro thrust, the Imilac-Salina del Fraile oblique, slightly dextral strike-slip fault, constitutes a major structure in the area, which favored the opening of tectonic spaces, parallel to the Los Colorados caldera-Lazufre bulge alignment. Notably, since the Late Pliocene, volcanism has been concentrated in the Lazufre intumescence, including extrusion of ~120 km^3 total lava volume. The lava accumulation rate estimated since Late Pliocene to the present at Lazufre bulging zone area is approximately one third lower than the rate estimated for the generation of the Los Colorados caldera. The migration of volcanic activity from this Miocene caldera area to the northwestern Lazufre bulging zone could be the consequence of local strain field variations which opened tectonic space that favored magmatic ascent and storage. Este trabajo es parte del programa regular de cartografía del SERNAGEOMIN y contó con el financiamiento del Plan Nacional de Geología-PNG. This work is part of the SERNAGEOMIN's regular mapping program and was supported by the National Plan of Geology-PNG.

MAGM-1: Arcos magmáticos fanerozoicos

A case for magmatic arc migration during the Rhaetian in the SW Gondwana Margin

Veronica Oliveros[1], Paulina Vasquez[2], Esteban Salazar[2].
(1) Ciencias de la Tierra, Ciencias Químicas, Universidad de Concepcion
(2) Servicio Nacional de Geología y Minería, Chile

Recent works developed in the High Andes of northern Chile (Frontal and Domeyko Cordilleras between 24º and 30ºS) have elucidated the evolution of the SW Gondwana margin from late Paleozoic to early Mesozoic, forcing to revise earlier models that involved subduction termination sometime during the Permian or Triassic periods. Continuous convergence in a continental arc setting since the Carboniferous became a very likely scenario as the geochronological, geological and geochemical databases grew and a larger number of units were studied and sampled. This hitherto more robust model of continuous subduction has highlighted a particular feature of the exposed arc-related magmatism: a sudden migration of the arc front during the Rhaetian up to 150 km trenchward that was preceded by volumetrically restricted Norian magmatism of transitional to alkaline affinities. Thus, pre-210 Ma igneous rocks are concentrated in the present-day High Andes and *ca.* 210-100 Ma igneous rocks crop out largely in the Coastal Cordillera. The magmatic axis migration from 300 to 210 and from 210 to 100 Ma do not exceed 50 km in the trench-arc direction. A striking feature of this migration is that it was accompanied of a marked transition in the geochemistry of the magmatism, such as a decrease in the SiO_2 content, Sr/Y, La_N/Yb_N, and initial $^{87}Sr/^{86}Sr_{initial}$ and $eNd_{initial}$. All these parameters are related to the crustal component of magmatism and therefore indicate that post-210 Ma magmatism involved juvenile (mantle-derived) additions rather than recycling of preexistent crust. The geological record suggests that such process took place along 1500 km of the margin from present-day central Chile to southern Peru, representing thus a significant portion (~10%) of the global arc activity at the time. Therefore, such migration might have had an impact on the net rate of crustal growth during the Jurassic. In this work, we propose that the process traditionally interpreted as the beginning of Andean subduction is better explained as the migration of the arc front due to slab roll-back and thermal erosion of the lithosphere. The tectonic changes that triggered arc migration are not clear but they resulted in a long-lived channel of mantle input to the crust (Early Andean arc) that might have increased the net growth of the South American continent.

MAGM-1: Arcos magmáticos fanerozoicos

An overview of the central segment of the Famatinian arc, Argentina: Internal architecture and petrogenetic differentiation

Juan Enrique Otamendi[1].
(1) Geología, Ciencias Exactas Físico Químicas y Naturales, Universidad Nacional de Río Cuarto

The central segment of the Famatinian arc, north-central Argentina, exposes a nearly complete crustal section from lower crustal cumulate sequences to sub-aqueous-aerial volcanic rocks of an Ordovician peri-Gondwanan destructive margin. This natural example is unique and allows for the study of the origin and internal architecture of an arc crustal section. The whole-rock geochemical data and calculated seismic velocities suggest that the Famatinian arc had the top of the mafic lower crust at about 26 km, the extent of the low-velocity middle crust reached sub-volcanic levels (< 5 km), and the volcano-sedimentary successions covered the uppermost 4 km. As active today the Alaska Peninsula arc is a close analogue to the ancient Famatinian arc. A few hundred of analyzed samples span a wide compositional range of plutonic rocks (ultramafic rocks, gabbro, diorite, tonalite, granodiorite, and granite). In contrast, the volcanic rocks show a tendency to bi-modality (basalt–rhyolite). All igneous rocks have typical subduction-related major and trace element signatures. Closed-system fractional crystallization of mantle-derived melts produced both the magmatic ultramafic-mafic lower crust and derivative melts that escaped into the middle crust. Open-system interaction between mafic magmas and partially molten metasedimentary rocks over the top sequences of the low mafic crust also generates middle crustal tonalitic magmas. Closed-system tonalites have lower K_2O than open-system tonalites, but often mingling and mixing among tonalitic magmas obscure their lineage. Granodiorites and granites that made up the silicic upper crust are derivative products of tonalitic magmas (mushes) that evolved through plagioclase -and amphibole- dominated fractionation and mixing with supracrustal-sourced and intracrustal-generated leucogranitic melts. Field observations, the presence of inherited zircons, and the systematics of radiogenic isotopes reveal the importance of open-system petrogenetic processes of middle and upper crustal magmatism. Tens of crystallization ages through the arc crust show a continuous rather than punctuated magmatic evolution during about 8 Ma (474–466). The continuous temporal record and exposure from mafic, through intermediate to silicic igneous rocks in the Famatinian arc suggest that the transcrustal magmatic column model is perfectly feasible for an ancient arc.

MAGM-1: Arcos magmáticos fanerozoicos

The Famatinian cordilleran magmatism in southern South America resulting from lithosphere reworking?

Carlos W. Rapela[1], R. Pankhurst[2], C Casquet[3], J Dahlquist[4], M Fanning[5], E Baldo[4], C Galindo[3], P Alasino[6], C Ramacciotti[4], S Verdecchia[4], J Murra[4], M Basei[7].
(1) Centro de Investigaciones Geológicas (CIG), CONICET, Universidad Nacional de la Plata, La Plata, Argentina
(2) British Geological Survey, UK
(3) Dpto. Mineralogía y Petrología -Instituto de Geoiencias (IGEO), Universidad Complutense-CSIC, Madrid, España
(4) Centro de Investigaciones en Ciencias de la Tierra (CICTERRA), CONICET, Universidad Nacional de Córdoba, Córdoba, Argentina
(5) Research School of Earth Sciences, Australian National University, Canberra, Australia
(6) Centro Regional de Investigaciones Científicas y Transferencia Tecnológica de La Rioja (CRILAR), Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET), La Rioja, Argentina
(7) Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Brasil

Along the proto-Pacific margin of Gondwana, from Venezuela to northeastern Patagonia, the Early–Middle Ordovician Famatinian orogeny was the first orogenic event following assembly of the supercontinent. Magmatism is mostly restricted to the interval 463±4 to 486±7 Ma, with the most intense period of emplacement between 468 and 472 Ma constituting a magmatic flare-up. Granitoid emplacement in both northeastern Patagonia and the Cordon de Lila (Puna Altiplano, Chile) was effectively synchronous with that in the Sierras Pampeanas, defining a continuous belt. Combined geochemical and isotopic data (whole-rock Sr, Nd; Hf, O in zircon) indicate that the source of calcic metaluminous suites is the subcontinental lithosphere –both mantle and mafic lower crust– with variable contamination by the Early Paleozoic metasedimentary country rocks. The lithospheric mantle involved is assumed to underlie the outcropping 1330–1030 Ma Grenville-age basement of the Western Domain, which exhibits tectonic characteristics of active continental margin in the north and oceanic arc-back arc in the south. The latter sector is the potential source of some minor Famatinian igneous rocks with less evolved isotopic compositions, although a restricted asthenospheric addition cannot be discarded in this case. Minor peraluminous granites are spatially associated with the metaluminous sequence, but major highly peraluminous batholiths occur on the eastern flank of the Central Domain. Field relations and geochemical/isotopic evidence indicate that the most obvious source of these crustal melts was the very thick post-early Cambrian metasedimentary sequence comprising the host country rocks. Although asthenospheric mantle was a necessary heat source for lithospheric melting, its material contribution to the growth of Early Paleozoic crust was apparently very minor. Recycling of Mesoproterozoic lithosphere, including the subcontinental mantle, coupled with crustal melting of Early Paleozoic metasedimentary sequences, accounts for most of the Famatinian orogenic magmatism. Consistent results from the Central Andes and East Antarctica confirm that the early stages of the Terra Australis orogen in SW Gondwana were dominated by lithospheric reworking processes.

MAGM-1: Arcos magmáticos fanerozoicos

Edad y mecanismos de emplazamiento del Plutón Flamenco, Batolito de la Costa, norte de Chile. Implicaciones en la evolución geodinámica jurásica del margen activo de Sudamérica

Natalia Rodríguez[1], Juan Díaz-Alvarado[1], Carlos Fernández[2], Gerardo Mérida[1], Karen Cerdá[1].
(1) Departamento de Geología, Facultad de Ingeniería, Universidad de Atacama, Copiapó, Chile
(2) Departamento de Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias Experimentales, Universidad de Huelva, Huelva, España

El Plutón Flamenco es parte del Batolito de la Costa en el norte de Chile, encontrándose entre las localidades de Caldera y Chañaral (≈26º30'S). Sus 350-400 km^2 de afloramiento granítico contienen fundamentalmente granodioritas y tonalitas, con cantidades menores de gabros, Qtz-dioritas y granitos, conformando una serie magmática calco-alcalina, cálcica, magnésica y metaluminosa. Estas unidades conforman un patrón zonado del plutón, con los intrusivos de composición intermedia y félsica en las partes internas y los magmas máficos en las zonas externas del plutón. El estudio geocronológico de detalle de estas unidades intrusivas demuestra que la parte principal del plutón se emplazó entre los 194 y 186 Ma, siendo las unidades externas máficas las últimas en emplazarse. Las edades encontradas en estas unidades y las relaciones de campo muestran como las tasas de emplazamiento pueden determinar las relaciones de contacto entre las unidades intrusivas. El dominio suroeste del plutón está conformado por granodioritas leucocráticas muy homogéneas que entregan una edad de emplazamiento de *c.a.* 213 Ma, una de las edades más antiguas encontradas hasta hoy en el arco magmático andino y, por lo tanto, una nueva evidencia para ubicar el inicio del ciclo Andino en el Triásico Superior. Las signaturas geoquímicas de estas rocas indican unas condiciones ligeramente diferentes (mayor presión y/o menor temperatura) en la fuente al inicio de la formación del arco magmático. El estudio de las estructuras internas y del encajante del Plutón Flamenco muestra que la orientación de los cuerpos intrusivos pudo disponerse originalmente en una dirección aproximada ENE-OSO. Sin embargo, la franja de metasedimentos N-S que separa el plutón en dos sectores y algunas estructuras encontradas en la aureola de contacto del cuerpo intrusivo muestran una fase compresiva posterior al emplazamiento que genera estructuras de cizalla NO-SE y el movimiento sinestral e inverso entre ambos sectores del plutón. Esta interferencia de estructuras y orientaciones se repitió en el bloque continental durante toda la Primera Etapa del ciclo Andino, como demuestran además los diques emplazados en los plutones del batolito costero y las estructuras asociadas al Sistema de Fallas de Atacama, y pueden estar asociados a la dinámica de la convergencia en el margen activo (Scheuber y González, 1999, Tectonics; Taylor *et al.*, 1998, Tectonophysics).

MAGM-1: Arcos magmáticos fanerozoicos

Petrogénesis del magmatismo Mioceno Temprano en el curso superior del Río Maule y sus implicancias tectónicas

Macarena Rojas Del Castillo[1], Marcia Muñoz[1], Luz Cabezas[1].
(1) Geología, Facultad de Ingeniería, Universidad Andres Bello, Sazié 2119, Santiago, Chile

En esta contribución se presentan resultados preliminares de una caracterización geoquímica de rocas ígneas Cenozoicas expuestas en el flanco occidental de la Cordillera Principal a los ~36°S. Las rocas estudiadas corresponden a una serie estratificada de origen predominantemente volcánico de edad Mioceno Temprano (20–14 Ma; [1], [2]). Se exploran además variaciones composicionales espaciales, integrando resultados anteriores [2], y se discuten las implicancias tectónicas para la evolución Andina de la región alrededor de los 36°S. Las rocas estudiadas presentan una signatura típica de magmas de arco, como afinidad calcoalcalina, enriquecimiento de LILE vs. HFSE y una marcada fosa Nb-Ta en los diagramas multielemento. En los diagramas de covariación ellas describen patrones coherentes con una evolución común dominada por el fraccionamiento de una mineralogía de baja presión (olivino, piroxeno, plagioclasa). Los patrones de HFSE sugieren una fuente correspondiente a un manto lherzolítico de espinela. Las razones La/Yb varían en un amplio rango y son similares a las reportadas para la Zona Volcánica Sur entre los 37°–39°S (espesor cortical de ~35–42 km). Los resultados de este trabajo se han integrado con aquellos reportados para el área de Colbún [3], con lo que se abarca un perfil de ~55 km EO de afloramiento de rocas del arco Mioceno Inferior. Se observan importantes variaciones composicionales espaciales que de oeste a este ellas se ven reflejadas en aspectos como: (i) una afinidad toleítica (área de Colbún) vs. calcoalcalina (unidades orientales), (ii) aumento progresivo de contenidos de algunos elementos incompatibles (*e.g.* TREE, LREE, K_2O), y (iii) aumento progresivo de razones de interés petrogenético (*e.g.* Zr/Y, La/Yb). Estas variaciones son consistentes con un aumento del grado de fusión parcial y procesos de contaminación cortical en el magmatismo de arco Mioceno inferior de este a oeste. A su vez, ello puede estar relacionado a un aumento del espesor cortical en la misma dirección. Adicionalmente, los resultados de determinaciones radiométricas sugieren que el volcanismo se habría iniciado en el área de Colbún (24-22 Ma; [3]) y posteriormente se habría extendido hacia el este a partir de los ~20 Ma ensanchando con ello el arco magmático durante este período. [1] Cabezas, en prep. Memoria de Título, Univ. Andrés Bello. [2] Rojas del Castillo., en prep. Memoria de Título, Univ. Andrés Bello. [3] Vergara *et al.*, 1999. Andean Geology 26: 23-41.

MAGM-1: Arcos magmáticos fanerozoicos

The Jurassic Volcanism of Southern Central Chile: U-Pb zircon geochronology of the Rincon de Nuñes, Altos de Hualmapu and Lonquimay Formation

Pablo Rossel[1].
(1) Geología, Ingenieria, Universidad Andrés Bello

The actual extensive knowledge about the timing, origin and evolutions of the Early Andean magmatism comes mostly from the study of the large and well preserved volcanic sequences and Calcalkaline batholiths exposed in Coastal Cordillera of Northern and Central Chile between 18° and 31°S. Less abundant studies of Jurassic igneous rocks are available for central Chile, and few petrogenetic data are known between 34° and 40°S for Mesozoic volcanic rocks. In this context this work presents the first three U-Pb LA-ICP-MS zircon ages for volcanic and volcaniclastic deposits of the Jurassic Rincon de Nuñes, Altos de Hualmapu and Nacientes del Biobio formations, cropping out between previously mentioned latitudes. The old age was obtained on an immature tobaceous sandstone from the top of the marine deposits of Rincon de Nuñes Formation in the vicinities of the Curepto town at 35,5°S. The age spectrum mean value considering 30 grains is 177.0±2.0 Ma and maximum age considering the five youngest grains is ~170 Ma. A crystalline tuff from the middle section of the overlying volcanic Altos de Hualmapu Formation gives an age of 169.0±1.8 Ma, and few (6) discrete grains of Triassic (3) and Upper Paleozoic (3) age. The small gap between the age of the top of the underlying sedimentary formation and the tuff in the middle section of the volcanic unit, in addition to the presence of marine sediments intercalated between lavas at the base of Hualmapu Formation, suggest a continuous deposition between both units. To the South, in Chilean main cordillera at 38°S, a Tobaceous sandstone at the base of the volcanic upper member of Nacientes del Biobio Formation was dated. Obtained data shows two well-differentiated peaks. Younger one gives a mean age of 167.5±3.4 Ma and a maximum age considering five youngest grains of ~161 Ma. Older peak gives a mean age of 312.3±5.6 Ma. Above is significant since no Paleozoic basement crops out in the vicinities of the area. In the view of the presented data, it seems to be clear that the development of the Jurassic volcanism in southern central Chile was diachronous. First recorded event is the lower member of Nacientes del Biobio Formation from the Pliensbachian (available fossil record), followed by the effusion of the volcanism of Altos de Hualmapu during middle Jurassic in Central Chile and finally the volcanism of the Lonquimay member of Nacientes del Biobio during Upper Jurassic.

MAGM-1: Arcos magmáticos fanerozoicos

Preliminary characterization of the Upper Triassic and Lowermost Jurassic volcanism in Chile and Argentina between 35° and 37°S.

Pablo Rossel[1], Javiera Beltran[1], Yoal Diaz[1], Lucas Fannell[2], Naipauer Maximiliano[2].
(1) Geología, Ingenieria, Universidad Andrés Bello
(2) Departamento de Ciencias Geologicas, Instituto de Estudios Andinos ?Don Pablo Groeber?, Universidad de Buenos Aires, Buenos Aires, Argentina

Preliminary characterization of two volcanic units cropping out in Chile, the Crucero de Los Sauces (CSF) and Santa Juana (SJF) formations from the Upper Triassic (Stratigraphic position and fossil record respectively) and one Hettangian (U-Pb age) volcanic complex located in western Argentina, the Cara-Cura Formation (CCF) is presented. Upper Triassic volcanism of southern central Chile is mainly composed by basaltic, andesitic and dacitic lavas and subordinated tuffs. No clear depositional morphologies can be observed but the presence of pyroclastic constituents suggest that Triassic magmatism has a significant effusive counterpart. Compositionally lavas show a bimodal distribution in Nb/Y vs Zr/Ti diagram (n= 6), without intermediate constituents. Trace elements display an enrichment in LILE over HFSE, negative Nb-Ta, Ti and Sr and positive Pb anomalies. Nb-Ta contents are three to four times higher than in the MORB, making the anomaly just slightly pronounced, especially for CSF. REE show similar patterns in both units, with flat HREE tails, no Eu anomaly and higher concentrations LREE contents in SJF. CCF volcanism, crops out 250 km to the east of contemporaneous granitoids in Chilean Coastal Cordillera, in a back arc position. This unit has been divided into four subunits. The first composed mainly by andesitic breccias and lavas, the second by pyroclastic deposit with acid glass and minor intercalations of epiclastic sandstones, the third is composed by acid domes and ignimbrites and the last by basalts, dacites and pyroclastic deposits. This Jurassic volcanism is dominated by intermediate to acid rocks with the exception of few basaltic flows in the younger unit. As Triassic units, trace elements display an enrichment in LILE over HFSE, negative Nb-Ta more developed than in Triassic rocks, Ti and Sr and positive Pb anomalies. REE patterns can be divided in two groups, one of an almost continuous negative slope and the second one with a marked break with a flat pattern from middle to heavy REE, suggesting the absence of stable garnet in the source. Features of the studied lava samples suggest the involvement of subduction components, especially for Jurassic samples. La/Yb and Sr/Y ratios suggest a thinned crust, especially in samples from CSF and not a systematic variation in the ratios over time is observed. Finally, $eNd_{(i)}$ and $^{87}Sr/^{86}Sr_{(i)}$ values suggest the participation of an enriched source in the genesis of the magmas of all studied units.

MAGM-1: Arcos magmáticos fanerozoicos

Petrografía de los granitoides Triásico-Jurásico de la Cordillera de la Costa de Chile Central entre los 33,5°S-34,5°S

Daniela Salvat[1], Pablo Rossel[1], Francisco Carvajal[1].
(1) Geología, Ingenieria, Universidad Andrés Bello

La Cordillera de la Costa de Chile Central está compuesta dominantemente por granitoides de edad Paleozoico, los cuales son sectorialmente intruídos por cuerpos magmáticos de edad Triásico-Jurásico, emplazados en niveles someros, durante un período tectónico extensivo post acrecional. El presente estudio busca caracterizar la petrografía, relaciones geométricas, espaciales y condiciones de emplazamiento del Plutón La Estrella (210-197 Ma según método K-Ar en biotita), mediante el uso de geotermobarometría (composición de feldespatos, contenido de Al en anfíbol y relación de Al en anfíbol con An en plagioclasa), geoquímica de roca total y descripción macroscópica y microscópica. El área estudio se ubica en las cercanías de los poblados de Santo Domingo, Rapel y Pichilemu, en la VI región del Libertador Bernardo O'Higgins entre los 33,5°-34,5°S y 71°00-71°45O, más precisamente en las localidades de Llolleo, Lilen, La Estrella y Litueche, en el flanco occidental de la Cordillera de Costa Central. Los afloramientos son escasos, discontinuos y visiblemente alterados a maicillo. Esta intrusión de dimensión batolíticas comprende mayoritariamente rocas clasificadas como sienogranitos con anfíbol (~5%) localmente porfídicos (fenocristales de 4,5-5,5 mm) con alteración incipiente a biotita, y matriz de granulometría fina-media (1,7-2,2 mm), granitos alcalinos feldespáticos equigranulares con hornblenda (< 10%) de granulometría media-gruesa (2,3-3 mm) y monzogranitos con anfíbol y biotita (~10%) subordinados de granulometría media (2-2,4 mm). Además, se pueden encontrar granodioritas equigranulares de biotitas (~25 %) de grano fino y tonalitas con biotita (~10%) y de biotita (~15%), inequigranulares de grano medio localmente con anfíbol (< 5%), con escasa cantidad de xenolitos de origen metamórfico parcialmente recristalizados (< 10%), cuyo tamaño no supera los 10 cm y presentan morfología alargada en la cercanía de la localidad de Santo Domingo. Es así, como en estas latitudes se identifica un magmatismo hidratado y heterogéneo caracterizado por una variación composicional desde ácido (rico en contenido de álcalis) a composición intermedia; de petrografía variable y cuyas condiciones de emplazamiento son tema de estudio.

MAGM-1: Arcos magmáticos fanerozoicos

Magmatismo y estilo estructural previo a la migración del eje magmático hacia el este durante el Cretácico Inferior en la Cordillera de la Costa en el norte de Chile

Paulina Soledad Vásquez[1], Fernando A. SepÃºlveda[1], Javier Alvarez Amado[1].
(1) Geología Regional, SERNAGEOMIN

En la Cordillera de la Costa del norte de Chile (20°-26°S) se registran rocas que evidencian que el eje del arco magmático se mantuvo en la posición del actual antearco entre el Triásico Superior y el Cretácico Inferior. Desde el Triásico Superior al Jurásico las cuencas de intraarco tuvieron aportes principalmente volcánicos andesíticos con rocas siliciclásticas restringidas, mientras que en el Cretácico Inferior la proporción de aporte siliciclástico continental conocido aumentó considerablemente. Las rocas volcánicas del arco Triásico Superior-Jurásico están interdigitadas con rocas de la cuenca de trasarco, las que fueron deformadas en conjunto y conforman secuencias homoclinales. Por otra parte, en el Cretácico Inferior hubo cambios notorios en la tectónica y en el estilo de sedimentación, pues los afloramientos de las formaciones de este periodo están delimitados por estructuras contemporáneas que controlarían la sedimentación de estas cuencas. Este cambio se evidencia en la discordancia angular que separa las formaciones del Cretácico Inferior de aquellas del Triásico Superior-Jurásico. Las estructuras limitantes del Cretácico Inferior corresponden a importantes sistemas de fallas de orientación NNO-SSE (Sistema de Fallas de Atacama, SFA) y E-O (por ejemplo, fallas del Graben Iquique). En el sector occidental de la cordillera de la Costa, la generación de cuencas del Cretácico Inferior ha sido restringida entre los 145-127 Ma, mientras que, en el sector oriental, su desarrollo ha sido acotado entre los 125-102 Ma. Las características tectono-estructurales observadas en las cuencas del Cretácico Inferior son un rasgo general de la cordillera de la Costa del norte de Chile (20°-26°S), ya que las formaciones de esta edad (Atajaña, Pta. Barranco, Cerro Rojo, Caleta Coloso y Aeropuerto) tienen relaciones espacio-temporales con las estructuras contemporáneas descritas. El volcanismo restringido a estas cuencas evidencia una migración, paulatina y diacrónica, hacia el este. Esta migración es precursora de un salto mayor del eje del arco hacia el este en el Cretácico Superior. Luego del Cretácico Superior se observa una progresiva migración hacia la ubicación del actual arco volcánico en la cordillera Principal.

Este trabajo es parte del programa regular de cartografía del SERNAGEOMIN y contó con el financiamiento del Plan Nacional de Geología-PNG.

MAGM-1: Arcos magmáticos fanerozoicos

Etapas magmáticas del Paleozoico Superior–Triásico en batolitos de la Cordillera Frontal chilena (28°30'S-30°S)

Ricardo Velásquez[1], Ismael Murillo[1], Miguel Ortiz[1], Felipe Coloma[1], Christian Creixell[1], Roberto Merino[1], Esteban Salazar[1].
(1) Servicio Nacional de Geología y Minería

Palabras claves: paleozoico, triásico, magmatismo, batolitos, Elqui, Chollay Introducción Los batolitos de la alta Cordillera Andina chilena-argentina representan una de las mejores exposiciones del plutonismo Carbonífero-Triásico originado posterior a la amalgamación del terreno Chilenia en el margen oeste de Gondwana durante el Devónico. La importancia de estos batolitos para el entendimiento en la evolución del margen continental de la época ha llevado a numerosos investigadores a presentar modelos petrogenéticos y evolutivos para estas rocas (*e.g.*, Mpodozis y Kay, 1992; Hervé *et al*., 2014; Del Rey *et al*., 2016) basados, principalmente, en la cartografía oficial de la alta cordillera de las regiones de Atacama y Coquimbo elaboradas por Mpodozis y Cornejo (1988) y Nasi *et al*. (1990). Mpodozis y Kay (1992) propusieron, para los batolitos de la Cordillera Frontal chilena, un modelo que involucra las superunidades Elqui e Ingaguás, y las relaciona a magmatismo de subducción y de tipo post-colisional, respectivamente, donde la colisión la asociaron a la acreción de un terreno continental. Por otro lado, Hervé *et al*. (2014) mencionan, a grandes rasgos, que esos batolitos se construyeron mediante cuatro importantes pulsos magmáticos (330-326 Ma; 301-284 Ma; 264-242 Ma; 225-215 Ma), mientras que Del Rey *et al*. (2016) y Coloma *et al*. (2017) concluyen que en el borde occidental de Gondwana el proceso de subducción, por consiguiente, el magmatismo, fue continuo, al menos durante el lapso Pérmico-Jurásico. El presente trabajo propone un nuevo esquema para los pulsos magmáticos de los batolitos de la Cordillera Frontal chilena de las regiones de Atacama y Coquimbo, considerando la nueva cartografía 1:100.000 de las unidades plutónicas con una sólida información geocronológica publicada recientemente por Sernageomin. Etapas magmáticas En este trabajo se plantean cuatro etapas magmáticas principales: Carbonífero-Pérmico Inferior (326-280 Ma). Período con mayor actividad plutónica expuesta en el área de estudio, donde se presenta como una franja de afloramientos prácticamente continua de ~300 km, aproximadamente, desde la alta cordillera de la provincia de Huasco, por el norte, hasta el Río Grande en la provincia de Limarí, por el sur. Corresponden a abundantes granitoides de tipo I (*e.g.* Nasi *et al*., 1990 y Riel *et al*., 2018), donde predominan litologías como tonalitas y granodioritas foliadas con altas cantidades de anfíbola y biotita. Estas rocas afloran en el extremo occidental de la cordillera Frontal chilena (Fig.1) y están, preferentemente, cabalgadas sobre rocas mesozoicas a través de fallas de primer orden y orientación norte-sur (fallas Pinte y La Punilla). Nuevas edades radiométricas sugieren que el magmatismo es relativamente continuo en este período, sin *gaps* significativos. Pérmico Inferior alto-Pérmico Medio (276-259 Ma). Período representado por pequeños y aislados afloramientos de rocas plutónicas de diferente composición (tonalitas a granitos), que afloran en las cercanías de las fallas Pinte, La Totora y Baños del Toro (Fig.1), siempre al este de las rocas del período Carbonífero-Pérmico Inferior. Lo anterior es particularmente notable en las áreas El Tránsito-Lagunillas (Salazar *et al*., 2013) y Guanta-Los Cuartitos (Murillo *et al*., 2017). Pérmico Superior-Triásico Superior bajo (258-233 Ma). Caracterizado por abundantes rocas graníticas en el borde oriental de los batolitos Elqui-Limarí y Chollay, que afloran generalmente al este de las fallas La Plata, La Punilla y Los Tilos (Fig.1). Si bien durante este período se han reportado rocas tonalíticas foliadas (Tonalitas de quebrada Las Cañas, Salazar *et al*., 2013 y las Tonalitas de quebrada Balala, Murillo *et al*., 2017), en general se trata de un período caracterizado por el abundante emplazamiento de granitos gruesos tipo 'Chollay-El León', de acuerdo a la nomenclatura usada por Nasi *et al*. (1985). Triásico Superior (229-214 Ma). Las rocas de este período no conforman una franja, a diferencia de dos de los períodos precedentes, pero se concentran, mayormente, en el Complejo Plutónico Los Carricitos (Murillo *et al*., 2017) y, directamente hacia el norte, como plutones menores aislados en las inmediaciones de la falla La Plata Alta y en el río Potrerillos (Fig.1). Discusión La primera etapa magmática, comprendida entre el Carbonífero y el Pérmico Inferior, representa al magmatismo generado durante la orogénesis Gondwánica, consecuencia a su vez del ensamblaje del supercontinente Pangea ocurrido precisamente entre los *ca.* 320-280 Ma. Entre los 28°30'-30°S, este plutonismo se encuentra largamente distribuido en el extremo occidental de la Cordillera Frontal y, a pesar que en este trabajo se considera como una sola etapa magmática el lapso 326-280 Ma, se ha detectado que a partir de los *ca.* 300 Ma ocurre un importante aumento en el volumen del plutonismo y desaparecen los depósitos volcánicos existentes hasta ese entonces, representados por la Formación Cerro Bayo (Murillo *et al*., 2018). Posteriormente, de acuerdo a los datos publicados por Riel *et al*. (2018), entre los *ca.* 280-260 Ma se produce una disminución en la velocidad de convergencia entre las placas activas en ese momento debido a la rotación de Pangea, lo cual conduciría al desarrollo de la fase orogénica San Rafael (Llambías y Sato, 1990) y a una drástica disminución en el volumen y migración del plutonismo hacia el este. Estos últimos, corresponden a plutones con edades entre 276 Ma y 259 Ma (segunda etapa magmática), relativamente coetáneos con una deformación dúctil transpresiva reportada en rocas del prisma acrecionario costero a la misma latitud (~29°S). Esta deformación es interpretada como consecuencia de una disminución del ángulo de subducción durante el Pérmico (Creixell *et al.,* 2018). Trabajos recientes de Sato *et al*. (2015) incluyen el magmatismo de esta edad como parte del *magmatismo Choiyoi*, de pobre exposición en Chile, pero de amplia distribución en el Batolito Colangüil y en otros dominios morfoestructurales en Argentina (Precordillera, Bloque San Rafael y Cordillera Principal) donde predominan las rocas volcánicas de esta edad. La tercera etapa magmática (258-233 Ma) responde a

un gran volumen de magmatismo registrado a nivel continental a lo largo de gran parte del margen gondwánico de la época, correlacionable con el *magmatismo post-Choiyoi* (Sato *et al*., 2015), ocurrido bajo un régimen tectónico extensional, relacionado a la rotación en sentido anti-horario de Pangea, entre los 260-230 Ma (Riel *et al*., 2018). La última etapa magmática registrada en los batolitos de la alta cordillera del Norte Chico chileno, se caracteriza por la disminución del volumen del magmatismo, relacionada con el fin de la rotación de Pangea (Riel *et al*., 2018). Durante este período no se observa la constitución de una franja "Triásico Superior", sino más bien las intrusiones se emplazan, acotada y aisladamente, a lo ancho de la Cordillera Frontal (Fig.1). Agradecimientos Este trabajo es parte del programa regular de cartografía del SERNAGEOMIN y contó con el financiamiento del Plan Nacional de Geología-PNG. Referencias Coloma, F.; Valin, X.; Oliveros, V.; Vásquez, P.; Creixell, C.; Salazar, E.; Ducea, M. 2017. Geochemistry of Permian to Triassic igneous rocks from northern Chile (28º-30º15´S): Implications on the dynamics of the proto-Andean margin. Andean Geology 44 (2): 147-178. Creixell, C; Velásquez, R.; González, J.; Alarcón, M. 2018. Exhumación de corteza oceánica en el Complejo Metamórfico Punta de Choros: edad, mecanismos, y su relación con la evolución tectónica neopaleozoica andina. (Este congreso) Del Rey, A.; Arriagada, C.; Dekart, K.; Martínez, F. 2016. Resolving the paradigm of the late Paleozoic-Triassic chilean magmatism: Isotopic approach. Gondwana Research 37: 172-181. doi: 10.1016/j.gr.2016.06.008. Hervé, F.; Fanning, C. M.; Calderón, M.; Mpodozis, C. 2014. Early Permian to Late Triassic batholiths of the Chilean Frontal Cordillera (28°-31°S): SHRIMP U-Pb zircon ages and Lu-Hf and O isotope systematics. Lithos 184-187: 436-446. Llambías, E., Sato, A., 1990. El batolito de Colangüil (29°-31°S) Cordillera Frontal de Argentina: estructura y marco tectonico. Rev. Geol. Chile 17 (1), 89-108. Santiago de Chile. Mpodozis, C.; Cornejo, P. 1988. Hoja Pisco Elqui, Región de Coquimbo. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 68: 164 p., 1 mapa escala 1:250.000. Santiago. Mpodozis, C.; Kay, S. 1992. Late Paleozoic to Triassic evolution of the Gondwana margin: Evidence from Chilean Frontal Cordilleran batholiths (28°-31°S). Geological Society of America, Bulletin 104: 999-1014. Murillo, I., Velásquez, R., Creixell, C. 2017. Geología de las áreas Guanta – Los Cuartitos y Paso de Vacas Heladas, regiones de Atacama y Coquimbo Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica. Murillo, I., Velásquez, R., Creixell, C. 2018. Estratigrafía del volcanismo Carbonífero – Triásico en la Cordillera Frontal chilena entre los 28°30' y los 30°S. Nasi, C.; Mpodozis, C.; Moscoso, R.; Maksaev, V.; Cornejo, P. 1985. El Batolito Elqui-Limarí (Paleozoico Superior-Triásico): características petrográficas, geoquímicas y significado tectónico. Revista Geológica de Chile 25-26: 77-111. doi: 10.5027/andgeoV12n2-3-a06. Nasi, C.; Moscoso, R.; Maksaev, V. 1990. Hoja Guanta. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 67: 141 p., 1 mapa escala 1:250.000. Santiago. Ortiz, M.; Merino, R.N. 2015. Geología del área Río Chollay-Matancilla y Cajón del Encierro, regiones de Atacama y Coquimbo. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 175 y 176, 1 mapa escala 1:100.000. Santiago. Riel, N; Jaillard, E; Martelat, J; Guillot, S; Braun, J. 2018. Permian-Triassic Tethyan realm reorganization: Implications for the outward Pangea margin. Journal of South American Earth Sciences 81, pp: 78-86. Salazar, E.; Coloma, F.; Creixell, C. 2013. Geología del área El Tránsito-Lagunillas, Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 149: 106 p., 1 mapa escala 1:100.000. Santiago. Salazar, E.; Coloma, F. 2016. Geología del área Cerros de Cantaritos–Laguna Chica, Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 181: 171 p., 1 mapa escala 1:100.000. Santiago. Sato, A., Llambías, E., Basei, M.A., Castro, C., 2015. Three stages in the Late Paleozoic to Triassic magmatism of southwestern Gondwana, and the relationships with the volcanogenic events in coeval basins. J. South Am. Earth Sci. 63, 48e69.

MAGM-1: Arcos magmáticos fanerozoicos

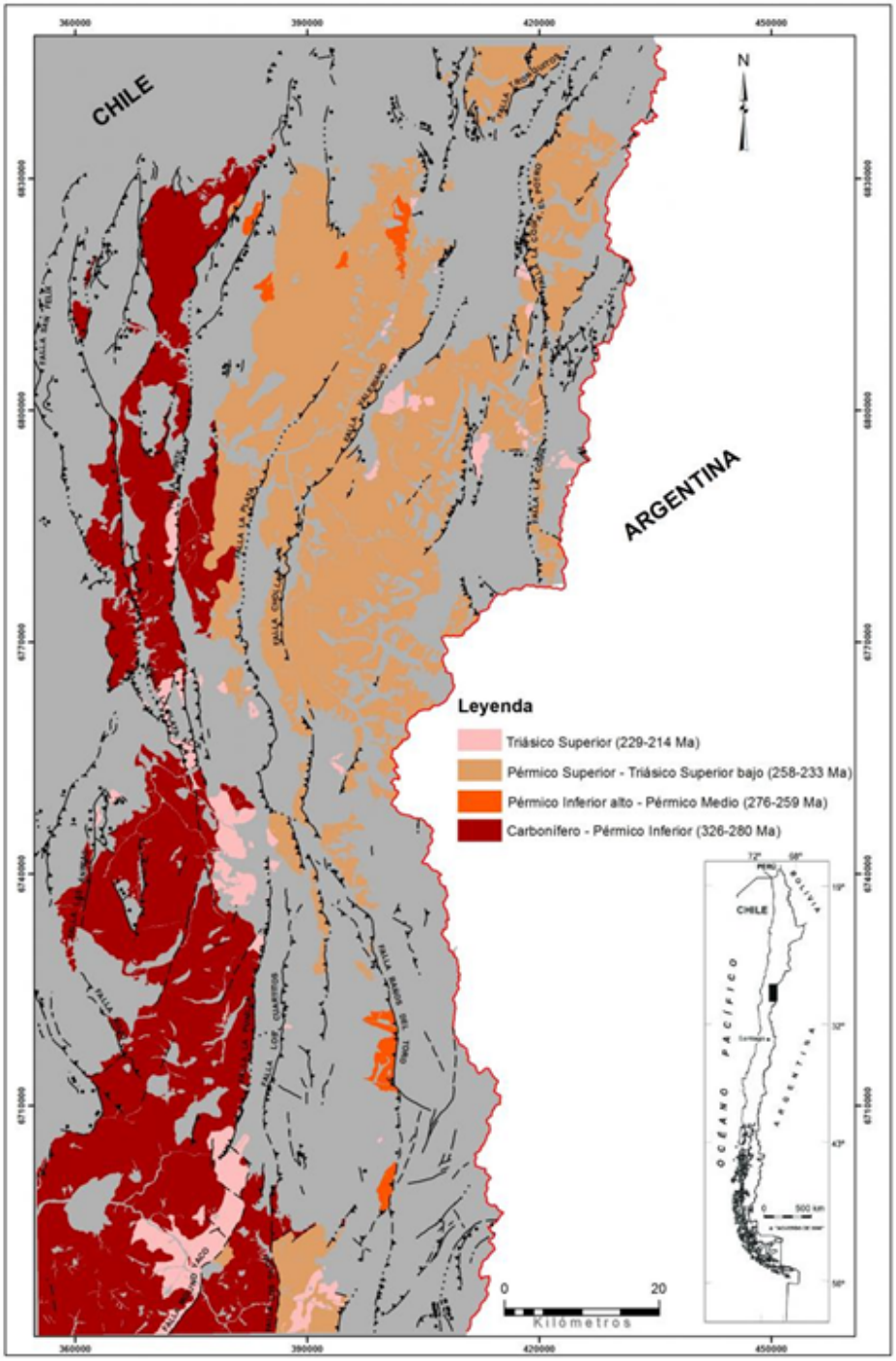


Figura 1. Mapa geológico simplificado de la Cordillera Frontal chilena entre los 28°30'-30°S. Se identifican las cuatro 'etapas magmáticas' propuestas en este trabajo. Información recopilada de Salazar et al. (2013), Ortiz y Merino (2015), Salazar y Coloma (2016) y Murillo et al. (2017).

MAGM-2: Procesos de diferenciación magmática en ambientes de subducción

HFSE anomalies in arc magmas linked to the accessory phases from subducted terrigenous material: Evidences in the Chaltén Plutonic Complex (Patagonia) mafic rocks

Daniela Bustamante[1], Cristobal Ramirez De Arellano[2], Benita Putlitz[3], Othmar Muntener[3].
(1) Geología, Ingeniería, Universidad Andrés Bello
(2) Geología, Facultad de Ingeniería, Universidad Andres Bello, Santiago, Chile
(3) Institute of Earth Sciences, University of Lausanne, Lausanne, Switzerland

The depletion of high field strength elements (HFSE), is one of the main features to recognize magmas generated at subduction environments. This pattern has been traditionally attributed to the element behavior, controlled by their atomic properties, particularly the high ratio between their charge and ionic radius. If those elemental features are the only responsible of arc magmas trace element signature, then, a systematic variation in the anomaly of each HFSE should be expected. However, the main observations have shown that Nb-Ta anomalies are not always tied to Zr-Hf ones, neither to the Th-U anomalies, which are recognized only in a few cases. To explain these variations, several authors had discussed the influence of mineral phases with high partition coefficient for some of the HFSE, that could become stable during the petrogenesis of arc magmas in the mantle wedge. If those minerals have a refractory behavior, then they could have controlled the anomaly of certain HFSE, *i.e.* a nonsystematic variation of the anomalies related to each HFSE. We expect that these observations become more exacerbated during periods of high subduction erosion rates, as a result of the increased heterogeneities in the mantle wedge, due to the subduction of terrigenous rocks. Here we analyze geochemical data from the mafic units of the Chaltén Plutonic Complex, formed during a period of strong subduction erosion in Patagonia during the Miocene. All these units show an invariable Nb-Ta anomaly, but variable magnitude in the Zr-Hf and U-Th anomalies. The geochemical modelling of the unit with the higher anomalies of Zr-Hf and U-Th indicates that these chemical variations were inherited from primary magmas, and the mineralogy of the subducted terrigenous material could have exerted a control on the chemistry of primary arc magmas. At this latitude, the eroded continental crust should correspond to rocks from forearc metamorphic basement and part of the South Patagonian batholith, that contain accessory minerals such as zircon. After the partial melting, those minerals could have remained as residual phases increasing the retention of some HFSE, particularly Zr, Hf, Th and U, instead of releas them to the magma. These results suggest that the melting of subducted terrigenous material takes place at temperatures close to zircon saturation (~900°C): Sometimes higher, reflected in magmas with subtle or absent Zr-Hf anomaly; sometimes lower (magmas with stronger Zr-Hf anomaly).

MAGM-2: Procesos de diferenciación magmática en ambientes de subducción

Aproximación matemática de cristalización fraccionada en etapas de diferenciación magmáticas intermedias para zonas de subducción, sistema basalto-tonalítico

Jaime Pablo Cataldo[1], Cristóbal Ramírez De Arellano[2].
(1) Universidad Nacional Andrés Bello
(2) Geología, Ingeniería, Universidad Andrés Bello

Para la modelación matemática de la diferenciación magmática se debe considerar: la composición de lo que se asimila y la composición de los minerales que se fraccionan. Para esto De Paolo (1981) propuso en su clásico modelo de AFC considerar la composición de la roca de caja y de ciertos minerales, los que se eligen de manera arbitraria en función de las observaciones petrográficas, otros modelos como el de los "*Pearce element ratios*" (Pearce, 1988) han buscado determinar las proporciones entre los minerales que se fraccionan. Sin embargo, ninguno de estos modelos cuantifica la cantidad de cada mineral que se fracciona. En este trabajo, mediante una aproximación matricial se propone una forma de estimar la cantidad de minerales que se fraccionan a partir de un magma primario para formar otro más diferenciado. Esta aproximación matemática consiste en la descomposición del magma primario (Xi) en dos: el magma diferenciado (Xf) y un residuo (Xr), que corresponde a la suma de los minerales que se fraccionaron, mediante la siguiente relación: $X_i = X_r \cdot F + X_f \cdot (1 - F) X_i = X_r \cdot F + X_f \cdot (1 - F)$, donde Xi, Xf, Xr = Vectores de la composición del magma primario, diferenciado y residuo respectivamente. Cada uno de sus componentes corresponde a la concentración de los óxidos de elementos mayores (Ej. SiO_2) F = Porcentaje total de fraccionamiento, correspondiente a la suma del porcentaje de fraccionamiento parcial de cada mineral (fi). Equivalentemente, a partir de la relación anterior, la concentración de los óxidos de cada elemento mayor en el magma diferenciado (Xfz) podría expresarse como:

$$X_{fz} = \frac{X_{iz} - \sum M_{jz} \cdot f_j}{(1 - \sum f_j)}$$

Donde el subíndice z da cuenta del óxido en análisis y "j", al mineral que se fracciona, mientras que Miz corresponde a la concentración del óxido "z" en el mineral "j" y fj representa el fraccionamiento del mineral. De esta forma el porcentaje de fraccionamiento de un mineral j queda expresado como: $f_1 \cdot (X_{f1} - M_{11}) + f_2 \cdot (X_{f1} - M_{21}) + f_3 \cdot (X_{f1} - M_{31}) + \cdots + f_n \cdot (X_{f1} - M_{n1}) = X_{f1} - X_{i1}$ Este modelamiento se aplicó para explorar la relación entre las distintas unidades del Complejo plutónico Chaltén, que consta unidades de varias composiciones, desde cumulados ultramáficos hasta granitos eutécticos. Se obtuvieron resultados coherentes para la modelación de las composiciones intermedias (tonalitas) a partir de las máficas (gabros); sin embargo, en las etapas posteriores de diferenciación este modelo no entrega resultados interpretables, indicando que en estas etapas tardías se deben tener en cuenta otros parámetros como podrían ser las curvas de enfriamiento mineral vs composición.

MAGM-2: Procesos de diferenciación magmática en ambientes de subducción

Magmatic differentiation from mid-to upper-crustal levels in the Chilean Altiplano-Puna Volcanic province

Benigno Godoy[1], Ines Rodriguez[2], Osvaldo Gonzalez-Maurel[3,4], Petrus Le Roux [4], Andrew Menzies [3], Diego Morata[1].
(1) Centro de Excelencia de Geotermia de los Andes y Departamento de Geologia, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(2) Red Nacional de Vigilancia Volcánica , Servicio Nacional de Geología y Minería , Antofagasta, Chile
(3) Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ingeniería y Ciencias Geológicas, Universidad Católica del Norte, Antofagasta, Chile
(4) University of Cape Town, South Africa

Magmatic evolution at continental subduction arcs is important for understanding the crustal growth and volcanic conditions occurring in these tectonic settings. Our work [1-3], supported by other petrological [4-6], and geophysical observations [7], shows that processes involved in the magmatic evolution of Pleistocene-to-Recent volcanism in the Central Andes, linked to the Chilean Altiplano-Puna Volcanic Complex province, occurred in two main evolutionary stages. The first stage resembles MASH-type [sensu 8] assimilation occurring at shallow (S) crustal levels (S-MASH) (15-25 km depth)[1,5,9]. This stage involved assimilation and fractional crystallization (AFC)-type [10] processes in which less-differentiated (primitive) magmas, ascending from the mantle, assimilate partially molten crustal material associated with the Altiplano-Puna Magma Body. This process is supported by high Sr-isotope ratios (0.706-0.710), and low Sr/Y (< 20) and Sm/Yb (< 7) ratios content of erupted lavas [*i.e.* 1-2,4] In a second stage, mainly fractional crystallization (FC), and assimilation during turbulent ascent (ATA) [sensu 11] evolutionary processes occur at upper crustal levels (4-8 km depth)[4,7]. FC is related to crystallization of previous AFC-evolved magmas, indicated by similar $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratios of magmas erupted at a single volcano during its evolution [*i.e.* 2,4]. ATA-processes implies upper crustal contamination, and probably fast ascent, of primitive magmas. This is proved by decreasing on the Sr-isotope ratios with magma differentiation [11]. Thus, magmatic evolution in the studied volcanic province implies significant upper and mid-crustal stagnation/differentiation of primitive magmas with negligible lower-crustal contribution within a thick continental crust.
[1]Godoy *et al.*, 2017. J Volcanol Geoth Res. 341:172-186 [2]Godoy *et al.*, 2018. J S Am Earth Sci. 84:184-200 [3]González-Maurel *et al.*, 2017. AGU Fall Meeting [4]Taussi *et al.*, 2018. 89th "Societa Geologica Italiana" and "Societa Italiana di Mineralogi e Petrologia" Congress [5]Burns *et al.*, 2015. Earth Planet Sc Lett. 422:75-86 [6]Gorini *et al.*, 2018. J Volcanol Geoth Res. 358:58-76 [7]Mancini *et al.*, 2018. AGU Chapman Conference, Panimávida, Chile. [8]Hildreth and Moorbath, 1981. Contrib Mineral Pet. 98(4):455-489 [9] Godoy *et al.*, 2012. XIII "Congreso Geológico Chileno" [10] DePaolo, 1981. Earth Planet Sc Lett. 53(2):189-202 [11]Huppert and Sparks, 1985. Earth Planet Sc Lett. 74(4):371-386

MAGM-2: Procesos de diferenciación magmática en ambientes de subducción

¿Qué ocurre antes de una erupción con pocos precursores? Escalas de tiempo muy cortas entre calentamiento del sistema magmático y erupción del volcán Calbuco, 2015

Eduardo Morgado[1,2], Daniel J. Morgan[1], Jason Harvey[1], Miguel A ngel Parada[2,3], Angelo Castruccio[2,3], Raimundo Brahm[2,3], Susanna Ebmeier[1], Richard Walshaw[1].
(1) Institute of Geophysics and Tectonics, School of Earth and Environment, University of Leeds, Leeds, United Kingdom
(2) Centro de Excelencia en Geotermia de los Andes (CEGA-FONDAP 15090013), Chile
(3) Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile

El 22 de abril del 2015 a las 20:50 UTC (17:50 HL) el volcán Calbuco comenzó una erupción sub-pliniana con un primer pulso eruptivo, el que solamente fue precedido por un enjambre sísmico (VT) desde 3 horas antes de su comienzo, de una hora y media de duración. Siete horas después del comienzo del primer ciclo eruptivo comenzó un segundo ciclo, durante el 23 de abril (4:10 UTC, 1:10 HL), que fue precedido por sismos híbridos que comenzaron alrededor de 4 horas antes del evento. Adicionalmente, 1.5 días antes del primer ciclo eruptivo no hubo deformación registrada en el edificio volcánico (InSAR [1]), pero un proceso de deflación sin-eruptiva fue reconocido. Esta erupción generó productos como tefra, lahares y PDCs, pero no coladas de lava. Ocho muestras de lapilli y bombas fueron colectadas en diferentes lugares en las cercanías al volcán. La química de todas estas muestras corresponde a andesitas basálticas (55.6–56.9 SiO_2 %), cuya vesicularidad varía desde 15 hasta 50 vol.% y cristalinidad varía desde 34 a 63 vol.%. La mineralogía corresponde a: plagioclasa, ortopiroxeno, clinopiroxeno, anfíbola (pargasita y edenita), olivino, apatito, titanomagnetita e ilmenita. Varios métodos de termometría fueron usados (Ca en olivino, dos piroxenos, anfíbola, anfíbola-plagioclasa y núcleos de óxidos de Fe-Ti), dando como temperatura 933-978±39°C. A partir de la distribución de estas temperaturas se sugiere una forma alargada verticalmente del reservorio y por las evidencias texturales se sugiere que sería un reservorio tipo *mush*, probablemente a ~10 km de profundidad basado en evidencias geofísicas [1, 2]. A través de perfiles composicionales en pares cristalinos de ilmenita-titanomagnetita en contacto se midieron condiciones de temperatura y fugacidad de oxígeno. En las muestras de mayor cristalinidad (~60 vol.%) se reconoció un calentamiento previo a la erupción evidenciado por mayores temperaturas en la interfaz entre los dos cristales (1,018°C, σ= 44°C) que en los núcleos (870°C, σ= 18°C). El calentamiento genera intercambio de elementos entre ilmenita y titanomagnetita, lo que trae como consecuencia perfiles composicionales desarrollados por difusión intracristalina. Esta difusión interna permite determinar escalas de tiempo entre el calentamiento y la erupción desde pocas horas hasta 4 días. [1] Delgado *et al.*, 2017. Journal of Volcanology and Geothermal Research, v. 344, 270-288. [2] SERNAGEOMIN, 2015. REAV, Región de Los Lagos, 22 de abril 2015.

MAGM-2: Procesos de diferenciación magmática en ambientes de subducción

Erupción de 1835 del Volcán Osorno: Condiciones intensivas y escalas de tiempo calculadas a través de difusión de múltiples elementos en olivino

Eduardo Morgado[1,2], Daniel J. Morgan[1], Jason Harvey[1], Miguel Angel Parada[2,3], Angelo Castruccio[2,3], Raimundo Brahm[2,3].
(1) Institute of Geophysics and Tectonics, School of Earth and Environment, University of Leeds, Leeds, United Kingdom
(2) Centro de Excelencia en Geotermia de los Andes (CEGA-FONDAP 15090013), Chile
(3) Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile

Desde el siglo XVI el Volcán Osorno ha tenido actividad frecuente: 1575, 1640, 1644?, 1719, 1737, 1778-1779, 1790 y 1835 [1]. Sin embargo, su última gran erupción ocurrió hace más de 180 años, en 1835. Durante 1835 el Volcán Osorno tuvo dos episodios eruptivos: en enero y diciembre. Entre estas dos erupciones ocurrió un importante evento sísmico (8.0-8.3 [2]). En el presente estudio, se recolectaron muestras de las erupciones de 1835 que corresponden a coladas de lava y depósitos de caída del cráter principal y conos adventicios. Todas las muestras corresponden a basaltos (52.4 – 52.9 SiO_2 wt%), cuya mineralogía está compuesta por fenocristales de plagioclasa, olivino y clinopiroxeno. En las lavas la vesicularidad está en el rango desde 4 a 17% (vol.) y la cristalinidad, en el rango desde 20 a 35% (vol.). Por otro lado, los depósitos de caída tienen una vesicularidad en el rango desde 31 a 61% (vol.) y la cristalinidad, en el rango desde 25 a 36% (vol.). Las temperaturas pre-eruptivas fueron calculadas usando los termómetros de olivino-augita [3] y Ca en olivino [4]. Las presiones fueron estimadas usando MELTS. La fugacidad de oxígeno del sistema fue determinada en inclusiones fundidas en olivino mediante el uso de microsonda electrónica para determinar la especiación de azufre, según el método de Rowe *et al.*, 2007. Las escalas de tiempo fueron determinadas en muestras de depósitos de caída del segundo evento eruptivo de 1835, a través de múltiples perfiles composicionales en 20 cristales de olivino que presentan zonación normal (desde ~Fo78, en los núcleos, hasta ~Fo71, en los bordes), considerando diferentes elementos (Fe-Mg, Ni, Mn, Ti y Ca). Los resultados corresponden a escalas de tiempo breves, que no están ligadas al importante evento sísmico entre los dos eventos eruptivos de 1835 en el volcán Calbuco. [1] Petit-Breuilh, 1999. Cronología eruptiva histórica de los volcanes Osorno y Calbuco, Andes del Sur (41°-41°30'S). [2] Watt *et al.*, 2009. Earth and Planetary Science Letters, v. 277, p. 399-407. [3] Loucks, 1996. Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 125, p. 140-150. [4] Shejwalkar y Coogan, 2013. Lithos, v. 177, p. 54-60. [5] Rowe *et al.*, 2007. Chemical Geology, v. 236, p. 303-322.

MAGM-2: Procesos de diferenciación magmática en ambientes de subducción

Compositional diversification of a shallow magma reservoir by remobilization of silicic melts: The record of San Gabriel Pluton, Central Chile

Italo Joaquín Payacán[1,2], Francisco Gutierrez Ferrer[3], Olivier Bachmann[4], Miguel Angel Parada[1,2].
(1) Departamento de Geología, Facultad de Cs. Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(2) Centro de Excelencia en Geotermia de los Andes, Chile
(3) Geoexpedition, Chile
(4) Intitute of Geochemistry and Petrology, ETH Zurich, Zurich, Switzerland

Differentiation processes for generating silicic melts (rhyolites and granites) have been addressed by numerous studies using several methodologies because of the implications on the construction and differentiation of the continental crust. In general, the plutonic record could offer a complete view of the spatial and time scale of the emplacement mechanisms and dynamics of shallow magma reservoir. In this contribution, we present the case of the Miocene San Gabriel Pluton SGP (Central Chile). Based on field observations, petrographic descriptions and geochemistry, we present a new lithological map, which allows inferring differentiation processes that gave place to the textural and compositional variations, and thus elucidate the character of the magma reservoir. Three main lithological domains were defined in SGP, which are arranged vertically with sharp contacts: a bottom domain of porphyritic monzogranite (the most felsic unit), the main constituent domain of SGP qtz-monzodiorite and qtz-monzonite and a horizontal layer of coarse-grained qtz-monzodiorite (the most mafic domain). The pluton composition varies continuously between 52 and 67 wt% SiO_2, except by leucogranitic dykes (> 70 wt% SiO_2). We hypothesize that the compositional variability of the SGP was a consequence of the silicic melts redistribution within a single reservoir with an intermediate composition similar to the main constituent domain (59-62 wt% SiO_2), from where silicic melt was trapped interstitially. The most mafic domain represent cumulate from which a high ratio of silicic melts was extracted; whereas the bottom felsic domain represents an accumulation of silicic melts coming from a lower level of the reservoir. Trace elements geochemical modeling supports this hypothesis, where the linear trend between log(Rb) and log(Sr) is consistent with a cumulate record (solid plus trapped interstitial melts). We emphasize the cryptic character of the plutonic record of the residual melt remobilization, where plutons are constituted by a mixing of solids (crystals) and residual melts.

MAGM-2: Procesos de diferenciación magmática en ambientes de subducción

Deformación tectónica y evolución de reservorios de magma someros: Inferencias a partir de los plutones San Gabriel y La Gloria, Chile central

Italo Joaquín Payacán[2,1], Francisco Gutierrez[3].
(1) Centro de Excelencia en Geotermia de los Andes, Chile
(2) Departamento de Geología, Facultad de Cs. Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile
(3) Geoexpedition, Chile

El magmatismo Mioceno en Chile central está caracterizado por la intensa actividad tectónica registrada durante su desarrollo, controlando sobretodo la naturaleza del volcanismo. Al pasar de un ambiente extensional (Fm. Abanico) a un ambiente compresivo (Fm. Farellones), el volcanismo se volvió más silícico y migró progresivamente hacia el Este. En dicho contexto, los plutones San Gabriel (PSG) y La Gloria (PLG) fueron emplazados en el borde oriental de la Fm. Abanico y asociados a una serie de pliegues sinclinales y anticlinales de rumbo aproximadamente N-S, ambos presentan una geometría elongada y orientación NNO. Las características petrográficas, composicionales y estructurales (fábrica magmática) del interior de ambos plutones permiten inferir la evolución de los reservorios de magma que representan. El PSG habría sido construido mediante relativamente bajas tasas de inyección, presentando escasa convección interna y una redistribución de *melts* silícicos importante que habría dado origen a su variabilidad composicional. Por otro lado, el PLG corresponde a un reservorio mayormente homogéneo con menor variación composicional y sin grandes variaciones texturales, donde procesos de extracción de líquidos residuales silícicos habrían dado lugar a un núcleo relativamente más máfico escasamente distinguible en terreno. En este trabajo se indaga acerca del efecto de la actividad tectónica sobre la evolución de los reservorios de magma someros. Se discute cómo la deformación tectónica, propia de la construcción del orógeno Andino, condicionó el emplazamiento, evolución y diferenciación de los reservorios magmáticos representados por los plutones PSG y PLG, desde la construcción inicial hasta la diferenciación tardía mediante redistribución de fundidos silícicos y generación de cumulados. Se muestra cómo la discordancia angular observada en la roca de caja habría frenado el ascenso de magma, favoreciendo su acumulación y la construcción de reservorios. Por otro lado, la mayor deformación registrada en la roca de caja y la mayor anisotropía observada en el interior del PSG (fábricas subverticales) en comparación con el PLG, nos permiten sugerir que la compresión tectónica habría sido un factor importante favoreciendo la canalización y redistribución de líquidos residuales silícicos, dando lugar a la heterogeneidad composicional del PSG.

MAGM-2: Procesos de diferenciación magmática en ambientes de subducción

Evolución de magmas emitidos por el Volcán Misti (Perú) en base a estudios petro-geoquímicos

Marco Antonio Rivera[1], Hervé Martin[2], Jean-Luc Le Pennec[3], Jean-Claude Thouret[2], Pablo Samaniego[3].
(1) Observatorio Vulcanológico del INGEMMET, INSTITUTO GEOLÓGICO MINERO Y METALURIGICO, Arequipa, Peru
(2) Laboratoire Magmas et Volcans UMR 6524 CNRS & OPGC, Université Clermont Auvergne, Aubière Cedex, Francia
(3) Laboratoire Magmas et Volcans UMR 6524, IRD, Aubière Cedex, Francia

El volcán Misti (16º17S; 71º24O, 5822 msnm.) es uno de los ocho volcanes activos situado en la cadena volcánica Cuaternaria del sur peruano, perteneciente a la Zona Volcánica Central de los Andes (ZVC). La cima de este volcán se encuentra a 17 km de Arequipa, la segunda ciudad en población del Perú, con ~1 millón de habitantes. La evolución de este volcán ha sido divido en cuatro etapas: "Misti 1" (833-112 ka), "Misti 2" (112-40 ka), "Misti 3" (38-14 ka) y "Misti 4" (< 11 ka). Con el fin de obtener información acerca del control de la composición del magma en el comportamiento eruptivo a través del tiempo, hemos realizado un estudio petrológico y geoquímico de rocas del Misti. Las composiciones de rocas varían desde andesitas a riolitas y pertenecen a la serie calco-alcalina con alto contenido de K. Las muestras del Misti se caracterizan por presentar altas concentraciones en elementos de gran radio iónico (LILE: Rb, Ba, K), pero bajas concentraciones de elementos de fuerte potencial iónico (HFSE) y tierras raras pesadas (HREE), consistentes con un contexto de zona de subducción. Las relaciones $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0.70715-0.70882) y $^{143}Nd/^{144}Nd$ (0.511983-0.512277) sugieren que la composición del magma se ve significativamente afectada por procesos de contaminación y/o asimilación durante su evolución, probablemente debido a la presencia de una corteza continental engrosada (65-70 km) debajo de la ZVC, en el sur de Perú. La evidencia geoquímica indica que la evolución del magma está controlada principalmente por un mecanismo de asimilación-cristalización fraccionada (AFC). Nuestros datos isotópicos identifican claramente al basamento Proterozoico "gneis de Charcani" presente en el sur peruano, como el principal contaminante. Ambos procesos de contaminación y asimilación alcanzaron un máximo de ~30% en peso, en la etapa "Misti 3" durante el cual se generaron productos de composición riolítica. Nuestro trabajo destaca que el sistema magmático del Misti se ha mantenido relativamente homogéneo desde al menos 0.12 Ma, con una marcada influencia de la contaminación de corteza en la etapa "Misti 3" (Pleistoceno Tardío), que dio lugar a erupciones altamente explosivas. Las composiciones andesíticas y dacíticas son dominantes en el Holoceno y en la etapa histórica de "Misti 4", y se esperan para futuros eventos volcánicos en el Misti.

MAGM-2: Procesos de diferenciación magmática en ambientes de subducción

Magmatic differentiation of cordilleran batholiths. The case study of the Kanquel pluton (Argentina)

Carmen Rodríguez[1], Antonio Castro[1], Eugenio Aragón[2], Juan Díaz-Alvarado[3].
(1) Departamento de Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias Experimentales, Universidad de Huelva, Huelva, España
(2) Centro de Investigaciones Geológicas (UNLP-CONICET), Argentina
(3) Departamento de Geología, Facultad de Ingeniería, Universidad de Atacama, Copiapó, Chile

The connection between granodiorites and diorites (appinites, vaugnerites, sanukitoids, etc.) has received considerable attention in the study of batholiths. These mafic magmas are intermediate between both end-members. The interesting point is that they are co-genetic with granitic batholiths. What is the origin of the mafic rocks related to cordilleran batholiths? Are they disguised cumulates from an early stage previous to final differentiation to the more silicic magmas, namely granodiorite, and tonalite? Volume relations of outcropping rocks in batholiths, in which granodiorites and granites occupy more than 90%, is taken as an argument against fractionation from a mafic or intermediate magma. Using our model andesite precursor, about 50% of granodiorite liquid is formed leaving a 50% of mafic (gabbroic) residue. The volume ratio argument is weak in the sense that fractionation is a deep-seated process, being the less dense granodiorite liquid transported upwards and emplaced in plutons that are amalgamated to form large batholiths. Only a fraction of the mafic precursors are either transported upwards with the silicic magmas or emplaced as discrete non-fractionated magma pulses. We show here geochemical and petrographic data from diorites and Qz-diorites of Kanquel pluton that is included in the Paleocene plutonic rocks of the Aleusco Formation (Turner, 1982), belonging to the South Patagonian Batholith (Argentina). Our results support a genetic link between these hydrous mafic magmas and granodiorites following a common liquid line of descent. Moreover, the average composition of Qz-diorites closely resembles the composition of silicic orogenic andesites in terms of both major and trace elements as well as isotopic ratios, supporting a subduction-related process of the generation of the large granodiorite batholiths of the South Patagonian Batholith.

MAGM-3: Técnicas analíticas en geociencias

Aplicación de la espectroscopía de plasma inducida por láser (LIBS), a la identificación y cuantificación de especies minerales en concentrados de cobre

Jonnathan Álvarez[1], Marizu Velazquez[2], Jorge Yanez[3].
(1) Instituto de Geología Económica Aplicada, Universidad de Concepción, Concepción, Chile
(2) Departamento de Química Analítica e Inorgánica, Ciencias Químicas, Universidad de Concepción, Concepción, Chile
(3) Departamento de Química Analítica e Inorgánica, Ciencias Químicas, Universidad de Concpecion, Concepción, Chile

La espectroscopia de plasma inducida por láser (LIBS), es una técnica analítica que utiliza la radiación generada por un láser pulsado sobre una muestra, que al impactar sobre ella genera un plasma que "vaporiza" la muestra rápidamente, fenómeno conocido como ablación. La muestra "vaporizada" cuyos átomos están excitados, luego de un tiempo vuelven a su estado fundamental emitiendo luz. Dicha luz emitida se conduce a un espectrómetro que permite obtener el espectro de emisión atómica característico de la muestra ablacionada. Dado que el láser es pulsado en cortos periodos de tiempo (micro segundos), es posible obtener una gran cantidad de espectros en pocos segundos de lectura. El siguiente trabajo consistió en la obtención de información espectral relevante de algunos minerales que son constituyentes mayoritarios en la composición de concentrados de cobre que produce la industria nacional, como la pirita (FeS_2), calcopirita ($CuFeS_2$), covelina (CuS) y calcosina (Cu_2S). Mediante LIBS, estos minerales fueron analizados en estado natural y de alta pureza. La información obtenida fue acumulada generando una base de datos espectral de cada uno de estos minerales para ser valorada y posteriormente utilizada en la producción de modelos de calibración multivariados mediante técnicas quimiométricas que permitan la caracterización en base a líneas de emisión atómica características, identificadas mediante análisis de componentes principales (PCA) y posterior cuantificación usando calibración por el método de mínimos cuadrados parciales (PLS). Los análisis LIBS se realizaron en condiciones previamente evaluadas, con el fin de obtener la mejor relación señal/ruido, optimizando los parámetros de tiempo de exposición y tiempo de retraso al analizar cada especie mineral. Para contrastar la información obtenida es necesario caracterizar las muestras previamente mediante el uso de técnicas clásicas como DRX y microscopía automatizada (QEMSCAN), siendo estos los métodos de referencia tanto en análisis cualitativos como cuantitativos de fases minerales utilizados en geología.

MAGM-3: Técnicas analíticas en geociencias

A nanoscale investigation of the Re-Os molybdenite geochronometer

Fernando Barra[1], Artur Deditius[2], Martin Reich[1], Matt R. Kilburn[3], Paul Guagliardo[3], Malcolm Roberts[3].
(1) Departamento de Geología y Centro de Excelencia en Geotermia de Los Andes, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile
(2) School of Engineering and Information Technology, Murdoch University, Murdoch, Australia
(3) Centre for Microscopy, Characterisation and Analysis, The University of Western Australia, Perth, Australia

Rhenium-Os dating of molybdenite (MoS_2), the most abundant molybdenum ore mineral, is commonly used to determine the age of mineralization by measurement of its ^{187}Re and ^{187}Os isotope concentrations. Unlike most sulfides found on Earth and in planetary materials, molybdenite is unique because it contains high Re (in the ppm range) and Os (at ppb levels), but almost no initial or common ^{187}Os, hence all ^{187}Os in molybdenite is of radiogenic origin; i.e., produced from the decay of ^{187}Re. The potential of molybdenite as a single-mineral geochronometer was recognized years ago, although some researchers have suggested that ^{187}Re and ^{187}Os isotopes are not spatially linked at the micro-scale in molybdenite precluding the use of microbeam methods for Re-Os dating. It has been argued that this isotopic decoupling of Re and Os is caused by radiogenic ^{187}Os diffusion which may accumulate in crystal deformation sites. Hence, to obtain accurate and reliable ages whole molybdenite crystals should be analyzed in order to overcome the inferred decoupling. In order to determine the crystallographic controls on the distribution of these elements within the molybdenite structure, elemental and isotope mapping of molybdenite grains using electron microprobe and nano-SIMS were performed. Our results show that Re is heterogeneously distributed in molybdenite and that ^{187}Re and ^{187}Os isotopes are not decoupled as previously thought. Both Re and Os are present in solid-solution and as nanoparticles in molybdenite, indicating a complex formation history that can compromise the accurate determination of mineralization ages.

MAGM-3: Técnicas analíticas en geociencias

Inteligencia Artificial y su aplicación en el presente-futuro de la Mineralogía Automatizada

Mauricio Belmar[1], Felipe Martinez[1], Melisse Henry[1], Karin Quintana[1], Yeslainge Fuentes[1], Paulina Andaur[1], Hector Suazo[1].
(1) SGS Minerals, Centro de Mineralogía Avanzada, Santiago, Chile

RESUMEN La recolección de datos cuantitativos de mineralogía modal, así como información textural y química sobre muestras estadísticamente significativas, se está volviendo esencial en muchas áreas de ciencias de la Tierra y de ciencia de los materiales. Los sistemas de Microscopía Electrónica de Barrido Automatizado (ASEM) proporcionan una solución ideal para tales tareas. Este Trabajo presenta los métodos y las técnicas utilizadas en el último y más avanzado desarrollo tecnológico en mineralogía automatizada TESCAN *Integrated Mineral Analyzer* (TIMA-X). Se mostrarán los beneficios del uso de una espectrometría de rayos X (EDS) de dispersión de energía cuantitativa totalmente integrada y un enfoque estadístico avanzado de los sistemas ASEM. Se presentan varios modos de análisis disponibles para tener un uso más efectivo de la información obtenida dependiendo de la aplicación. Se obtiene un mapa de electrones retrodispersados (BSE) combinado con datos EDS con una resolución espacial de 10 µm en 30 minutos, esto representa una medición de alta resolución de aproximadamente 1 cm^2 de una superficie de roca pulida. Se muestra un algoritmo de agrupación de espectro de rayos X patentado que reduce el límite de detección de sustancias químicas y se muestran algunos ejemplos de su uso. Los datos modales y texturales (liberación, asociación, tamaño, etc.) producidos son estadísticamente robustos y cuantitativos. También se proporciona una comparación con algunos otros instrumentos disponibles junto con una serie de estudios de casos.

MAGM-3: Técnicas analíticas en geociencias

Nueva metodología para identificar cristales de titanita apropiados para la datación LA (MC) ICP-MS de eventos metamórficos de bajo grado

Maria Francisca Clemo[1], Laura Hernandez[2], Veronica Oliveros[3].
(1) Biobio, Departamento de Cs. naturales y oceanograficas, Universidad de Concepción
(2) GEA, Rectoría, Univerisdad de Concepción, Concepcion, Chile
(3) Cs. de la Tierra, Cs. Quimicas, Universidad de Concepcion, Concepcion, Chile

Se realizó un estudio petrográfico y de SEM en 6 muestras de rocas volcánicas de las formaciones Río Damas y Lo Valdés (Chile Central), afectadas por metamorfismo de bajo grado, datado entre 55.5±5.5 y 66.6±0.6 Ma a partir de análisis U-Pb *in situ* de titanitas metamórficas con LA-(MC) ICP-MS, con el objeto de identificar heterogeneidades texturales y composicionales que pudieran estar influyendo en las edades obtenidas. La corrección de Pb común aplicada a las edades fue Isócronas semi-3D desde el Diagrama de Tera-Wasseburg. Se identificaron cuatro tipos de titanitas: tipo A, relleno de cavidades y fracturas, subhedral, birrefringencia de tercer orden y color marrón pálido; tipo B, reemplazo de fenocristales máficos, anhedral a subhedral, color marrón pálido a oscuro y birrefringencia de tercer orden; tipo C, fase intermedia entre titanita y óxido de Ti, diseminada en masa fundamental, anhedral, color marrón muy oscuro y birrefringencia extrema; y tipo D, reemplazo de minerales máficos, diseminada en la masa fundamental, anhedral, marrón muy oscuro y birrefringencia extrema. Mediante las imágenes SEM y los análisis EDS se logró establecer una relación entre las características ópticas de las titanitas tipo C (colores marrones oscuros, birrefringencia extrema y variaciones en la reflectividad) con heterogeneidades texturales y composicionales dentro de los cristales. Se detectó una significativa correlación negativa (Pearson) entre el porcentaje de error (2sigma) de la edad y tamaño del cristal, así como entre el error y el $\%^{206}Pb$ radiogénico. Las propiedades ópticas de los cristales (ocurrencia, heterogeneidades texturales y composicionales) es una variable influyente en el valor del error (2sigma) y en él $\%^{206}Pb$ radiogénico: los cristales homogéneos y de relleno están asociados a un menor error y a un mayor $\%^{206}Pb$ radiogénico. Los errores más elevados están asociados a cristales tipo C, lo que podría relacionarse con las heterogeneidades texturales y composicionales que estos presentan. Dado que el tamaño del cristal influye en el error asociado a la edad de cada muestra, se eliminaron del cálculo de la edad aquellos con tamaños menores a 80 µm de los cuales la edad obtenida se encuentra fuera del rango de error asociado para el resto de las titanitas. Esta modificación generó un cambio en las edades de las muestras y en el error asociado a cada una, disminuyendo los errores relativos porcentuales, alcanzando incluso una diminución de 14.81% a 3.77%.

MAGM-3: Técnicas analíticas en geociencias

Desarrollo de una metodología analítica para la determinación de $\varepsilon^{235}U$ por MC-ICPMS utilizando un spike doble (IRMM-3636a)

Anel Viviana Cruz[1].
(1) Ciencias De La Tierra, Centro De Geociencias, Universidad Nacional Autónoma De México

Durante mucho tiempo se consideró que el valor de la relación $^{238}U/^{235}U$ era constante con un valor de 137.88. En los últimos años, con la aparición del trazador IRMM-3636a, se desarrollaron nuevas metodologías para la medición de $^{238}U/^{235}U$ más exactas y precisas (ε235). Demostrando que dicha relación varía dependiendo del material geológico (aprox. variación 1‰). Esto abre un nuevo campo de aplicaciones para la relación ε235 como paleotrazador redox. Por ende, en este trabajo se buscó desarrollar una metodología para la medición de ε235 utilizando el doble-spike IRMM-3636a medido en un MC-ICP-MS.

Si se compara la abundancia del ^{238}U (10 ppb) con ^{235}U (~100 ppt), esto dificulta obtener una medición de alta precisión. Por esa razón, es importante el uso del trazador IRMM-3636a que contiene una relación de ~1, de los isótopos artificiales $^{233}U/^{236}U$ y un bajo contenido de los isotopos naturales. Lo cual permite corregir el fraccionamiento másico instrumental de la relación $^{235}U/^{238}U$.

En busca de obtener la mejor exactitud y precisión, se trató de encontrar la mejor relación trazador/muestra (ng/ng). Para esto se desarrolló una simulación Monte Carlo de Propagación de Incertidumbres. Del cual, para la generación de números aleatorios, se consideró las fuentes de error de un MC-ICP-MS (ruido Johnson y la estadística de conteo). También, se consideran los parámetros de operación del equipo (resistor, tiempo de integración). De manera teórica se obtuvo la variación de incertidumbre de diferentes relaciones trazador-muestra. Generando dos modelos, uno para una concentración de muestra constante y otra para trazador constante. Se validó el método de manera experimental, recreando ambas condiciones.

Se trabajó con materiales de referencia geológicos cuyos valores de $^{238}U/^{235}U$ y δ238, se encuentran publicados en la literatura. Cada muestra se pesó para obtener 20 ng de uranio. Se sometieron a digestión. Posteriormente se extrajo el uranio por medio de una columna TRU. *Spec ion-exchange*. Todas las muestras se midieron en MC-ICP-MS. Con un detector de $10^{12}\Omega$ para ^{235}U. Aplicando un lavado de HNO_3 AL 10%+HF al 2%, HNO_3 AL 10% y HNO_3 al 2% entre cada muestra, hasta bajar a una señal de 10^{-4} V para ^{238}U.

También, se evaluó el impacto de adicionar el trazador, antes y después de la separación. Se han obtenido valores reproducibles, entre cada sesión de medición, así como, una precisión entre 0.8-1 ε.

MAGM-3: Técnicas analíticas en geociencias

Microfluorescencia de rayos X: Métodos de cuantificación y aplicación en rocas ígneas

Mauricio Galarce[1], Andrew Menzies[1], Samuel Scheller[2], Roald Tagle[2], Osvaldo González-Maurel[3], Rocío Ibaceta[1].
(1) Departamento de Ciencias Geológicas, Universidad Católica del Norte, Antofahasta, Chile
(2) Bruker Nano GmHb, Germany
(3) Programa de Doctorado en Ciencias Mención Geologia, Universidad Católica del Norte, Antofagasta, Chile

Al estudiar los procesos geológicos se requiere comprender como se comportan los elementos y cuantificar su concentración en las rocas. La fluorescencia de rayos x (XRF) tradicional permite determinar la composición química de las rocas, sin embargo, todo proceso analítico necesita un método de cuantificación que interprete los resultados de elementos mayores y trazas. Para esto es necesario la creación de un método de cuantificación, el cual debe calibrarse utilizando materiales de referencia certificados (estándares), como polvo prensado homogéneo, esto para evaluar la precisión, exactitud y reproducibilidad de los análisis. La técnica de micro fluorescencia de rayos x (µXRF), con el equipo Bruker M4 TORNADO, utiliza el mismo principio de XRF, pero el haz de rayos x es enfocado con un lente de 15 µm, además esta técnica permite realizar análisis sin destruir la muestra, la cual es una técnica nueva que requiere de la creación y calibración de un método de cuantificación. La primera etapa para crear un método de cuantificación consiste en la creación de una base de datos, en la cual se ingresan los valores de las concentraciones en los certificados de 32 muestras estándares y el espectro de energía dispersiva de cada muestra estándar, posteriormente se crearon 2 métodos diferentes, uno empírico y el otro basado en un parámetro fundamental para corregir los resultados, luego las muestras se analizaron con XRF tradicional, y se compararon los resultados, donde se observaron las mismas tendencias en los valores de los 3 análisis, pero con una ligera variación. Por otra parte, para validar estos resultados se analizaron 6 muestras con µXRF que contaban con análisis previos de XRF, del mismo modo se observaron que ambas técnicas presentan la misma tendencia en lo resultados. A diferencia de los análisis tradicionales donde la muestra debe ser destruida (pulverizada y prensada), las muestras analizadas con micro fluorescencia no necesitan esta preparación, solo una superficie idealmente planta, lo que permite analizar muestras de mano, cortes transparentes, etc., por esto se realizaron análisis en 15 rocas volcánicas sin pulverizar, donde se obtuvieron mapas de distribución elemental de un área , resultados que se evaluaron con los métodos y permiten obtener la composición de la muestra y clasificarla, pero es tarea del geólogo determinar si la muestra y el área analizada son representativa de la muestra general o del grupo de rocas que representa.

MAGM-3: Técnicas analíticas en geociencias

Geoquímica y geobarometría de la secuencia de lavas alcalinas del sector Cerro Sombrero, Cerro Totola y Lomas Negras

Rocio Lisette Ibaceta[1], Ivan Soto[1], Andrew Menzies[1], Samuel Scheller[2], Roald Tagle[2], Mauricio Galarce[1].
(1) Geología , Ingeniería y Ciencias Geológicas, Universidad Católica Del Norte
(2) Bruker Nano GmbH, Alemania

Las lavas pertenecientes al Cretácico, que afloran en los sectores de Cerro Sombrero, Cerro Totola y Lomas Negras en la precordillera de la Segunda Región, tienen escasos antecedentes petrográficos y petrológicos, por lo cual nace la necesidad de estudiar las condiciones de formación y el comportamiento geoquímico que estas presentan, por lo cual, se realizó un análisis detallado para complementar la información existente de este tipo de rocas. Para ello, se realizaron análisis de fluorescencia de rayos X para roca total, con los cuales se desarrollaron diagramas de variación tanto para óxidos mayores, elementos menores y algunos traza, además se realizaron análisis de micro fluorescencia de rayos X con el equipo Bruker M4 TORNADO, del cual se obtuvieron mapas de distribución elemental para una sección de la roca, los que posteriormente fueron utilizados en la selección de los piroxenos que serían estudiados con mayor detalle; se escogieron un total de 36 piroxenos, para los cuales también se generaron mapas de distribución elemental, en los que se pudieron reconocer las zonaciones existentes en estos, lo cual fue un discriminante a la hora de realizar los análisis puntuales de cada uno de estos, los datos obtenidos de los análisis puntuales permitieron identificar el tipo de piroxenos estudiados, los cuales corresponden a clinopiroxenos(augita, diópsido y hedenbergita), y además la información obtenida para la composición química de estos, fue utilizada en conjunto con los datos que se tenían de roca total, para la determinación de la geobarometría de las rocas, lo que permite conocer las posibles profundidades de formación de las lavas, las cuales fluctúan entre ~20 a 45 km. Además, de los mapas obtenidos de distribución elemental de piroxenos, se logra reconocer la existencia de zonaciones de cromo en determinadas unidades, las cuales pueden permitir hacer un estudio más detallado con respecto al tiempo de residencia en la cámara magmática. *Palabras claves:* Lavas alcalinas, Geoquímica, Micro Fluorescencia de Rayos X, Geobarometría

MAGM-3: Técnicas analíticas en geociencias

Intercalibrating the SERNAGEOMIN and WiscAr $^{40}Ar/^{39}Ar$ Geochronology Laboratories for Quaternary dating

Jacob Klug[1], **Brad Singer[1]**, Brian Jicha[1], Adan Ramirez[2].
(1) Geoscience, Letters and Science, University of Wisconsin-Madison
(2) Laboratorio de Geología Isotópica, SERNAGEOMIN, Santiago, Chile

Accurate and precise dating of Pleistocene-Holocene lavas and pyroclastic flow or fall deposits is essential for understanding modern active volcanoes as it provides context for future eruptions and hazard assessment. The $^{40}Ar/^{39}Ar$ method is well suited to dating many types of volcanic materials, but it can be a challenge to date K_2O-poor samples younger than ~100 ka. Accurately measuring low amounts of radiogenic argon demands that procedural blanks and instrumental mass discrimination are carefully monitored and that blanks are exceptionally low and stable. To address these challenges, we have begun a collaborative intercalibration using a common set of samples and several standard minerals measured in both the WiscAr Laboratory at the University of Wisconsin-Madison and the SERNAGEOMIN Laboratorio de Geología Isotópica. Samples will be measured by the Noblesse ion counting mass spectrometer at UW-Madison (Jicha *et al.*, 2016) and the ARGUS VI spectrometer at SERNAGEOMIN. Both systems have multiple collectors and 60W CO_2 lasers. They measure isotopes of *40*Ar, ^{39}Ar, ^{38}Ar, ^{37}Ar, and ^{36}Ar simultaneously to date multi-milligram samples. Experiments are monitored with the 1.1864±0.0006 Ma Alder Creek sanidine standard (Jicha *et al.*, 2016). Face-to-face visits between all collaborators in each of the labs is facilitating dialog essential to rooting out sources of discrepancies in results. A pilot set of groundmass and plagioclase separates were prepared from 30 samples at UW-Madison and irradiated at Oregon State University. These samples and standards were split, with half sent to each lab, to limit biases owing to sample preparation or irradiation. Some samples have also been irradiated in Chile to explore differences in neutron fluence correction factors and to minimize uncertainties in the J value and final age determination. Samples are from the Planchon-Peteroa volcano and the Diamante/Pudahuel ignimbrite. The Planchon-Peteroa complex has erupted explosively in the Holocene from vents that remain active. Late Pleistocene collapse of Planchon volcano produced a voluminous, 90 km long, debris avalanche deposit. The rhyolitic Diamante/Pudahuel Ignimbrite comprises > 400 km^3 and underlies much of Santiago > 80 km from the Diamante caldera. Jicha, B.R., Singer, B.S., Sobol, P. (2016) Re-evaluation of the ages of $^{40}Ar/^{39}Ar$ sanidine standards and supereruptions in the western U.S. using a Noblesse multi-collector mass spectrometer. *Chemical Geology* 431, 54-66.

MAGM-3: Técnicas analíticas en geociencias

Geocronología U-Pb de circones mediante ablación láser acoplado a un ICP-MS multicolector o a un cuádrupolo: Comparaciones y limitaciones

Mathieu Leisen[1], Rurik Romero [1], Fernando Barra [1], Diego Morata [1].
(1) Departamento de Geologia y Centro de Excelencia en Geotermia de los Andes (CEGA), FCFM, Universidad de Chile , Santiago , Chile

Desde hace más de una década, el análisis de circones magmáticos o detríticos mediante ablación laser conectado a un ICP-MS multicolector o cuádrupolo se hizo esencial en muchos aspectos de las Ciencias de la Tierra. En este trabajo se presenta un estudio comparativo entre técnicas analíticas y metodologías de reducción de datos. La primera parte se focaliza en la comparación entre los tipos de espectrometría de masas y las limitaciones de cada instrumento. En particular, se discute la reproducibilidad, precisión y exactitud de análisis con un LA-ICPMS cuádrupolo (*laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry*) y con un LA-MC-ICPMS (*laser ablation-multicollector-inductively coupled plasma-mass spectrometry*). Cuatro circones de referencia (Plesovice, SL2, 91500 y Temora-2) fueron analizados como desconocidos con el mismo protocolo. El set de 500 dataciones obtenidas permite observar las respuestas de los dos tipos de espectrómetros. Las intensidades de ^{207}Pb y de ^{235}U son de 4 hasta 10 veces más bajas con el cuádruplo y por lo tanto las razones isotópicas medidas con el cuádrupolo presentan mayor inestabilidad y errores asociados de 3-4%. Esta diferencia implica que el uso de LA-ICPMS cuádrupolo no es recomendable para datar muestras de edad muy jóvenes.

En la segunda parte se discuten las diferentes metodologías para la reducción de datos. Diferentes laboratorios han desarrollo diferentes programas para determinar las edades U-Pb a partir de las intensidades medidas con un espectrómetro de masas. Dos metodologías son las más usadas actualmente: "*the intercept method*" y "*the downhole fractionation method*". La principal diferencia entre ellas se basa en la corrección del fraccionamiento entre Pb y U. Para comparar y elegir un programa determinado, analizamos circones del Batolito de la Costa del Sur-Central Chile con LA-MC-ICPMS. Para la determinación de las edades, utilizamos tres programas: Iolite, Glitter, y un Macro-Excel. Los resultados no presentan variaciones significativas para la exactitud y la precisión y el promedio ponderado calculado con Isoplot para las tres metodologías tiene variaciones inferiores a 1%. Por otra parte, la diferencia relativa observada en la edad de un mismo circón puede ser mayor a un 3%, por lo que los análisis puntuales pueden presentar una diferencia significativa y generar una interpretación distinta a partir de los mismos datos.

MAGM-3: Técnicas analíticas en geociencias

Evaluación del método $^{40}Ar/^{39}Ar$ en rocas volcánicas cuaternarias en SERNAGEOMIN

España Fernanda Madriaza[1], Luis Lara[2,3], Javiera Salazar[3], Adan Ramirez[3], Eugenia Fonseca[3], Marco Suarez[3], Brad Singer[4].
(1) Departamento de Geología, Facultad de ciencias físicas y matemáticas, Universidad de Chile
(2) SERNAGEOMIN, SERNAGEOMIN, Santiago, Chile
(3) Laboratorio, SERNAGEOMIN, Santiago, Chile
(4) Laboratorio WiscAr, Universidad de Wisconsin Madison, Madison, Estados Unidos

La datación por el método $^{40}Ar/^{39}Ar$, desde su introducción hace ya varias décadas, busca disminuir la incertidumbre de la edad de enfriamiento o cristalización en comparación al método tradicional K/Ar, aspecto que es particularmente importante en muestras cuaternarias. En la permanente búsqueda de mejoras, se ha identificado una serie de factores que inciden en la precisión de las mediciones. Entre ellos está la preparación de muestras, la irradiación y los monitores estándares, entre otros (Renne *et al.*, 1997; Hora et al., 2007; Singer *et al.*, 2008). Con el propósito de minimizar los errores de medición en rocas volcánicas cuaternarias, particularmente aquellas cálcicas, se ha diseñado un experimento de intercalibración entre el Laboratorio de Geocronología de SERNAGEOMIN y los laboratorios WiscAr de la Universidad de Wisconsin-Madison, EE.UU. A partir de esta experiencia, en este trabajo se discuten los factores críticos y posibles mejoras derivadas como recomendaciones. Para aislar las variables involucradas en el método de datación y establecer las diferencias metodológicas, se definen inicialmente las etapas de: factibilidad de datación, preparación de muestra, montaje y medición, en las cuales se sigue la línea de procedimientos con 10 ejemplares. Dentro de estas etapas se evaluaron distintas variables mediante el análisis SEM de muestras, análisis geoquímico, granulométrico y textural (vesicularidad) variando procedimientos de lavado de muestra, separación magnética y cantidad de material para finalmente evaluar la reproducibilidad de los datos obtenidos en las diferentes variantes. Entre otros aspectos, una mayor precisión en las mediciones se obtendría al disminuir el tamaño de grano desde 500um-250um a 180um-250um, controlar la cantidad de material que se utiliza para el análisis según gramaje, separar masa fundamental en base a la susceptibilidad magnética e incorporar tempranamente el análisis geoquímico de la muestra. La evidencia de correlación de estos ajustes en función de la textura de masa fundamental y los resultados permiten visualizar una oportunidad de mejora significativa en la datación de rocas volcánicas cuaternarias.

MAGM-3: Técnicas analíticas en geociencias

Caracterización y perfil de distribución de adularia a través de difracción de rayos X: Caso de estudio Veta Aleste, Minera El Peñón, Antofagasta, Chile

Jorge E. Morales[1], Andrew Menzies[1], Hans-G. Wilke[1], Jose Zuluaga[2].
(1) Región de Antofagasta, Ingeniería y Ciencias Geológicas , Universidad Católica del Norte
(2) Región de Antofagasta, El Peñón, Minera Meridian Limitada, Antofagasta, Chile

Estudio realizado en minera El Peñón, yacimiento epitermal de baja sulfidación ubicado en la región de Antofagasta. La investigación se centra en detectar y caracterizar la adularia mediante la difracción de rayos X, mineral indicador en la exploración de yacimientos epitermales de baja sulfidación, con el objetivo de realizar un perfil de distribución en una sección cruzada a la veta Aleste, entender el comportamiento de este mineral con respecto a la veta y ayudar en la prospección de nuevos blancos de exploración mediante este método geoquímico. El estudio de difracción de rayos X consistió en caracterizar la adularia hidrotermal y diferenciarla de la ortoclasa, mineral con el que comparte mucha similitud en la distribución de sus *peaks* principales, en muestras de superficie y pulpas de sondaje. El patrón utilizado en la detección corresponde a un cristal de adularia hidrotermal traído desde Guanajuato, México proporcionado por la empresa Meridian. El estudio de este patrón indica que existen una serie de *peaks* secundarios característicos que distinguen a la adularia de la ortoclasa (*Peaks*: 2.17, 1.93, 1.79 y 1.50). Una vez detectado el mineral en cada muestra con los *peaks* mencionados, se procede a la cuantificación de cada una con el software Total Pattern Analysis (TOPAS; versión 2.1) con tres modelos de iteración: 1) todos los minerales encontrados en la muestra con ortoclasa (excluyendo adularia); 2) todos los minerales encontrados en la muestra con adularia epitermal (excluyendo ortoclasa) y 3) todos los minerales encontrados en la muestra con ortoclasa y adularia como representante ígneo e hidrotermal respectivamente. Los análisis indican que la difracción de rayos X puede diferenciar la adularia de la ortoclasa, sin embargo, la abundancia de ambos minerales no se puede cuantificar correctamente en el software utilizado en este estudio. Si bien el valor total de feldespatos-K es correcto, la abundancia de adularia es sobreestimada en desmedro de la ortoclasa. Con lo que respecta al perfil mineralógico, indica que la adularia se distribuye principalmente bajo los 100 m de profundidad, envuelve a la veta Aleste y tiene mayor extensión y abundancia en las unidades de composición más ácidas. A pesar de la sobreestimación, los valores de adularia interpolados en el programa de modelamiento geoestadístico (LeapFrog Geo 4.1) indican que una abundancia entre el 25 a 40% de adularia coincide con las zonas de mayor porcentaje de oro.

MAGM-3: Técnicas analíticas en geociencias

Análisis de Razones Isotópicas de Isótopos Estables

Laboratorio de Isótopos Estables

Servicio Nacional de Geología y Minería

Loreto Isabel Morales Rojas[1], Angelina Antonieta Bustos Tapia[1].
(1) Laboratorio de Isotopos Estables, Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago, Chile

El estudio de isótopos como herramienta analítica complementaria a la información geoquímica e hidrogeológica está teniendo cada vez más importancia para la interpretación y caracterización de orígenes hídricos, geotermales y mineralógicos y, su interacción con el medio. El Departamento de Laboratorios del Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN), incorporó a la Unidad de Geología Isotópica en el año 2010, el Laboratorio de Isótopos Estables (IE) con el objetivo de fortalecer el estudio de los proyectos de la Subdirección SERNAGEOMIN. Este posee un Espectrómetro de Masas para Razones Isotópicas (IRMS) de flujo continuo marca ISOPRIME 100 y diferentes periféricos para el análisis de las muestras de aguas y de minerales:

- Multiflow (ISOPRIME): unidad automática para equilibrio de gases en agua y carbonatos.
- Analizador Elemental PyroCube (ELEMENTAR) para análisis de muestras sólidas y líquidas: permite la medición de razones isotópicas de carbono, nitrógeno, azufre, deuterio y oxígeno.
- Dual Inlet (ISOPRIME): unidad para análisis de muestras de gases de SO_2, CO_2, O_2, N_2, H_2.
- Trace Gas, (ISOPRIME): unidad preconcentradora de gases de N_2O, CH_4, CO_2 y SO_2.

Actualmente se realizan análisis de razones isotópicas de δD y δ18O en muestras de agua, δ13C y δ18O en carbonatos y δ34S en molécula de sulfato de muestras de agua. Esta información es utilizada en la caracterización isotópica de aguas, determinación del origen y recarga de agua subterránea, interacción con acuíferos, etc., permitiendo entregar una nueva y valiosa herramienta analítica a los proyectos de la unidade de Hidrogeología, Recursos Energéticos y Geología Regional enfocado a estudios medioambientales, fuentes contaminación en aguas, génesis de las acumulaciones de carbonatos, entre otros. Algunos de los proyectos internos del SERNAGEOMIN en los cuales el Laboratorio de IE ha estado participando son: Hidrogeología de la Pampa del Tamarugal, Evaluación Hidrogeológica de la localidad de Cárcamo (Illapel, Provincia del Choapa) y Carta Cerro de Cantaritos-Laguna Chica. No obstante, el Laboratorio de IE tiene un equipamiento y personal que permite seguir desarrollando nuevas técnicas de análisis como, por ejemplo, el estudio isotópico de muestras gaseosas, sulfuros en minerales por técnica de combustión y nitrógeno por técnica de equilibrio en muestras de agua. "Esta contribución cuenta con el auspicio de la Subdirección Nacional de Geología de SERNAGEOMIN"

MAGM-3: Técnicas analíticas en geociencias

Técnicas analíticas desarrolladas en Laboratorio de Estudios Isotópicos (LEI) para el reconocimiento de procesos involucrados en la generación y evolución de la corteza terrestre

Carlos Ortega[1], Luigi Solari[1], Juan Pablo Bernal Uruchurtu[1], Arturo Gómez-Tuena[1], Fanis Abdullin[1], Ofelia Pérez-Arvizu[1], Liliana Martínez-Corona[1].
(1) Geoquímica, Centro de Geociencias, Universidad Nacional Autónoma de México

El Laboratorio de Estudios Isotópicos (LEI) de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM) cuenta con la instrumentación necesaria para estudios isotópicos en vía húmeda y ablación láser. Los equipos con los que cuenta el LEI son dos espectrómetros de masas con plasma inductivamente acoplado; uno cuadrupolar (Thermo® ICAP Qc) y otro de multicolectores (Thermo® Neptune Plus) a los que se les puede acoplar un equipo de ablación láser modelo Resolution M50 de 193 nm de longitud de onda. Las principales aplicaciones y/o metodologías desarrolladas en el LEI en vía húmeda por ICPMS es la concentración de elementos traza en muestra de roca total y se encuentra en desarrollo la isotopía de azufre con aplicaciones en aguas o suelos y por MC-ICPMS la isotopía de Nd, Sr, Pb, Hf, y U-Th. Utilizando ablación láser, los principales desarrollos son: 1) con ICPMS, la geocronología U-Pb en distintas fases minerales (zircón, apatito, monacitas, titanitas, rutilos) así como química de elementos traza y mayores en olivinos, piroxenos, granate, carbonatos, cromitas y vidrios, además de las fases útiles para geocronología y 2) por MC-ICPMS, la isotopía de Lu-Hf y U-Th en zircones, Sr en plagioclasas y carbonatos, U-Th en carbonatos y Pb en feldespatos. Adicionalmente, hemos implementado la técnica de trazas de fisión en apatitos mediante la cuantificación *in situ* de la concentración de U. En el LEI, contamos con estándares reconocidos internacionalmente para la validación de los resultados y el cálculo de factores de corrección requeridos en estas técnicas, así como procesos actualizados de reducción de datos con paquetería de computo utilizada en muchos laboratorios a nivel mundial. La aplicación en las ciencias de la Tierra de estas técnicas es muy basta, pero mucho tiene que ver con los procesos ígneos y metamórficos que dan lugar a la generación y/o evolución de la corteza terrestre y que son el principal enfoque de estudio en el LEI.

MAGM-3: Técnicas analíticas en geociencias

Principales aplicaciones desarrolladas en el Laboratorio de Estudios Isotópicos en vía húmeda utilizando ICP-MS y MC-ICP-MS

Ofelia Pérez[1], Luigi Solari[1], Juan Pablo Bernal-Uruchurtu [1], Liliana Corona-Martínez [1].
(1) Geoquímica, Geociencias, Universidad Nacional Autónoma de México

En el Laboratorio Universitario de Estudios Isotópicos (LEI) del Centro de Geociencias de la Universidad Nacional Autónoma de México, se lleva a cabo la medición de elementos traza y composiciones isotópicas en muestras de roca, suelo, agua con el objetivo de entender la petrogénesis de las rocas, contaminación ambiental, cambio climático, exploración y aprovechamiento de recursos naturales, ciencias forenses, nanotecnología. El laboratorio cuenta con un espectrómetro de masas de cuadrupplo con plasma inductivamente acoplado con celda de reacción/colisión (Thermo Icap-Qc). En este espectrómetro se realizan análisis de elementos traza en diversas matrices a niveles de traza y ultra-traza de virtualmente toda la tabla periódica de los elementos. Igualmente se llevan a cabo el desarrollo de metodologías analíticas para resolver problemas geológicos novedosos, como por ejemplo el uso de la celda de reacción/colisión para la transformación post-extracción de iones en sus óxidos correspondientes, con el fin de disminuir las interferencias provenientes del plasma y de la matriz. El laboratorio también cuenta con un MC-ICPMS Neptune, en donde se llevan a cabo determinaciones de composiciones isotópicas de U, Th, Pb, Nd, Sr, Hf y S, en soluciones liquidas, de forma directa o bien previamente desolvatadas por medio de un Aridus, con fines geocronológicos y de estudios isotópicos. La preparación de las muestras se realiza en un cuarto Ultralimpio donde se llevan a cabo los métodos de separación para cada uno de los isótopos. Todas estas mediciones son respaldadas mediante el uso de estándares internacionales de rocas, suelos y agua que dan la trazabilidad a cada una de las determinaciones que se realizan, con el fin de validar los resultados obtenidos.

MAGM-3: Técnicas analíticas en geociencias

Una golondrina no es verano: el caso de la Ignimbrita Lauca

Edmundo Polanco[1], Adán Ramírez[1], Luis Yáñez[1], Marco Suárez[1].
(1) Departamento de Laboratorios, Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago, Chile

En el marco de la Carta Putre del Plan Nacional de Geología del Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN), se obtuvo una edad de 1,96±0,14 Ma (U-Pb, circones) en pómez de la parte superior de una toba soldada que se expone en borde del río Lluta asignada a la unidad informal Ignimbrita Lauca de 2,7-2,9 Ma. Las preguntas que surgieron en ese momento fue: 1. ¿La edad es analíticamente correcta? y, 2. ¿Es una unidad más joven asociada al Complejo Volcánico Taapaca? La primera pregunta fue contestada por Carlos Pérez de Arce quien era el jefe del Departamento de Geología Isotópica (UGI) del Departamento de Laboratorios del SERNAGEOMIN, coautor además del trabajo que enviamos al CGCh del 2015. La respuesta: la edad es analíticamente adecuada con un "*plateau*" de ocho escalones. Dado lo anterior, se realizó una revisión de los antecedentes radiométricos, petrografía, geoquímica de los distintos afloramientos de esta unidad y, a sugerencia del colega Jorge Clavero, se buscó evidencia de terreno que indicara un proceso de erosión en la estratigrafía de la ignimbrita Lauca. El levantamiento de columnas estratigráficas en 4 localidades distintas donde se expone las dos subunidades de enfriamiento que se ha descrito para esta unidad, permitió recolectar pómez de ambas subunidades obteniendo edades de 2,763±0,040 y 2,835±0,025 Ma (Ar/Ar, Sanidina) y 2,80±0,20 y 3,00±0,43 Ma (U-Pb, circones), consistentes con los valores aceptados para esta unidad. Lo primero después de esto, fue culpar al resultado analítico. Marco Suárez, nuevo jefe de la UGI, y, los analistas encargados de los equipos MAP y ARGUS VI (Marcelo Yáñez y Adán Ramírez, respectivamente) tuvieron la disposición de recalcular la edad, obteniendo un nuevo valor de 1,28±0,14 Ma. Después de un largo e intenso camino de trabajo, análisis y mucha reflexión, había un regreso al punto de partida, pero sin una respuesta satisfactoria desde el punto de vista científico. La respuesta, como muchas veces, estaba en terreno. Inmediatamente sobre la parte superior de la Ignimbrita Lauca hay un depósito piroclástico de bloques y ceniza. Su flujo de alta temperatura (> 350 °C), suficientemente elevada permitió calentar por conducción térmica la parte superior del depósito infrayacente (Ignimbrita Lauca), logrando que escapara argón radiogénico del sistema, rejuveneciendo la edad obtenida. Esta es una contribución auspiciada por la Subdirección Nacional de Geología de SERNAGEOMIN.

MAGM-3: Técnicas analíticas en geociencias

Hacia la internacionalización del Laboratorio Químico del SERNAGEOMIN

Edmundo Polanco[1], Juan Bustamante[1].
(1) Departamento de Laboratorios, Servicio Nacional de Geología y Minería

Desde el año 2008 el Laboratorio Químico, una de las tres unidades técnicas que constituyen el Departamento de Laboratorio del Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN), está acreditado en la NCh-ISO 17025:2005 en el área de física-química de aguas ante el Instituto Nacional de Normalización (INN). En el Laboratorio Químico trabajan un equipo humano de profesionales y técnicos bajo el liderazgo de los últimos años de Juan Bustamante. En este laboratorio se realizan análisis de elementos mayores, trazas y tierras raras de rocas, sedimentos, relaves, salmueras, concentrado de minerales, cenizas volcánicas, suelos, vegetales y tejido animal, no sólo para los requerimientos analíticos de geólogos y demás profesionales del SERNAGEOMIN, sino también usuarios o clientes externos (académicos e investigadores de universidades, empresas mineras y particulares). Además, tiene entre sus equipos un cromatógrafo para el análisis de gases geotermales. Desde el año 2015 se inició la Acreditación del Laboratorio Químico en rocas, sedimento, relaves mineros y sistemas salinos. Esta adscripción al sistema de gestión de calidad ha implicado la elaboración y actualización de un manual de calidad y procedimientos de gestión (10) y técnicos (8) e instructivos (12) de trabajos, la capacitación del personal administrativo, técnico y profesional que participa en los procesos que forman parte de la cadena productiva de los análisis químicos, la participación en auditorías y la mejora de las inconformidades que se han ido reconociendo. A fines del año 2017 se entregó al INN toda la documentación para la acreditación del Laboratorio Químico en rocas y, a partir de entonces este instituto se ha dedicado hacer una revisión en profundidad de toda la documentación entregada. Durante el año 2018 además, corresponde migrar desde la ISO 17025:2005 a la ISO 17025:2015 lo que se traduce en la capacitación nuevamente de todo el personal involucrado en ambos procesos (aguas y roca). No obstante, la internacionalización del Laboratorio Químico del SERNAGEOMIN es más que la acreditación de sus procesos, implica también un plan de capacitación de su personal, la adquisición y renovación de su equipamiento y periféricos, la mejora de su infraestructura y, finalmente, la publicación en revistas científicas de algunos de sus resultados analíticos significativos. Esta es una contribución auspiciada por la Subdirección Nacional de Geología de SERNAGEOMIN.

MAGM-3: Técnicas analíticas en geociencias

Improved precision in $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating of young volcanic deposits using a multicollector noble gas mass spectrometer, SERNAGEOMIN, Santiago, Chile

A Ramírez[1].
(1) Laboratorios, Servicio Nacional de Geologia y Mineria

In 2013, as part of a program to complement the current MAP-based, $^{40}Ar/^{39}Ar$ facility, the SERNAGEOMIN installed a Thermo Scientific Argus VI mass spectrometer, equipped with a Photon Machines CO_2 laser. The most important goal of the new facility is the high-precision dating of young geological materials, bridging the carbon-14 and $^{40}Ar/^{39}Ar$ methods.
This goal can be accomplished by Argus´ attributes as a low-volume, high-sensitivity, multicollector instrument, which has allowed us to measure the Fish Canyon sanidine standard with uncertainties below 10 ka (0.035%), and the Alder Creek 2 sanidine standard, using two single crystals, at 1,186.4±2.6 ka (step-heating, FC 28.201 Ma), in agreement with other laboratories.
So far we have successfully dated volcanic samples as young as 17.6±2.1 ka on sanidines, and 24.6±2.5 ka on groundmass, providing considerable overlap with the C-14 method (Nevertheless, the success rate is limited by the dominance of atmospheric argon in the Ar budget of young samples. Consequently, we are introducing changes to the sample preparation procedure, such as reducing the grain size analyzed, improving the cleaning process, and adjusting the irradiation time and the preheating time; all of which certainly will increase our success rate.
The new facility yields high-precision and accurate results, which will permit the construction of better constrained volcanic histories and more confident modeling of future volcanic events and their impact on the population. Esta contribución cuenta con el auspicio de la Subdirección Nacional de Geología de SERNAGEOMIN.

MAGM-3: Técnicas analíticas en geociencias

Clasificación de rocas ígneas mediante la aplicación de la mineralogía automatizada

Juan Cristóbal Ríos[1], Andrew Menzies[1], Monserrat Barraza[2].
(1) Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ingeniería y Ciencias Geológicas, Universidad Católica del Norte
(2) Maini, Unidad de Equipamiento Científico, Universidad Católica del Norte, Antofagasta, Chile

Generalidades La mineralogía automatizada se ha usado, desde su aparición, como una solución a la industria, siendo capaz de indicar la presencia de minerales y sus texturas a escala micrométrica. Además, es posible obtener la composición química puntual de un mineral en específico. En la actualidad, la mineralogía automatizada es usada en una gran cantidad de áreas como: procesamiento de minerales, petrología, caracterización de menas, petróleo y gas, carbón y ceniza, ciencias ambientales, sedimentología, geología planetaria, etc. Este trabajo busca una nueva aplicación de esta ciencia, la capacidad de poder clasificar rocas ígneas utilizando las clasificaciones recomendadas por la IUGS. Esta nueva dimensión de la mineralogía automatizada puede ser referida como petrografía automatizada, *i.e.* descripción de rocas usando la mineralogía automatizada (QEMSCAN). La petrografía tiene como finalidad la descripción de los minerales y texturas presentes en una roca. Una buena descripción de una roca permite una correcta clasificación, pero a veces no es posible una correcta observación de los minerales que contiene la roca y menos el porcentaje modal de estos, ya sea por la presencia de vidrio o porque el tamaño de grano es demasiado fino para la descripción macroscópica. Entonces se busca poder desarrollar una herramienta que permita una descripción detallada y precisa de los minerales de una roca y en base a eso obtener un nombre según las clasificaciones existentes para las rocas ígneas. Metodología El QEMSCAN tiene la habilidad de medir la concentración de elementos químicos, minerales e incluso texturas presentes en una roca, lo que lo hace útil para el desarrollo de la petrografía automatizada. Lo primero para generar esta petrografía, fue estudiar cada una de las clasificaciones recomendadas por la IUGS para los distintos grupos de rocas ígneas y determinar cuáles son las variables usadas en cada una, para distinguir entre una roca y otra. Así, se establecieron los parámetros fundamentales en cada clasificación. Estas variables usadas en la clasificación de rocas ígneas usan la concentración de ciertos elementos químicos (*e.g.* la clasificación TAS, Le Bas *et al*., 1986) o la mineralogía (*e.g.* la clasificación QAPF, Streckeisen,1974). Establecidos los parámetros, el paso siguiente fue escribirlos a modo de códigos (figura 1a), en una forma en que el software del QEMSCAN, pudiese trabajar y clasificar la muestra. Como resultado de esto, se generó un diagrama de flujo de los distintos reportes creados en el software (figura 1b). Como las distintas clasificaciones usan distintos minerales como determinantes, se crearon varias listas de minerales acorde a los requerimientos de cada clasificación (figura 1c). A continuación, se presenta una lista de los reportes creados en este trabajo y la clasificación en la que están basados. IRC_01_Carbonatites: clasificación para carbonatitas (Wooley y Kempe, 1989 en Le Maitre *et al*., 2002). IRC_02_Carbonatites: clasificación para carbonatitas según Gittins y Harmer (1997). IRC_03_Melilitolites: clasificación para melilitolitas según Dunworth y Bell (1998). IRC_03_Melilitites: clasificación para melilititas según Streckeisen (1979). IRC_04_Kalsilite-bearing_rocks: clasificación para rocas kalsilíticas según Mitchell y Bergman (1991). IRC_05_Kimberlites: clasificación para kimberlitas según Michael *et al*. (1979) IRC_06_Lamproites: clasificación para lamproitas según Mitchell y Bergman (1991). IRC_07_Leucite-bearing_rocks: clasificación para rocas leucíticas según Mitchell y Bergman (1991). IRC_08_Lamprophyres: clasificación para lamprófiros según Streckeisen (1979) modificado por Le Maitre *et al*. (2002). IRC_09_Charnockites: clasificación para charnockitas según Streckeisen (1974). IRC_10_Plutonic_QAPF: clasificación para rocas plutónicas según Streckeisen (1974). IRC_10a_Gabbroic_rocks_Plg-Px-Ol: clasificación para gabros según Streckeisen (1976). IRC_10b_Gabbroic_rocks_Plg-Px-Hbl: clasificación para gabros según Streckeisen (1976). IRC_11a_UMR_Ol-Opx-Cpx: clasificación para rocas ultramáficas según Streckeisen (1976). IRC_11b_UMR_Ol-Px-Hbl: clasificación para rocas ultramáficas según Streckeisen (1976). IRC_12_Volcanic_QAPF: clasificación para rocas volcánicas según Streckeisen (1979). IRC_13_TAS: clasificación para rocas volcánicas según Le Bas *et al*. (1986). IRC_13a_High-Mg: clasificación para rocas volcánicas ricas en magnesio según Le Bas (2000). IRC_13b_Satured: clasificación para la serie saturada del TAS según Le Bas (1986). IRC_13c_Trachyte_rhyolite: clasificación para traquitas y riolitas peralcalinas según MacDonald (1974). IRC_13d_Potassium: clasificación para la serie basalto-riolita en el TAS según Le Maitre *et al*. (2002). IRC_Glass: determinar la cantidad de vidrio en la muestra según Le Maitre *et al*. (2002). Muestras volcán Azufre Se tomaron 11 muestras que corresponden a rocas del volcán Azufre, para comparar la composición química obtenida con fluorescencia de rayos X (FRX) y el QEMSCAN. Las muestras fueron graficadas en el diagrama de clasificación TAS para poder observar de mejor manera las diferencias entre las mediciones (figura 1d). Se observa que los valores obtenidos, tanto con FRX y QEMSCAN son similares. A continuación, se presenta el caso de la muestra JL-AZU-001, usada para la comprobación del sistema de clasificación y para indicar cómo se ven los resultados en el software. Los minerales de este ejemplo corresponden a la lista Ig-03_CSG_03-34-2 (figura 1c). El primer paso para la clasificación de una muestra es observar el mapa de pixeles generados por el QEMSCAN a través del reporte *Particle View* (figura 1e) para la determinación de texturas en la roca. Este mapa permite observar la presencia de fenocristales y una masa fundamental compuesta por vidrio. Esta textura es característica de las rocas extrusivas por lo que no es necesario aplicar cada una de las clasificaciones presentes en el sistema. Como se ha determinado que la roca es extrusiva, el siguiente paso es clasificar la muestra de acuerdo al



diagrama QAPF volcánico de Streckeisen (1979). Para esta clasificación se debe usar el reporte IRC_12_Volcanic_QAPF. Además de clasificar la roca según la mineralogía, se puede hacer en base a la composición química de esta, a través del diagrama TAS de Le Bas *et al*. (1986) con el reporte IRC_13_TAS. Luego de la clasificación con el TAS, es necesario hacer algunas subclasificaciones (figura 1b). Como en este caso la muestra es una andesita según el TAS (figura 1f), se debe determinar si corresponde a una roca rica en magnesio con el reporte IRC_13a_High-Mg y a qué serie corresponde según la cantidad de potasio con el reporte IRC_13d_ Potassium. Por último, se puede añadir un prefijo de acuerdo con la cantidad de vidrio presente en la roca. Esto se obtiene con el reporte IRC_Glass. Capacidad de clasificación usando la mineralogía automatizada El elemento más crítico en el funcionamiento del QEMSCAN resulta ser el tiempo que tarda en realizarse un análisis. Mediciones menos detalladas, *i.e.* con un tamaño de pixel grande (100 o 50 µm), toman menos tiempo y sirven para determinar la mineralogía de la muestra, pero resultan poco útiles a la hora de determinar texturas. Es por esta razón, que lo ideal es que un análisis, considere dos mediciones: una a toda la muestra con un tamaño de pixel grande y otra con un tamaño de pixel pequeño (20 o 10 µm) para determinar texturas. Se pueden realizar mediciones con un tamaño de pixel aún más pequeño (5 o 2 µm) pero en áreas puntuales de la muestra, para obtener la medición en un tiempo prudente. Discusión y Conclusiones La mineralogía automatizada resulta ser de gran ayuda en la determinación de una roca en base a las clasificaciones existentes. Es posible determinar la mineralogía y la composición química de una roca, y por ende obtener una automatización en la clasificación de esta. También es posible la automatización en la determinación de texturas en una roca. Un análisis con un tamaño de pixel pequeño permite una imagen detallada de la muestra para determinar texturas a escala micrométrica, lo que puede ser de gran utilidad tanto en la petrografía como en la petrología. La petrografía automatizada aún no es posible en su totalidad, pero los avances logrados por este trabajo, como son las clasificaciones y determinación de algunas texturas son la base para un futuro desarrollo de esta ciencia. Mientras menor es el espaciamiento entre los puntos, *i.e.* menor sea el tamaño de pixel, mayor es el tiempo que toma la medición. Es por este motivo que se recomienda combinar mediciones, la de mayor espaciamiento para determinación de minerales y química, y la de menor espaciamiento, para texturas y en sectores específicos de la muestra. El producto final de este trabajo resulta de ser de gran utilidad para la geología, al permitir analizar muestras, que pueden resultar complejas de describir macroscópicamente, ya sea a simple vista o con un microscopio óptico. La posibilidad de un análisis preciso de la composición modal de los minerales y de los elementos químicos hace más sencillo la determinación de una roca.

MAGM-3: Técnicas analíticas en geociencias

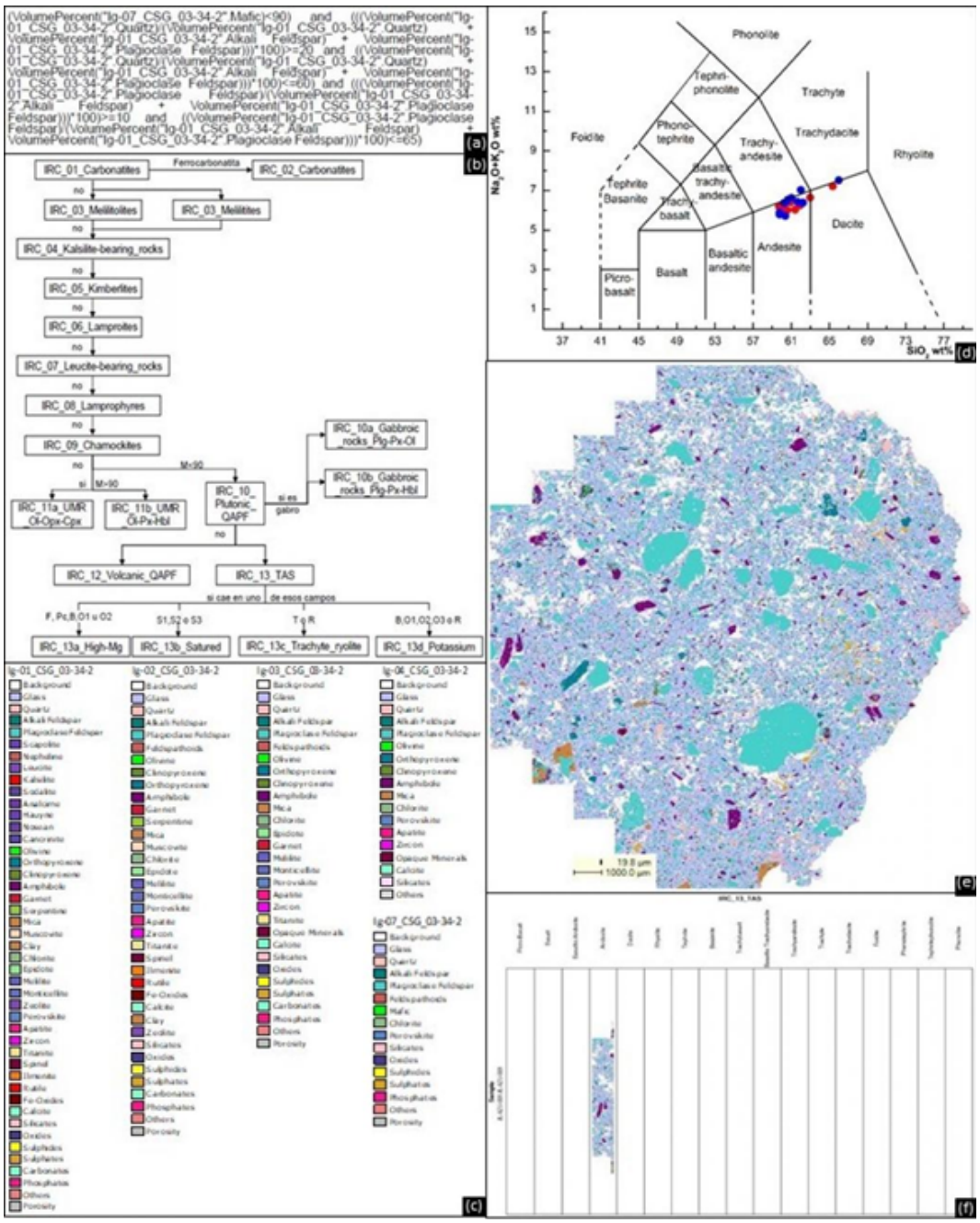


Figura 1. (a) Ejemplo de código escrito en el software del QEMSCAN. Corresponde a la riolita en el reporte IRC_12_Volcanic_QAPF. (b) Diagrama de flujo que muestra la secuencia en que deben usarse las clasificaciones en el QEMSCAN. (c) Ejemplo de las listas de minerales usadas en la redacción de los códigos de clasificación. (d) Gráfica que compara las mediciones de las muestras del volcán Azufre, en rojo las mediciones con FRX y en azul, las obtenidas con el QEMSCAN. (e) Muestra JL-AZU-001. Imagen obtenida con el reporte Particle View. Se pueden apreciar fenocristales y la masa fundamental. El tamaño de pixel del análisis es de 20 µm. (f) Resultado de la clasificación según el TAS de Le Bas et al. (1986). En este caso la muestra resulta ser una andesita.

MAGM-3: Técnicas analíticas en geociencias

Parámetros de operación para obtención de elementos traza con ablación láser: Aplicaciones y metodologías

Rurik Romero[1], Mathieu Leisen[1], Fernando Barra[1], Gisella Palma[1], Nelson Roman[1], Diego Morata[1], Martin Reich[1].
(1) Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile y Centro de Excelencia en Geotermia de Los Andes, Santiago, Chile

El análisis de elementos traza, tales como tierras raras y otros elementos críticos, ha sido utilizado para dilucidar procesos fisicoquímicos involucrados en la formación de distintos minerales. El desarrollo de técnicas microanalíticas en las últimas décadas ha permitido aumentar la resolución espacial de estos, otorgando información sobre la cristalización de estas fases. Por lo anterior, el Laboratorio de Espectrometría de Masas del CEGA, U. de Chile, ha desarrollado metodologías para determinar la distribución de estos elementos en distintos dominios del mismo grano, utilizando un láser excímero ArF de 193 nm Analyte G2 acoplado a un espectrómetro de masas cuadrupolo modelo iCapQ. Para obtener el valor cuantitativo de la concentración de elementos traza se programan análisis puntuales de aproximadamente 60 seg. Las zonas a analizar son determinadas mediante observaciones petrográficas y/o imágenes de *backscatter* en un microscopio electrónico de barrido. Se han analizado materiales de referencia, tanto minerales naturales como vidrios sintéticos, para validar el protocolo e incorporarlos en las rutinas de análisis. Las últimas rutinas desarrolladas en el laboratorio incluyen el análisis de apatitos utilizando el cristal natural Durango, a una tasa de repetición de 10 Hz y fluencia de 7.8 J/cm^2, lo que ha permitido realizar ablaciones de hasta 30 µm. El análisis de distintos sulfuros, tales como piritas, calcopiritas y bornitas, entre otros, también se ha implementado utilizando como material de referencia el pellet artificial MASS-1, a 4 Hz y una fluencia de 1.5 J/cm^2 para evitar posible fraccionamiento, lográndose resultados consistentes a 50 µm. Además de lo anterior, el uso en conjunto de los vidrios sintéticos GSE-1G y GSD-1G, se ha utilizado en el análisis de magnetitas de yacimientos tipo IOA del país, con parámetros de operación de 8 Hz y fluencia de 4 J/cm^2. En estas últimas aplicaciones, también se han realizado transectas continuas de ablación para el levantamiento de perfiles de elementos traza, lográndose resoluciones de dominios de hasta 5-10 µm. La información que entregan no es cuantitativa dado el bajo tiempo de integración por sector ablacionado, por lo que se recomienda como complemento de análisis puntuales. Con el desarrollo de esta última técnica, también se han realizado avances en el mapeo de elementos traza integrando una serie de transectas continuas lo cual entrega una distribución global de los elementos de interés.

MAGM-3: Técnicas analíticas en geociencias

Mejoras en la preparación de rocas volcánicas cálcicas jóvenes (< 1 Ma) para datación Ar/Ar en masa fundamental, en el laboratorio del SERNAGEOMIN

Javiera Soledad Salazar[1], España Madriaza [2], Eugenia Fonseca[1].
(1) Departamento de Laboratorios, Sernageomin
(2) Departamento de Geología, Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile

En el marco de la intercalibración del equipo ARGUS VI del SERNAGEOMIN, con el laboratorio de geocronología de la Universidad de Wisconsin-Mádison de EEUU, se realizó la evaluación de las metodologías y procedimientos utilizados en la datación Ar/Ar en masa fundamental de rocas volcánicas cálcicas jóvenes (Madriaza, 2018). A partir de las conclusiones de esta tesis, se están realizando pruebas para mejorar los procedimientos de preparación de estas muestras, a fin de disminuir la variabilidad del material a datar, que aporta incertidumbre a la medición. La preparación tradicional de rocas volcánicas para datación Ar/Ar en masa fundamental en el laboratorio del SERNAGEOMIN comienza con la molienda controlada y tamizado de la roca, obteniendo granos de tamaño 250 a 500 µm. De esta fracción se extraen manualmente bajo lupa binocular del orden de 60 granos de roca que no contienen fenocristales visibles. En el caso de masas microcristalinas con granulometría variable, se escogen los fragmentos donde los cristales visibles representen menos de un tercio del volumen del mismo. Las mejoras incluyen:

- Disminución del tamaño de grano al rango 180 a 250 µm, que genera mayor disponibilidad de material sin fenocristales, lo que mejora su homogeneidad en tamaño y peso y, disminuye el contenido de vesículas y amígdalas confinadas.
- Uso del separador magnético de Frantz. Estas rocas contienen una notable cantidad de accesorios de magnetita o titanomagnetita en la masa fundamental, por lo que la fracción magnética obtenida con el separador, concentra los granos que presentan mayor cantidad de masa fundamental.
- Determinación de la cantidad de material a datar en peso (en gramos). Lo que elimina el problema de la variabilidad de peso, entregando un control más preciso en la cantidad de material que se utiliza para cada medición.

En conjunto estas medidas permiten obtener un concentrado de mejor calidad para la datación, que favorece los posteriores procesos de irradiación, calentamiento y medición de la muestra. El instaurar en SERNAGEOMIN un protocolo de preparación de muestras volcánicas cálcicas jóvenes, para datar por el método Ar/Ar en el equipo ARGUS de alta sensibilidad y moderna tecnología, permite que los resultados obtenidos minimicen el error contribuyendo a la precisión de los informes geológicos en las regiones donde estas rocas son predominantes. Esta contribución cuenta con el auspicio de la Subdirección Nacional de Geología de SERNAGEOMIN.

MAGM-3: Técnicas analíticas en geociencias

Timescales of pluton emplacement and rhyolite melt extraction within a late Miocene epizonal Andean pluton from U-Pb TIMS dating of zircon and $^{40}Ar/^{39}Ar$ thermochronology

Brad Singer[3], **Allen Schaen[3]**, Blair Schoene[4], Kyle Samperton[1], John Cottle[2].
(1) Lawerence Livermore National Laboratory, USA
(2) Earth Science, University of California, Santa Barbara , Santa Barbara, USA
(3) Geoscience, Letters and Science, University of Wisconsin-Madison
(4) Geosciences, Princeton University, Princeton, USA

Rhyolite that fuels explosive silicic eruptions is thought to originate in the upper crust via extraction of melt from crystal-rich magma reservoirs. Although these reservoirs may grow incrementally over 10^4-10^5 yr, they can be remobilized prior to eruption much more rapidly within hundreds to thousands of years. Advances in U-Pb dating of zircon using Chemical Abrasion, Isotope Dilution Thermal Ionization Mass Spectrometry (CA-IDTIMS) methods now permit precise dating of the assembly and magmatic processes in young plutons. Thus connections between the timescales of long-term assembly and transient melt-forming events can be investigated. The 150 km^3 late Miocene (7.2 to 6.2 Ma) Risco Bayo-Huemul plutonic complex at 36°S in the Maule region of the Chilean Andes comprises 1-20 km^3 domains of calc-alkaline gabbro through high-silica granite emplaced at 3-7 km depth. The mafic to intermediate Risco Bayo pluton comprises incrementally emplaced magma batches that exhibit sharp internal field contacts. In contrast, textural, bulk rock, mineralogical, and petrochronologic data suggest the domains of the younger silicic Huemul pluton preserve near-end members of high-silica melt segregation and complementary residual silicic cumulate formation. U-Pb CA-IDTIMS dates from zircon and $^{40}Ar/^{39}Ar$ thermochronology from the biotite, amphibole, and orthoclase in the granitoids and hornfels wall-rock together illuminate the assembly and cooling durations of individual domains. Risco Bayo zircon dates range from 7.193±0.014 to 6.958±0.053 Ma documenting the emplacement of at least four magma batches over 240 kyr. The $^{40}Ar/^{39}Ar$ dates indicate that these batches cooled rapidly, yet imposed a modest thermal priming of the crust prior to intrusion of the Huemul pluton. Huemul U-Pb zircon dates span ~190 kyr, from 6.384±0.022 to 6.199±0.022 Ma and suggest that silicic cumulate compositions reach the solidus 7-234 kyr prior to the hypothesized extraction of the high-silica melt domain that caps the complex and is in contact with the exposed roof rocks. Numerical simulations are used to test the temporal and thermal viability that Huemul domains might have unmixed from a single parental magma. The geochronology implies long-term magma emplacement rates of $1\text{-}6\times10^{-4}$ km^3/yr akin to other plutonic systems, however, the numerical simulations and isotopic dates limit the duration of melt extraction within the Huemul pluton to volcanic timescales of only ~30-100 kyr.

MAGM-3: Técnicas analíticas en geociencias

Geocronología U-Pb en circones: Un apoyo a la geología nacional y regional

Marco Antonio Suárez[1,2], Felipe Llona[2].
(1) Laboratorio, Sernageomin
(2) Laboratorios, Sernageomin, Santiago, Chile

En 5 años de funcionamiento el equipo encargado de las dataciones geocronológicas U-Pb en circones del SERNAGEOMIN ha sido un apoyo fundamental a la elaboración de la cartografía nacional en todo el país, tanto para el Programa Nacional de Geología como también para La Red Nacional de Vigilancia Volcánica con más de mil dataciones. Entregando información de calidad a la comunidad geológica, como también ha sido un soporte a instituciones tanto públicas como privadas de todo el continente, convirtiéndose en un referente en el Cono Sur. Así, el laboratorio U-Pb ha proveído de análisis a la cartografía de la zona norte del país. En este sentido las dataciones U-Pb han sido la base para la fabricación de veinticuatro cartas, abarcando más de 50.000 km^2 en cuatro regiones del territorio nacional. La actividad se proyecta para seguir apoyando de dataciones a las cartas futuras del resto del país. Pesquisa de circones: Un punto esencial es recolectar los cristales de circón a partir de la roca. Para esto la muestra es procesada de manera estándar en molienda, sin embargo, la pesquisa se realiza con la técnica UV desarrollada por nuestro laboratorio, siendo más rápido y sencillo. Imágenes por Microscopía Electrónica de Barrido: Con el objetivo de caracterizar topológicamente cada muestra, previo la medición geocronológica, utiliza los análisis de microscopía electrónica de barrido con el fin de generar imágenes de cátodo-luminiscencia (CL) y electrones retrodispersados (BSE). Con el fin de elegir la zona en el circón donde se realizará la ablación láser evitando accidentes estructurales del cristal. Medición Isotópica U-Pb: Contamos con un espectrómetro de masas Thermo-Fisher Element XR con selector electrostático de campo (SF) con digestión de muestra por medio de un plasma de acoplamiento inductivo (ICP), esto acoplado a un láser Photon Machines Analyte G2 de 193 nm de longitud de onda para la ablación de material. En las mediciones se miden tanto las edades $^{238}U/^{206}Pb$ y $^{235}U/^{207}Pb$ reportando la gráfica de concordia para ambas razones y los histogramas para las edades $^{238}U/^{206}Pb$. Utilizando como estándares los circones GJ-1 (609 Ma) primario, Plesovice (337 Ma) y Mud-Tank (730 Ma) como monitores y Temora 2 *in situ*. Con esto somos capaces de generar datos precisos y exactos en consecuencia a las exigencias de la comunidad geológica. Esta contribución cuenta con el auspicio de la Subdirección Nacional de Geología de SERNAGEOMIN

MAGM-3: Técnicas analíticas en geociencias

Gold-associated Cobalt mineralization in El Toqui Mine deposit, Aysén, Chile.

Héctor Suazo[1], John Mortimer[2], Olga Veloso[3], Mauricio Belmar[1].
(1) Centro de Mineralogía Avanzada, SGS Minerals
(2) Laguna Gold Limited, Australia
(3) Laguna Gold, Chile

Introduction El Toqui is a Lower Cretaceous age stratiform deposit with massive Zn-Pb sulphides mineralization with some Au and Ag bearing minerals in a skarn type mineralogical association hosted in mainly late Jurassic submarine volcanic and sedimentary rock (Wellmer *et al*, 1983). Besides Zn and Pb high grades zones and silver and gold rich ones, there are some high values of As, Bi and Co grades. Cobalt particularly stand out due to last times rise of its price because of a higher demand for the electric car industry. A complete mineralogical characterization was carried out in 8 samples with comparative high cobalt grades (3000-13000 ppm approximately) along with 75 hand specimens and/or drillcore complementary samples from different deposit´s zones. The major goal of this study was to identify main ore and related gangue alteration minerals, aiming to identify cobalt and gold mineralization and trying to characterize major ore and gangue minerals associated with Au and Co that could be used as tracer ones of cobalt and gold bearing minerals. Methodology For all samples, a petrochalcographical analysis on a thin-polished section was carried out, identifying completely all the alteration and ore minerals. Some complex minerals or those difficult to identify under the microscope were checked by x-ray diffraction for major ones, mainly in case of alteration gangue minerals and with TIMA-X automated mineralogy analysis for minerals in lower amounts, like sulphides or native metals. Gold and some silver minerals were identified mainly by polished section analysis by reflected light microscopy by its optical properties and checked with TIMA-X bright phase search analysis complemented with specific point measurements. Differences in the optical properties and in some cases in their BSE levels were key tools for the correct identification within very narrow composition range minerals. Results and discussion Alteration Minerals Main alteration minerals identified include as major ones, calcic pyroxenes like diopside, hedenbergite with minor johannsenitic (Mn) component and garnets of grossular and andradite type with some pyralspitic component (Mn-Mg) as well. K-Feldspar, quartz and calcite use to be commonly associated to pyroxenes and garnets. Calcic amphiboles like actinolite, ferrohornblende and ferropargasite and epidote-zoisite-clinozoiste are founded as an overprint to pyroxene and garnet alteration respectively. Other important calchosilicates founded were ilvaite, vesuvianite, prehnite, scapolite, wollastonite and locally manganese minerals like bustamite and rhodonite. Carbonates like ankerite, siderite, dolomite and kutnohorite were also identified, as late products usually as veinlets infill. Other common late minerals recognized are magnesium and ferric chlorite, sericite-muscovite, chlorite-smectite, clays, biotite, limonites and hematite. Ore Mineralization Major Zn-Pb-Fe sulphides deposit´s mineralization consists in sphalerite, pyrrhotite, galena associated with lesser amounts of pyrite, arsenopyrite, chalcopyrite and marcasite. Copper rich zones (chalcopyrite) are commonly associated with pyrrhotite rich zones and locally with more magnetite contents. On the other hand, arsenic richer zones are narrowly related with more contents of bismuth, cobalt and gold which is observed as a wide variety of bismuth tellurides, bismuth-lead sulfosalts and tellurides, glaucodot and cobaltite as main cobalt bearing minerals, while lead richer zones with higher contents of galena have a good correlation with higher silver contents, mainly as a silver/gold tellurides like hessite-petzite. The mineralogical association between ore and gangue alteration minerals can be summarized as follows: Massive sphalerite and pyrrhotite mineralization is closely related with main and massive garnet-pyroxene alteration, while arsenopyrite rich zones more related with gold bearing minerals and also with higher cobalt contents are associated with a retrograde lower temperature association of amphibole-epidote-carbonate-chlorite with variable amounts of ilvaite and prehnite. *Cobalt mineralization* Cobalt higher-grade zones are characterized by a mineralogical association with cobaltite and glaucodot closely related with arsenopyrite and its cobaltiferous variety "danaite" in zones with massive sulphide ore mineralization also containing massive pyrrhotite and sphalerite and commonly also chalcopyrite and minor pyrite and marcasite. In these mineralogical associations, main gangue alterations minerals are pyroxene with overprinting of retrograde alteration with amphibole, epidote, and minor chlorite and ilvaite. In zones with more amphibole-chlorite overprinting there is a higher amount of marcasite instead of pyrite and cobalt mineral associated it´s alloclasite rather than glaucodot. Alloclasite it´s a glaucodot dimorph but it´s possible to recognize it because its lower anisotropy and characteristic prismatic or radial habit. Finally, in more copper rich zones and with higher ratios of pyrrhotite/sphalerite and higher amounts of pyrite, cobalt is also present in cobaltiferous and very anisotropic pyrite and scarcely cobalt isotropic minerals like carrollite and linnaeite related with chalcopyrite. In these samples, main alteration minerals are pyroxene-calcite and k-feldspar. *Gold and Silver mineralization* Main gold/silver bearing minerals identified in analysed samples are mainly as a tellurides or native metals and are closely related with bismuth higher contents and usually also with higher cobalt values due to occurrence of associated glaucodot (Figure 1). Main gold minerals identified were native gold, electrum, petzite (Au-Ag telluride), maldonite, hunchunite and possibly jonassonite, with these last three ones commonly occurring in symplectitic intergrowths with native gold and bismuth, as long as for silver bearing minerals are hessite, stutzite and very scarce volynskite. All the gold and in lesser extent silver mineralization are closely related

with Bi/Pb tellurides like tellurobismuthite, hedleyite, joseite-B, pilsenite, kochkarite, alekseite, tetradymite and altaite as the main ones and with Bi/Pb sulfosalts like cosalite, galenobismuthite and aschamalmite. All these sulfosalts are also in a fine symplectitic intergrowth among them. (see Figure 1). Conclusion Although before this study, some occurrence type for gold and silver mineral were known, there was few detailed information about mineralogical associations for different ore types. This study points out that that the main sphalerite-pyrrhotite ore is related with the dominant pyroxene-garnet alteration, with pyrrhotite more related to pyroxene massive alteration and commonly also with k-feldspar. Chalcopyrite is also related with that kind of alteration and associated with pyrite and local magnetite. Other chalcosilicate minerals like ilvaite, vesuvianite, scapolite and prehnite are more related with marginal mineralization zones, although ilvaite was also commonly identified in zones with gold-silver-bismuth tellurides with arsenopyrite-glaucodot occurrence. Arsenic rich zones dominated by arsenopyrite occurs as a later product overprinted to sphalerite-pyrrhotite association and is commonly associated with occurrence of marcasite and impure pyrite (optically anisotropic) consisting in arsenical and/or cobaltiferous pyrite. Gold and Silver minerals are associated with arsenopyrite rich zones, but more exactly with glaucodot occurrence, cobaltiferous arsenopyrite or cobaltite. Last one occurs in gold richer zones. Furthermore, these gold-silver minerals are related with a lower temperature alteration overprinted to pyroxene-garnet one and consist of calcic amphibole, chlorite and phengite-muscovite. Cobalt occurs mainly as a glaucodot, cobaltite, cobaltiferous arsenopyrite (var. "danaite") and cobaltiferous pyrite and alloclasite instead of glaucodot in marcasite richer zones. Carrollite and linnaeite are very scarce and are associated only in chalcopyrite richest zones. Silver minerals are more related with galena richer zones and with occurrence of Pb-Bi minerals like sulfosalts and tellurides and native bismuth also. Gold, electrum and other gold/silver bearing minerals like petzite, hessite, maldonite and volynskite are strongly related with the occurrence of a variety of Bi-Pb tellurides and sulfosalts like tellurobismuthite, hedleyite and cosalite as the main ones. Finally, the occurrence of Au together with Bi-tellurides, makes bismuth an important gold tracer or pathfinder and suggest the possibility that gold could be scavenged from Bi-melts as have been suggested in former studies in other gold deposits (Ciobanu *et al*, 2005) but would be necessary make further studies like fluid inclusions. Acknowledgements I would like to thank to all Laguna Gold and SGS Minerals people who collaborated and enabled the development of this work. References Ciobanu, L; Cook, N; Pring, A. (2005) 'Bismuth tellurides as gold scavengers', *Society for geology Applied to mineral deposits; Min. deposit research: Meet the global challenge*, Springer, Berlin, 1383-1386. Wellmer, F; Reeve, E; Wentzlau, E; Westenberger, H (1983) ´Geology and ore deposits of the Toqui district, Aysen, Chile´, Economic Geology 78, 1119-1143.

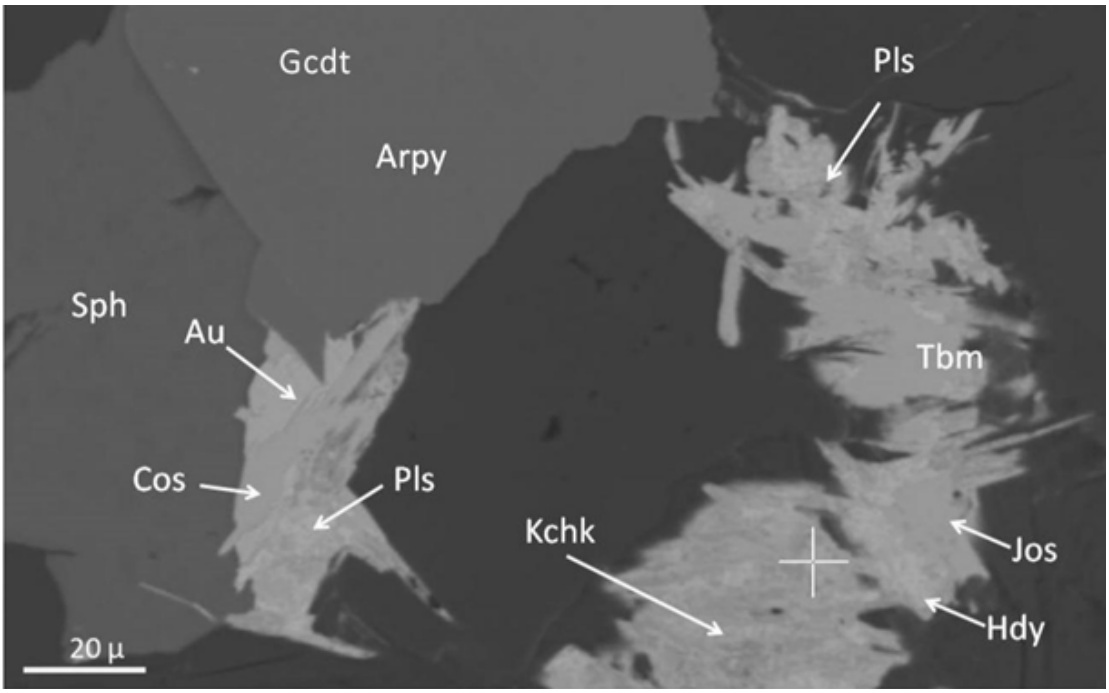


Figure 1: Gold mineralization with native gold (Au) related with cobalt mineralization with cobaltiferous arsenopyrite (Arpy) and glaucodot (Gcdt), sphalerite (Sph) and bismuth tellurides and sulfosalts cosalite (Cos), pilsenite (Pls), kochkarite (Kchk), joseite-B (Jos), hedleyite (Hdy) and tellurobismuthite (Tbm).

MAGM-3: Técnicas analíticas en geociencias

Técnica analítica Potasio-Argón en Chile: Pasado, presente y futuro

Adrian Francisco Valeria[1], Luis Yáñez[2], Camilo Rojas[2].
(1) Laboratorio, Servicio Nacional de Geologia y Mineria
(2) Departamento de Laboratorios, Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN) , Santiago, Chile

Desde los años 80 el Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN) tiene la técnica de análisis Potasio-Argón (K-Ar) que en su momento fue precursora de la geocronología en Chile. Durante este periodo se han realizado más 9.000 análisis aportando a la generación del conocimiento y permitiendo configurar los mapas geológicos del país. Asimismo, permitió generar las condiciones favorables a técnicas más contemporáneas basadas en las proporciones de isótopos de Ar/Ar y U/Pb, actualmente operativas en el Departamento de Laboratorios del SERNAGEOMIN. En la actualidad la técnica K-Ar continúa operativa de manera muy similar a sus orígenes. El ^{40}K se analiza por medio de Fluorescencia de Rayos X (FRX) y el ^{40}Ar se analiza a través de espectrometría de masas. Por su parte, la extracción del ^{40}Ar se realiza en la línea de extracción que opera en condiciones de ultra alto vacío. Este método de datación tiene ventajas comparativas dado que por un lado permite el análisis de muestras con factibilidad limitada en alunitas, sericitas y biotitas secundarias (minerales que permiten determinar la edad de eventos de alteración asociados a mineralización), y por otro, requiere de un reducido periodo de análisis, lo que permite dinamizar los procesos requirentes de la información analítica. No obstante, las condiciones técnicas actuales de medición limitan la cantidad de muestras a analizar. Con miras hacia el futuro del análisis Potasio-Argón (K-Ar) se presenta una propuesta de migración tecnológica, a través de un nuevo espectrómetro y el diseño de una línea de extracción que se ajuste a la sensibilidad del mismo. Esta configuración propuesta permitirá aumentar la precisión de los resultados y la capacidad productiva (al triple) y, reducir a la mitad el tiempo en la generación de la información analítica. Se intenta cubrir de forma más eficiente las necesidades generadas por la comunidad geológica y en concordancia a la gestión que actualmente se requiere. Esta contribución cuenta con el auspicio de la Subdirección Nacional de Geología de SERNAGEOMIN.

MAGM-4: Magmatismo fértil y estéril en los Andes: descubrimientos recientes

Using Platinum Group Elements to identify sulphide saturation in evolving magmas and its implications to predict copper fertility in Cu-Porphyries: The case of Río Blanco Deposit

Yamila Cajal[1], Ian Campbell[1].
(1) Research School of Earth Sciences, Australian National University

Recent studies [1] show that the Platinum Group Elements (PGE) can provide new insights into granitic magma fertility by determining the timing of sulphide saturation relative to volatile saturation. The PGE are ideal to determine the timing of sulphide saturation due to their high partition coefficients in sulphide melts and their low solubilities in hydrothermal fluids [2]. The aim of this study is to test the hypothesis that timing of sulphide saturation, relative to volatile exsolution, controls magma fertility in the Andes of central Chile. If during magmatic evolution, sulphide saturation occurs early, chalcophile elements (*e.g.* Cu and Au) will be trapped in sulphides in the magmatic chamber [1]. Alternatively, if the magma becomes volatile saturated before sulphide saturated, these elements will be available to enter the fluid phase and, eventually, form an ore deposit. To address this aim, samples from Río Blanco Cu-Porphyry Deposit are being studied. This deposit is part of Rio Blanco Los Bronces District, the world's biggest copper reservoir which was formed in the Miocene to early Pliocene magmatic arc of central Chile [3]. The samples include different lithologies from the San Francisco Batholith and porphyritic intrusions, which range from diorite to granodiorite. They have been analyzed by major elements using XRF; for Re, Au and PGE by NiS extraction-isotope dilution; and trace elements by ICP-MS. Further studies will include the determination of U-Pb zircon ages and the ƒO2 of the melt. Preliminary results show that sulphide saturation occurred *ca.* 2.2-1.8 wt% MgO, slightly before than volatile saturation at ~1.2 wt% MgO. This is similar to El Abra Cu-Porphyry Deposit [1], where it has been suggested that the amount of sulphide that separated from the melt was small, enough to lower the PGE and Au contents of the magma but not enough to have a significant effect on Cu due to its lower partition coefficient, resulting in a Cu-only porphyry rather than a Cu–Au deposit. [1] Cocker, H., Valente, D., Park, J., and Campbell, I. 2015. Journal of Petrology. Vol. 56: 2491-2514.

[2] Park, J., Campbell, I., and Kim, J. 2016. Geochimica et Cosmochimica Acta. Vol. 174: 236–246.

[3] Deckart, K., Clark, A., Aguilar, C., Vargas, R., Bertens, A., Mortensen, J., and Fanning, M. 2005. Economic Geology. Vol. 100: 905-934.

MAGM-4: Magmatismo fértil y estéril en los Andes: descubrimientos recientes

Assessing magma fertility through platinum group geochemistry from Polo Sur and Penacho Blanco porphyry copper deposits, Centinela District, Northern Chile

Carlos Ignacio Carrasco[1], Ian Campbell[1].
(1) Research School of Earth Sciences, The Australian National University

The Centinela District, located in northern Chile, is part of the Middle Eocene to Early Oligocene metallogenetic belt[1]. It is host of several mineralized porphyries, including both Cu-only and Cu-Au deposits dated between 39-45 Ma[2]. This study mainly focusses in Polo Sur and Penacho Blanco porphyry copper deposits with the objective to assess the fertility of Cu and Au of magmas that are related to their formation using platinum group elements (PGE). Recent advances in PGE geochemistry are allowing analysis of these elements at the ultra-low concentrations[3] in which they are found in felsic rocks. These elements have been demonstrated to be sensitive indicators of sulfide saturation due to their high partition coefficient into sulphide melts and low mobility in hydrothermal fluids[4,5]. If a parent magma reaches early sulphide saturation, an immiscible sulfide melt will form, that will extract chalcophile metals (as Cu and Au) and trap them in the bottom of the chamber so that they cannot enter the volatile ore-forming phase. In contrast, if the sulfide saturation occurs close to the time of volatile saturation, most of the metals will be available to enter the fluid phase and form an economic Cu or Cu-Au deposit. This work comprises the analysis of 30 samples from porphyries and intrusives related with the mineralization, mainly taken from Polo Sur and Penacho Blanco areas, which were analysed for major and trace elements. A subset of samples, selected according to their composition, are being analysed for PGE geochemistry to identify at what point in the evolution of the magma sulphide saturation occur. Future work will include zircon geochemistry by LA-ICP-MS to identify the conditions of the magmas during their evolution. This study seeks to contribute to the understanding of how Cu and Au behave during the magmatic evolution and which factors control the formation of economic porphyry copper deposits. This may help to distinguish between fertile and barren system at an early stage of exploration. [1] Sillitoe, R.; Perelló, J. 2005. 100th Anniversary Volume: 845-890. [2] Mpodozis, C.; Cornejo, P. 2012. Economic geology. Special Publication 16: 329-360. [3] Park, J.; Hu, Z.; Gao, S.; Campbell, I.; Gong. H. 2012. Geochimica et Cosmochimica Acta. Vol. 93: 63–76. [4] Mungall, J.; Brenan, J. 2014. Geochimica et Cosmochimica Acta. Vol. 125: 265-289. [5] Park, J.; Campbell, I.; Kim, J. 2016. Geochimica et Cosmochimica Acta. Vol. 174: 236–46.

MAGM-4: Magmatismo fértil y estéril en los Andes: descubrimientos recientes

Geochronology of the Brahma Porphyry Cu-Mo Prospect, Chilean Andes at ~35°45´S

Valentina Diaz[1,2], Marcia Munoz[4], Katja Deckart[1,2], Townley Brian[1,2], Ryan Mathur[3], Osvaldo Martinez[1].
(1) Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(2) Advanced Mining Technology Center (AMTC), Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(3) Department of Geology, Juniata College, Huntingdon, Pennsylvania, United States of America
(4) Geología, Facultad de Ingeniería, Universidad Andres Bello, Sazié 2119, Santiago, Chile

The Brahma prospect is a porphyry copper type deposit located in the main Chilean Andes of Central Chile (35°45S). The deposit is emplaced in volcano-sedimentary rocks of the Abanico Formation (late Eocene-early Miocene), a cross-cut relation indicating that the prospect is part of a Miocene mineralizing event. In Chile, numerous deposits of late Cenozoic age have been grouped in the so-called Miocene-Pliocene metallogenic belt. This belt is continuously recognized along the western slope of the main Andes until 34°S and includes the world-class deposits of Los Pelambres (31º43´S), Río Blanco-Los Bronces (33º12´S) and El Teniente (34º05´S). Zircon U-Pb geochronology was carried out on five samples from each main lithologic unit of the Brahma prospect and yielded emplacement ages of about 17 Ma, 14 Ma and 10 Ma. Re-Os analyses were carried out in molybdenite from 2 samples chosen by their relative temporality in the different vein types. Preliminary results yielded mineralization ages of *c.a.* 14 Ma and 9.6 Ma. From these results it is inferred that: (i) the prospect hosts at least 3 magmatic events, (ii) early mineralization is associated with the ~14 Ma magmatic pulse, and (iii) economic mineralization occurred around 10 Ma probably associated with a magmatic pulse of the same age. These preliminary results suggest that the mineralization present in the Brahma prospect would have formed from more than one event, beginning at ~14 Ma and being active for at least 4 Ma. Such characteristics indicate an interesting exploratory potential for the Brahma prospect, a long-lived Cu-Mo porphyry deposit of early Miocene age which can be associated to the Central Chile metallogenic belt. This work was supported by the Chilean government through the project Fondecyt 1161360 (CONICYT, Chilean national research agency). Additional support from the Fondecyt grant 11140012 is gratefully acknowledged.

MAGM-5: Metamorfismo en la corteza

Multiple metamorphic events recorded in mylonitic schists and gneisses from the Seno Arcabuz Shear Zone and Diego de Almagro Metamorphic Complex

Mauricio Calderón[1,2], Hans-Joachim Massonne[3], C. Mark Fanning[4], Francisco Hervé[1,5], Thomas Theye[3], Cristóbal Ramírez De Arellano[1,2], Matías García[1].
(1) Geología, Ingeniería, Universidad Andrés Bello, Santiago, Chile
(2) Laboratorio de Análisis de Sólidos, Universidad Andrés Bello
(3) Institut für Mineralogie und Kristallchemie, Universität Stuttgart, Stuttgart, Germany
(4) Research School of Earth Sciences, The Australian National University, Canberra, Australia
(5) Geología, Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile

The tectonothermal evolution of the Mesozoic convergent margin of southern Patagonia is constrained through a combination of U-Pb *in-situ* zircon dating and P-T conditions derived from phase equilibrium modeling of garnet-bearing metamorphic rocks from the Seno Arcabuz Shear Zone (SASZ) and the Lázaro Unit of the Diego de Almagro Metamorphic Complex. Detrital zircon grains in sedimentary precursors of mylonites in the SASZ and Lázaro unit yielded populations with SHRIMP ages at 237 and 248 Ma suggesting an Upper Triassic maximum depositional age. In the SASZ an Early Jurassic high-T tectonothermal event is recorded in a mylonitized paragneiss dated at *c.* 180 Ma in low Th/U metamorphic zircon overgrowths. The compositional zoning of garnet, with Fe3+-poor epidote inclusions in the core, late biotite and two generations of potassic white mica, indicate that schists and paragneisses underwent a high-pressure amphibolite facies metamorphism at *c.* 500-550°C and 8.0-8.6 kbar before mylonitization. Nearly isothermal decompression to *c.* 5.6-6.5 kbar and subsequent nearly isobaric cooling to about 350°C followed. The latter mylonitization event was constrained by chlorite and syntectonic phengite compositions in both rock types of the SASZ (Si = 3.42-3.50 and 3.30-3.37 atoms per formula unit, a.p.f.u.). The Lázaro unit consists mainly of a polydeformed sequence of continent-derived psammitic schists and amphibolites with mid-ocean-ridge geochemical affinities. Quartz-rich micaschists formed at *c.* 670°C and 7.5 kbar after crossing the wet solidus. The peak metamorphic condition is dated at *c.* 165 Ma from zircon overgrowths. The phengitic composition of syntectonic white mica indicates a nearly isobaric cooling to 350°C. The U-Pb dating of titanite from an interleaved migmatitic amphibolite yielded an age of *c.* 146 Ma, interpreted as cooling age after the anatectic event. Acknowledgments: FONDECYT project 1161818.

MAGM-5: Metamorfismo en la corteza

Modelo cinemático 3D de un canal de subducción: El mélange tectónico de Chañaral, Cordillera de la Costa, norte de Chile

Paulina Fuentes[1], Carlos Fernández[2], Juan Díaz-Alvarado[1], Manuel Díaz-Azpiroz[3].
(1) Departamento de Geología, Facultad de Ingeniería, Universidad de Atacama, Copiapó, Chile
(2) Departamento de Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias Experimentales, Universidad de Huelva, Huelva, España
(3) Departamento de Sistemas Físicos, Químicos y Naturales, Universidad Pablo de Olavide, Sevilla, España

La Formación Las Tórtolas (26º-29ºS) ha sido tradicionalmente interpretada como un complejo de acreción activo durante el Paleozoico tardío. La parte más occidental de la formación está conformada por rocas intensamente deformadas que son denominadas las facies de *mélange*. Este dominio se corresponde con la parte basal del complejo o el canal de subducción y están en contacto tectónico a techo con rocas metasedimentarias y metabasitas pertenecientes a la parte frontal del prisma de acreción. Con objeto de comprender con más rigor la evolución cinemática del canal de subducción que originó el *mélange* de Chañaral, se ha aplicado un modelo analítico 3D de transpresión triclínica. Dicho modelo considera que el borde del canal (contacto entre el dominio oriental de la Formación Las Tórtolas y el *mélange* de Chañaral) corresponde a la superficie limitante de una zona de deformación que combina una componente de cizalle simple y una componente coaxial. Las principales variables del modelo son: 1) el ángulo *f* entre la dirección de cizalle y la dirección de la zona de deformación; 2) los tres ejes de *stretching* que definen la componente coaxial, y cuyas posibles combinaciones vienen definidas por el parámetro *k* de Flinn; 3) el ángulo *u* entre la dirección de extrusión debida a la componente coaxial y la dirección de buzamiento de la zona de deformación; y 4) la vorticidad del flujo (*W*k). El ajuste entre el modelo cinemático y los datos obtenidos ha permitido constreñir los valores de las variables del modelo. La determinación de la sección de máxima asimetría de la fábrica indica que el ángulo *f* presenta unos cabeceos de entre 60ºN y 90º (desplazamiento inverso-derecho para la componente de cizalle simple). Por su parte, el ajuste óptimo se encuentra para valores de *k* de la componente coaxial situados entre 2 y 5 (campo de la constricción). La dirección de extrusión se orienta en dirección NO-SE, con inmersiones bajas (< 20º) hacia el SE. Finalmente, la apófisis oblicua de flujo (dirección de convergencia entre los bloques limitados por el canal de subducción) se orienta en dirección aproximadamente N60ºE, siendo aproximadamente perpendicular a la dirección de extrusión. Estos resultados ofrecen una imagen compleja, tridimensional, del flujo dentro del canal de subducción, con desplazamiento de material oblicuo y no perpendicular a su dirección, lo que podría explicar porque no se alcanzaron condiciones de alta presión de metamorfismo.

MAGM-5: Metamorfismo en la corteza

Coastal Accretionary Prism of Central Chile (~34°-41°S): Review and preliminary investigation

Gonzalo Galaz[1], Alvaro Torres[1], Matias Nunez[2], Paula Rojas[1], Mauricio Contreras[1].
(1) Departamento de Geología, Facultad de Ingeniería, Universidad de Atacama, Copiapó, Chile
(2) Departamento de Geología, Facultad de Ingeniería, Universidad Santo Tomás, Santiago, Chile

Introduction The Paleozoic metamorphic basement in the Coastal Cordillera of central Chile can be subdivided into two almost continuous and roughly N–S belts: the Western Belt (HP–LT) comprising low temperature–high pressure rocks and the Eastern Belt (LP–HT) comprising high temperature–low pressure rocks. The HP–LT Western Belt is composed of:(i) a Late Cambrian–Devonian passive margin and/or Carboniferous trench-fill turbidites, consisting mainly of low grade psammites and pelites (Hervé, 1988); (ii) low to high grade metabasite lenses derived from the subducting oceanic plate (Willner, 2005; Hyppolito *et al.*, 2004b); (iii) minor serpentinitic lenses formed in a suprasubduction zone setting (González-Jiménez *et al.*, 2014); (iv) local oceanic chert layers (Hervé, 1988); (v) massive sulphide layers (Willner, 2005); and (vi) continental ferruginous high–grade garnet–mica schist (Hyppolito *et al.*, 2014a). On the other hand, the Eastern Beltis lithologically very homogeneous and predominantly made up of (i) latest Devonian–Permian, pelitic–psammitic trench to forearc turbidites (Hervé, 1988); and (ii) rare quartz-rich calcsilicate rocks (Willner, 2005). Several authors have interpreted these metamorphic belts as part of a Carboniferous–Permian accretionary prism (Hervé, 1988; Willner, 2005; Hyppolito *et al.*, 2014a; and references therein). The Eastern Belt represents the shallower levels of an accretionary prism and is considered the less deformed retro–wedge, whereas the Western Belt was derived from the lowermost part of the basal accretionary wedge. Structural characteristics Structures in both belts display a sequence of three sets of structures. They are given different subscripts: numerical in the Eastern Belt (*e.g.* S1, S2, S3, etc.) and alphabetic in the Western Belt (*e.g.* Sa, Sb, Sc, etc.). The Eastern Belt shows three phases of penetrative deformation (*e.g.* Richter *et al.*, 2007; Palape, 2014; Hyppolito *et al.*, 2014a). The *earliest structures* (D1) are preserved as rare intrafolial, isoclinal, generally upright F1 folds, oriented ~ENE and NNW, which have subhorizontal, NNW–SSE trending, F1 fold axes, a subvertical axial plane, S1 foliation oriented ~ NW–SE and NNW–SSE. The *second set* of structures (D2) is defined by open to tight, recumbent, SW–vergent, F2 folds, with subhorizontal to E– and ~NE–dipping. This folding produced an associated penetrative axial plane, S2 foliation oriented ~NW–SE/27°N, which in turn generated an L1/2 intersection lineation that plunges 22° to the east. A local *third set* of structures (D3) was observed in highly deformed zones as recumbent, NW–SE F3 folds associated with a locally developed crenulation S3 foliation. The microstructural analysis of the Western Belt shows three phases of penetrative deformation (*e.g.* Willner, 2005; Richter *et al.*, 2007; Palape, 2014; Hyppolito *et al.*, 2014a). The *first set* of structures (Da) occurs as recumbent and isoclinal Fa folds, with axes plunging gently to the ~ENE and ~NW, which have an axial planar Sa foliation, oriented~NE–SW. The *second set* of structures (Db) is defined by ubiquitous, isoclinal, upright to recumbent, SW–vergent, Fb folds, which have a very penetrative axial planar, ~NW–SE/30°N, Sb foliation. The recumbent and upright Fb folds, have axial planes oriented ~ENE with fold axes trending ~NNW and plunging gently ~NW. The *third set* of structures (Dc) is defined by NW–SE trending axial planes and W–vergent, open–gentle Fc folds. The Fc folds are accompanied by a penetrative, axial plane, Sc transposition foliation oriented ~NW–SE/50°NE. A ubiquitous, ~WNW, stretching lineation (Lb/c) is parallel to both the Fb and Fc fold axes. Thermal event in the Eastern Belt There are multiple evidences suggesting a thermal event, associated with the intrusion of Paleozoic Batholith, affecting exclusively the rocks that make up the Eastern Belt. This thermal event is evidenced by the presence in samitic-pelitic metasediments of staurolite, andalusite and in some cases cordierite, biotite, sillimanite, garnet and muscovite (Fig. 1). Several authors propose that this thermal event occurred between two dynamic deformational events that affected both metamorphic belts, *i.e.*, after the first deformational event (post-S1 and Sa) and prior to the second deformational event (pre-S2 and Sb)(Aguirre *et al.*, 1972; Hervé *et al.*, 1984; Hyppolito *et al.*, 2015). However, there are differences related to the timing of the formation of certain porphyroblasts associated with the thermal event: (i) andalusite formed syn- and post-S1 (Glodny *et al.*, 2008), (ii) staurolite formed syn- and post-S1 (Hyppolito *et al.*, 2015), y; (iii) andalusite (And2) formed syn- and post-S2 (Hervé *et al.*, 1984). On the other hand, there are some inconsistent theories about the metamorphic-structural evolution of the Eastern Belt, specifically in the related to the timing of the overprinted thermal event: (i) contemporary to the D1 deformation event (syn-S1) that affected both metamorphic belts (Martin *et al.*, 1999), and; (ii) syntectonic and after to the D2 deformation event (syn- and post-S2)(Willner *et al.*, 2005). The major differences in the theories about the genesis and metamorphic-deformational evolution of the Accretionary Prism of Central Chile generated the need to formalize this petrological study in its Eastern Belt. Our preliminary results imply a thermal event that overprints the first deformational event that affected both metamorphic belts, and in turn, was affected by the second deformational event that suffered both belts (post-S1/Sa and pre-S2/Sb). Geodynamics constraints on Accretionary Prism of Central Chile Our petrological-structural data, together with those of previous works, suggests that the Upper Paleozoic tectonic evolution of the Accretionary Prism of Central Chile can be summarized as follows: (i) Early Carboniferous deposition of passive–margin and/or trench–fill psammitic/pelitic sediments on the SW–margin of Gondwana, which make up the Eastern Belt and the slices intercalated with mafic oceanic rocks in the Western Belt (Hervé *et al.*, 2013); (ii) Mississippian–Pennsylvanian common initial frontal accretion of

the wedge associated with very low–grade metamorphism (M1 and Ma: 280–250°C and ~5.5 kbar) and *first event deformation (D1, Da)*, which affected both belts (Willner, 2005; Hyppolito *et al.*, 2014a); (iii) Middle Mississippian deeper burial through the subduction channel of specific HP slices of the Western Belt,which reached the high-grade peak conditions (Mb): (1) a garnet–mica schist and an amphibolite at Punta Sirena locality (~34°40S) at ~13 kbar/580–540°C and ~10 kbar/540–500°C, respectively (Hyppolito *et al.*, 2014a), and; (2) a deepest slice composed of a garnet-amphibolite at Los Pabilos locality (~40°57S) at 16.5–11 kbar/760–600°C (Willner *et al.*, 2004), indicating that these rocks reached eclogite facies; (iv) Lower Pennsylvanian (~320 Ma; Ar/Ar age) initiation of exhumation by return flow of the deeper HP slices (Willner, 2005; Hyppolito *et al.*, 2014a). The HP slices at Punta Sirena were tectonically juxtaposed during ~316 Ma (Ar/Ar age; Hyppolito *et al.*, 2014a); (v) Upper Pennsylvanian–Lowest Permian emplacement of calcalkaline intrusives that generated a short *thermal metamorphic overprint M2* (peak: 720–400°C and 3.5–2.5 kbar), which affected exclusively to the Eastern Belt between 301–296 Ma (Ar/Ar ages; Willner *et al.*, 2005; Hyppolito *et al.*, 2015) or 306–286 Ma (Rb/Sr; Glodny *et al.*, 2008). This magmatic event was contemporaneous at least partly to; (vi) Upper Pennsylvanian–Lowest Permian (305–292 Ma; Ar/Ar ages) subsequent emergence of the HP unit from the subduction channel is then incorporated within the growing accretionary wedge (Willner *et al.*, 2005; Hyppolito *et al.*, 2014a). In this tectonic setting, basal accretion take places associated with a *second deformational event (Db)*, evidencing by pervasive transposition Sb foliation, that led to tectonic juxtaposition between HP and low-grade slices of the Western Belt as is indicated by a common greenschist-facies retrograde overprinting at 4–3 kbar and 400–300°C (Willner, 2005). This is consistent with estimated retrograde conditions in the Eastern Belt (~2.8 kbar and 388–344°C) associated with a *second deformational event (D2)* associated with an S2 penetrative foliation (Willner, 2005; Hyppolito *et al.*, 2015); (vii) Upper Triassic termination of basal accretion activity suggested by a shallow granite intruded into the Western Belt at ~224 Ma (Pb/Pb age; Willner *et al.*, 2005);

Acknowledgments Thanks for the valuable comments provided by Drs. J. D. Keppie (UNAM) and M. Ayaz Alam (Universidad de Atacama).

References Aguirre, L., Hervé, F., Godoy, E., 1972. Distribution of metamorphic facies in Chile–an outline. Kristalinikum 9, 7-19. Glodny, J., Echtler, H., Collao, S., Ardiles, M., Burón, P., Figueroa, O., 2008. Differential Late Paleozoic active margin evolution in South-Central Chile (37°S-40°S) - the Lanalhue Fault Zone. Journal of South American Earth Sciences 26, 397-411. González-Jiménez, J.M., Barra, F., Walker, R.J., Reich, M., Gervilla, F., 2014. Geodynamic implications of ophiolitic chromitites in the La Cabaña ultramafic bodies, Central Chile, International Geology Review 56 (12), 1466-1483. Hervé, F., 1988. Late Paleozoic subduction and accretion in Southern Chile. Episodes 11, 183-188. Hervé, F., Kawashita, K., Munizaga, F., Bassei, M., 1984. Rb–Sr isotopic ages from late Paleozoic metamorphic rocks of central Chile. Journal of the Geological Society of London141, 877-884. Hervé, F., Calderón, M., Faning, C.M., Pankhurst, R.J., Godoy, E., 2013. Provenance variations in the Late Paleozoic accretionary complex of central Chile as indicated by detrital zircons. Gondwana Research 23, 1122-1135. Hyppolito, T., Juliani, C., García-Casco, A., Meira, T.V., Bustamante, A., Hervé, F., 2014a. The nature of the Paleozoic oceanic basin at the southwestern margin of Gondwana and implications for the origin of the Chilenia terrane (Pichilemu region, central Chile). International Geology Review 56, 1097-1121. Hyppolito, T., Garcia-Casco, A., Juliani, C., Meira, V.T., Hall, C., 2014b. Late Paleozoic onset of subduction and exhumation at the western margin of Gondwana (Chilenia Terrane): counterclockwise P-T paths and timing of metamorphism of deep-seated garnet-mica schist and amphibolite of Punta Sirena, Coastal Accretionary Complex. Lithos 216-217, 409-434. Hyppolito, T., Juliani, C., Garcia-Casco, A., Meira, V., Bustamante, A., Hall, C., 2015. LP/HT metamorphism as a temporal marker of change of deformation style within the Late Palaeozoic accretionary wedge of central Chile. Journal of Metamorphic Geology 33 (9), 1003-1024. Martin, M.W., Kato, T., Rodríguez, C., Godoy, E., Duhart, P., McDonough, M., Campos, A., 1999. Evolution of the Late Paleozoic accretionary complex and overlying forearc-magmatic arc, South Central Chile (38-41°S): constraints for the tectonic setting along the southernmost margin of Gondwana. Tectonics 12, 582-605. Palape, C., 2014. Deformación del basamento metamórfico Paleozoico en la transecta Tanumé-Pichilemu, entre los 34,2° y 34,5°S, Cordillera de la Costa de Chile central. Memoria de Título, Universidad de Chile, 125 p. Richter, P.P., Ring, U., Willner, A.P., Leiss, B., 2007. Structural contacts in subduction complexes and their tectonic significance: The Late Palaeozoic coastal accretionary wedge of central Chile: Journal of the Geological Society 164, 203-214. Willner, A.P., Glodny, J., Gerya, T.V., Godoy, E., Massonne, H-J., 2004. A counterclockwise PTt path of high-pressure/low-temperature rocks from the Coastal Cordillera accretionary complex of south-central Chile. Constraints for the earliest stage of subduction mass flow. Lithos 75, 283-310. Willner, A.P., 2005. Pressure-Temperature Evolution of a Late Palaeozoic paired Metamorphic Belt in North-Central Chile (34–35°30'S): Journal of Petrology 46, 1805-1833. Willner, A.P., Thomson, S.N., Kröner, A., Wartho, J.A., Wijbrans, J.R., Hervé, F., 2005. Time markers for the evolution and exhumation history of a Late Paleozoic paired metamorphic belt in North-Central Chile(34–35°30'S). Journal of Petrology 46, 1835-1855.

MAGM-5: Metamorfismo en la corteza

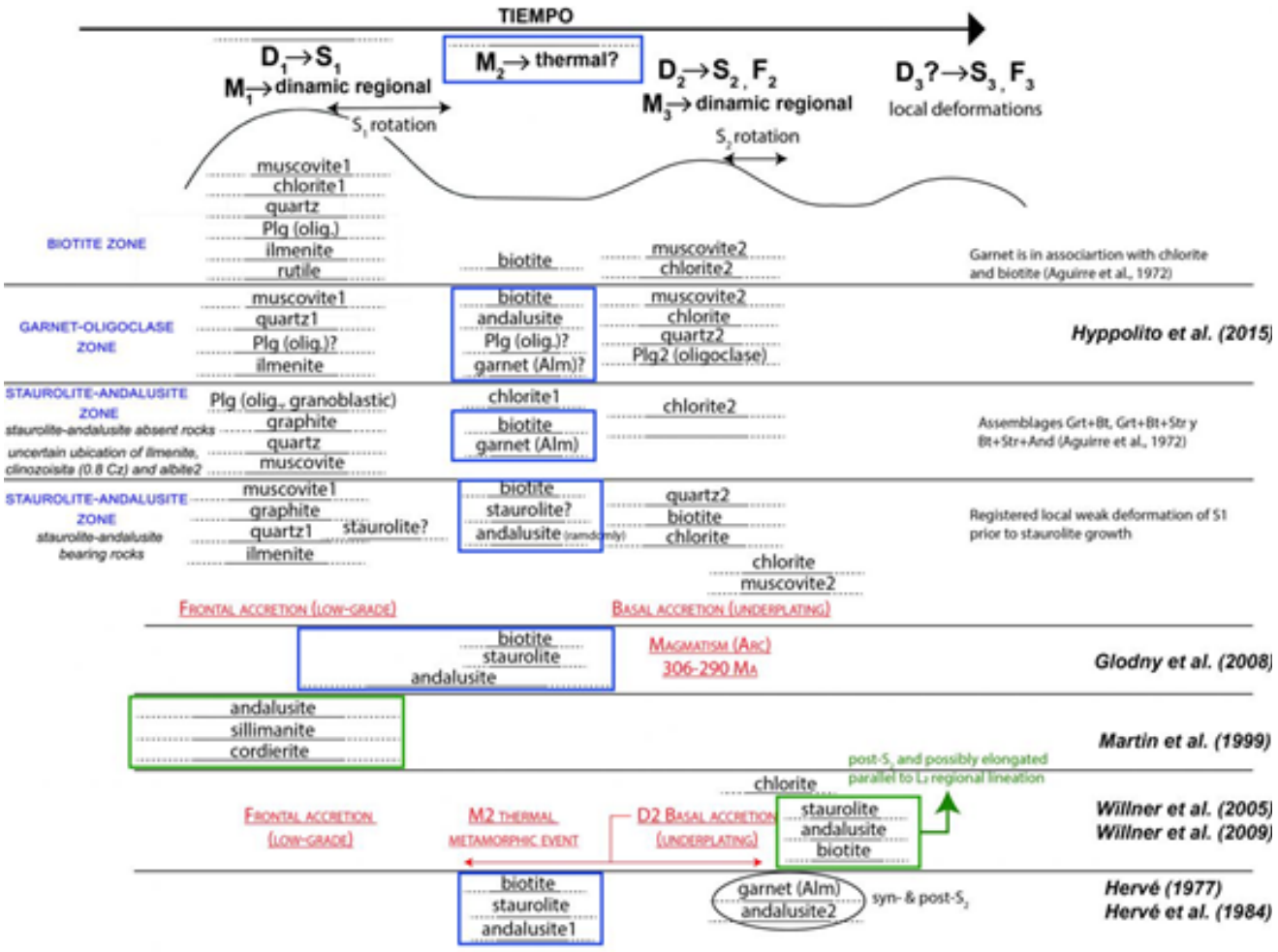


Fig. 1. Summary of the metamorphic-deformational evolutionary theories about the Eastern Belt of the Accretionary Prism of Central Chile.

MAGM-5: Metamorfismo en la corteza

La estructura de la Serie Oriental en la zona del Río Maule, Constitución (Chile)

Joaquín García-Sansegundo[1], Alvaro Rubio-Ordóñez[1], Nemesio Heredia[2], Jennifer Santos-Martínez[1], **Camilo Palape[3]**, Andrés Cuesta[1], Pedro Farias[1], Gloria Gallastegui[2], Olga García-Moreno[1], Fidel Martín-González[4], Thaís Hyppolito[5].
(1) Universidad de Oviedo (Oviedo, España)
(2) Instituto Geológico y Minero de España (Oviedo, España)
(3) Universidad de Chile (Santiago, Chile)
(4) Universidad Rey Juan Carlos (Madrid, España)
(5) Universidade de São Paulo (Brasil)

Las rocas del basamento que afloran en la Cordillera de la Costa de Chile, entre los paralelos 28º y 38º de latitud Sur, fueron deformadas bajo diferentes condiciones metamórficas durante la Orogenia Gondwánica o San Rafael (Carbonífero Superior-Pérmico Inferior). En el sector del Río Maule, a 35º de latitud Sur (Fig. 1.1), esta orogenia se produjo como consecuencia de la subducción de la placa paleo-Pacífica bajo el margen occidental de Gondwana con una inclinación normal, ya que el arco magmático, representado por el Batolito de la Costa, mantuvo la misma posición durante este periodo.

Litoestratigrafia y Petrología

Aguirre *et al.* (1972) dividieron el basamento de la Cordillera de la Costa en dos series atendiendo al tipo de metamorfismo y a la naturaleza del protolito: -Serie Occidental: se encuentra deformada en condiciones metamórficas de alta presión y baja temperatura (HP-LT) y constituida por esquistos con blastos de albita con o sin granate, e intercalaciones de corteza oceánica representada por esquistos verdes, y más raramente azules, junto con serpentinitas, mármoles, metapelitas grafitosas, metacherts y metasedimentos ferruginosos. Las metabasitas tienen signatura geoquímica de basaltos tipo OIB, E-MORB y N-MORB (Hyppolito *et al*., 2014). En la actualidad, se interpreta que estas rocas representan un prisma de acreción exhumado durante la Orogenia Gondwánica (Willner *et al*., 2005; Glodny *et al*., 2005; Richter *et al*., 2007). -Serie Oriental: se compone de metagrauvacas y metapelitas deformadas bajo condiciones metamórficas de baja presión y alta temperatura (LP-HT) (Willner *et al*., 2005), en las que se reconocen fácilmente los rasgos originales de la roca. Esta serie se originó en una cuenca de *forearc* o de retrocuña (Hervé, 1988; Willner *et al*., 2000). Además de estas rocas, en el sector del Río Maule afloran dos cuerpos de rocas intrusivas con las siguientes características (Fig. 1.1): -Batolito de la Costa: se trata de monzogranitos cataclásticos, granodioritas y granitos sieníticos. Este batolito mesozonal y de carácter calcoalcalino, intruyó en la Serie Oriental previamente deformada (Gana y Hervé, 1983). En Pichilemu (al Norte del Río Maule), el Batolito de la Costa fue datado en 305±1 Ma mediante el método de evaporación Pb-Pb en circones (Willner *et al*., 2005). -Granito de Constitución: Es un monzogranito epizonal que intruye en la Serie Occidental generando una aureola de contacto de escasos centenares de metros (Gana y Hervé, 1983). Se trata de una intrusión postorogénica respecto a la deformación Gondwánica.

Estructura y Metamorfismo en la Serie Occidental

En la Serie Occidental se observa una foliación regional (S2), generalizada en todas las rocas y suavemente plegada por estructuras posteriores. En los esquistos de esta serie la primera foliación solo es visible en lámina delgada y corresponde a un clivaje (S1) definido por la orientación de pequeños cristales de mica blanca (Ms1). La segunda foliación que se reconoce (S2) resulta del microplegamiento de la S1 y se trata de una esquistosidad de crenulación definida por dominios de mica blanca (Ms2) y microlitones donde se reconoce la S1 plegada. Se han observado blastos de albita que se encuentran rotados y rodeados por cristales de mica blanca (Ms2), generando sombras de presión de Ms2 y clorita (Fig. 1.2). En el interior de los blastos puede observarse la foliación S1 plegada, definida por la disposición alineada de inclusiones. En la zona del Río Maule, el metamorfismo regional que afecta a la Serie Occidental aumenta hacia el Oeste y se desarrolla en condiciones de alta presión. Estudios recientes sitúan las condiciones de presión y temperatura en 7-11 kbar y 350-400ºC , habiéndose obtenido una edad para el clímax metamórfico de 292-319 Ma con el método Ar-Ar en fengitas (Willner *et al*., 2005).

Estructura y Metamorfismo en la Serie Oriental

Con base en un corte geológico realizado a lo largo del Río Maule (Fig. 1.3) y a partir de criterios de superposición de estructuras, en la Serie Oriental se han diferenciado tres episodios de deformación principales: Episodio de deformación D1. Pertenecientes a este episodio solamente se han observado algunos pliegues acostados, de dirección aproximada N-S, isoclinales y vergentes al Este (Fig. 1.3). A estos pliegues se asocia un clivaje pizarroso (S1), solo visible en lámina delgada, con buen desarrollo en toda la Serie Oriental y que viene definido por la orientación dimensional preferente de blastos de moscovita (Ms1) y biotita (Bt1) (Figs.



1.4, 1.5, 1.6, 1.7). Episodio de deformación D2. Este es el episodio de deformación principal y, en relación con él, se han generado pliegues apretados a todas las escalas, generalizados en toda la zona, de dirección NNE-SSO, y vergentes hacia el Este. Estos pliegues se relacionan con cabalgamientos y retrocabalgamientos (con *back-folds* D2 asociados) que se encuentran plegados por las estructuras post-D2 (Fig. 1.3). Los pliegues D2 llevan asociada la foliación regional (S2) que es un clivaje de crenulación definido por dominios de moscovita (Ms2) y biotita (Bt2), y microlitones de moscovita (Ms1), biotita (Bt1), clorita y cuarzo, cuyo espaciado viene determinado por el tamaño de los blastos (Fig. 1.7). La S2 rodea a estos blastos y pseudomorfos, formando sombras de presión que indican un crecimiento post-cinemático respecto a la D1 y pre-cinemático respecto a la D2 (Fig. 1.4). Ocasionalmente, pueden reconocerse arcos poligonales de moscovita (Ms2) que indican la recristalización de la Ms1 previa (Fig. 1.6). Se ha observado que algunos pliegues D2 se asocian a retrocabalgamientos que, posiblemente, se generaron cuando la deformación D2 encontró dificultades para su propagación hacia el Este. Estas dificultades pudieron haber sido debidas a que hacia el Este ya se había emplazado el Batolito de la Costa. Episodio de deformación D3. Consiste en pliegues abiertos y vergentes al Este, de desarrollo irregular y que deforman a las estructuras D2. Estas estructuras son las últimas estructuras gondwánicas observables en este sector. El metamorfismo en esta Serie Oriental, coetáneo con la intrusión a 305±1 Ma del Batolito de la Costa, se produjo en condiciones de baja presión (3 kbar), temperatura progresiva hacía las proximidades del Batolito desde 400 hasta 720ºC, y tuvo lugar entre los 301-296 Ma (Ar-Ar en moscovita; Willner *et al.*, 2005).

Discusión y Conclusiones

En el sector del Río Maule, durante las primeras etapas de deformación gondwánica existe un cambio en el carácter del metamorfismo entre las series Occidental y Oriental. La Serie Occidental representa un prisma de acreción en el que se alcanzaron condiciones metamórficas de HP-LT al principio de la deformación gondwánica (antes del desarrollo de las estructuras D2), mientras que la Serie Oriental corresponde a rocas metasedimentarias de la cuenca de *forearc* o retrocuña, donde el metamorfismo durante el episodio de deformación D1 es de bajo grado. Este cambio en el tipo de metamorfismo entre ambas series indica que la Occidental debió levantarse durante el episodio de deformación D2, después de ser deformada bajo condiciones HP-LT. Esta interpretación se ve reforzada por el hecho de que el gradiente de la deformación D2 aumenta gradualmente hacia el Oeste (Hervé, 1988; Richter *et al*., 2007). Asimismo, es factible interpretar que la Serie Occidental cabalgó sobre la Oriental durante el segundo episodio de deformación (D2). La causa de la exhumación del prisma de acreción durante el episodio D2 pudo estar relacionada con una interrupción de la subducción de la placa paleo-Pacífica bajo Gondwana debido a la llegada a la trinchera de un relieve submarino, tal y como fue sugerido por García-Sansegundo *et al*. (2014) en la zona de Huentelauquén (al Norte del sector del Río Maule). Agradecimientos. Este trabajo ha sido financiado con el Proyecto TORANDES (CGL2012-38396-C03) del Plan Nacional de I+D+i de España y Fondos FEDER de la UE.

Referencias

Aguirre, L., Hervé, F. & Godoy, E. (1972). Distribution of metamorphic facies in Chile: an outline. *Krystallinikum*, 9, 7-19. Gana, P. & Hervé, F. (1983). Geología del basamento cristalino de la Cordillera de la Costa entre los ríos Mataquito y Maule, VII Región. *Revista Geológica de Chile*, 19, 37-56. García-Sansegundo, J., Farias, P., Heredia, N., Gallastegui, G., Charrier, R., Rubio-Ordóñez, A. &Cuesta, A. (2014). Structure of the Andean Paleozoic basement in the Chilean coast at 31º 30' S: Geodynamic evolution of a subduction margin. *Journal of Iberian Geology,* 40 (2), 293-308. Glodny, J., Lohrmann, J., Echtler, H., Grafe, K., Seifert, W., Collao, S. & Figueroa, Ó. (2005). Internal dynamics of a paleoaccretionary wedge: insights from combined isotope tectonochronology and sandbox modelling of the South-Central Chilean forearc. *Earth and Planetary Science Letters*, 231(1-2), 23-39. Hervé, F. (1988). Late Palaeozoic subduction and accretion in Southern Chile. *Episodes*, 11, 183-188. Hyppolito, T., Juliani, C., García-Casco, A., Meira, V.T., Bustamante, A. & Hervé, F. (2014). The nature of the Palaeozoic oceanic basin at the SW margin of Gondwana and implications for the origin of the Chilenia terrane (Pichilemu region, central Chile). *International Geology Review,* 56 (9), 1097-1121. Richter, P.P., Ring, U., Willner, A.P. & Leiss, B. (2007). Structural contacts in subduction complexes and their tectonic significance: the Late Palaeozoic coastal accretionary wedge of central Chile. *Journal of the Geological Society*, 164, 203-214. Willner, A.P., Hervé, F. & Massonne, H.J. (2000). Mineral chemistry and pressure-temperature evolution of two contrasting high-pressure-low-temperature belts in the Chonos Archipelago, Southern Chile. *Journal of Petrology*, 41(3), 309-330. Willner, A.P., Thomson, S.N., Kroner, A., Wartho, J.A., Wijbrans, J.R. & Hervé, F. (2005). Time markers for the evolution and exhumation history of a Late Palaeozoic paired metamorphic belt in north-central Chile (34 degrees-35 degrees 30 ´ S). *Journal of Petrology*, 46(9), 1835-1858.

MAGM-5: Metamorfismo en la corteza

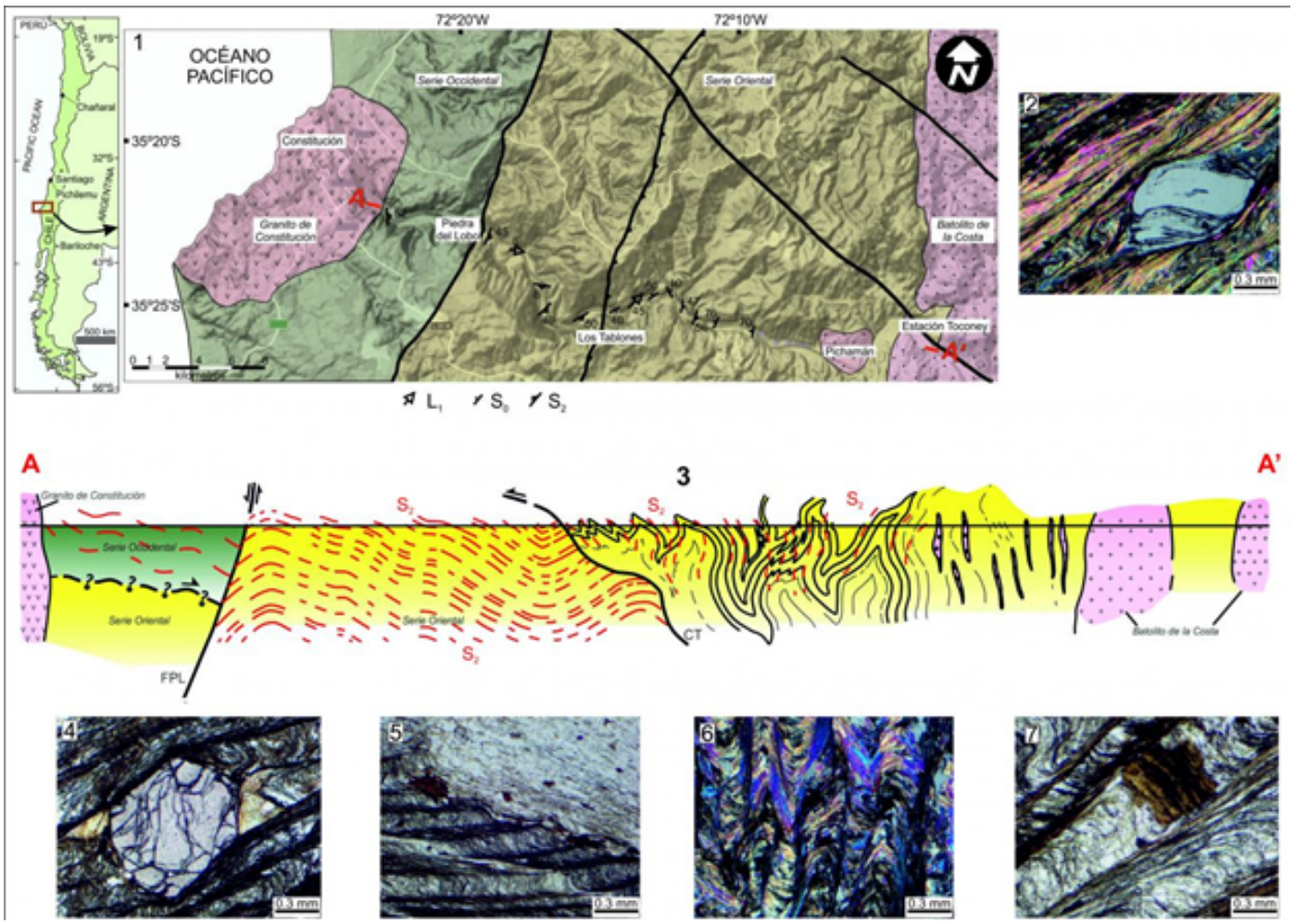


Figura 1. (1) Mapa geológico del sector occidental del río Maule. (2) Serie Occidental: Blasto de albita con inclusiones y S1 plegadas, rodeado de Ms2 y con sombras de presión. (3) Corte geológico entre Constitución y la Estación de Toconey. Serie Oriental: (4) Blasto de granate post-cinemático respecto a D1 y pre-cinemático respecto a D2, (5) Relación entre la estratificación y las foliaciones tectónicas S1 y S2, (6) Arcos poligonales de moscovita crecidos durante la D2 sobre cristales orientados según la S1, (7) Blasto de biotita controlando el espesor de los microlitos de S2. Ancho de las fotos 1,8 mm.

MAGM-5: Metamorfismo en la corteza

Caracterización petrográfica y geoquímica de rocas de bajo grado metamórfico en un prisma acrecionario: Evidencias de una paleo zona sismogénica

Leslie Guajardo[1], Verónica Oliveros[1], Christian Creixell[2].
(1) Departamento Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias Químicas, Universidad de Concepción, Concepción, Chile
(2) Servicio Nacional de Geología y Minería, Chile

Dentro del Complejo Epimetamórfico Chañaral, específicamente en el área de la carta Freirina-El Morado ubicada en la región de Atacama (Chile), se encuentran rocas de bajo grado metamórfico pertenecientes a un paleo prisma acrecionario de edad Carbonífera, que muestran haber experimentado una intensa deformación en la transición frágil-dúctil evidenciada en su petrografía a microescala. Un grupo de rocas en especial de la zona, catalogadas previamente como brechas de mélange, presentan ciertas características particulares en su matriz: Venas negras con geometría irregular y en algunos casos brechiforme compuestas de una matriz opaca microlítica, textura de flujo cataclástico y neomineralización producto de fusión friccional. Estas venas cortan a la fábrica metamórfica de bajo grado y asimilan en su interior parte de la matriz y los clastos de la roca original; aquella disposición en conjunto con las características texturales y mineralógicas de ellas son atribuibles a pseudotaquilitas, correspondientes a un registro fidedigno de una zona sismogénica. El objetivo de este estudio consiste en el análisis petrográfico y de microscopía electrónica de dichas rocas con el fin de inferir su proceso de formación y eventos posteriores que las hayan afectado. Datos preliminares, basados en estudios micropetrográficos y análisis SEM, muestran en las venas la presencia de microlitos afectados por deformación frágil en conjunto con neominerales de mayor temperatura o distintos a los de la roca original, tales como ilmenita, biotita, cuarzo y monacita. Las condiciones de cristalización que se infieren de ellas pueden haber sido generadas en el contexto de la zona sismogénica del prisma acrecionario de edad carbonífera. La recopilación de nuevos antecedentes petrográficos y de composición química de la matriz de las brechas, junto con integración de datos previos de presión y temperatura permitirán acotar la ubicación de las rocas en la paleo zona sismogénica.

MAGM-5: Metamorfismo en la corteza

Condiciones de presión y temperatura de anfibolitas en Loma de Guzmán, Sector La Cabaña, IX Región

Juan Carlos Moral[1], Gaëlle Plissart[2], José María González-Jiménez[3], Leonardo Garrido[4], Christophe Monnier[5], Hervé Diot[5], Julien Berger[6].
(1) Instituto de Ciencias de la Tierra, Ciencias, Universidad Austral de Chile
(2) Instituto de Ciencias de la Tierra, Universidad Austral de Chile
(3) Universidad de Granada
(4) Universidad de Chile
(5) Université de Nantes
(6) Université de Toulouse

Introducción El basamento metamórfico de la Cordillera de la Costa de Chile (32°-42°S) se divide en dos unidades geológicas: una Serie Oriental (LT-LP, localmente HT [1]) y una Serie Occidental (LT-HP, [2]), que corresponde respectivamente a partes someras y profundas del paleo-prisma de acreción chileno. Estudios metamórficos estiman condiciones de 8-9 kbar/420°C para metasedimentos en las cercanías de Valdivia [3], mientras que condiciones más altas fueron encontradas en el sector de Los Pabilos, con 10-14 kbar/500-550°C [4] en bloques de retro-eclogitas. Este último camino PT fue interpretado como un ambiente caliente presente en un sistema de subducción aún inmaduro. Finalmente se destaca la presencia de varios cuerpos ultramáficos serpentinizados, adentro de los cuales se encuentra el cuerpo de La Cabaña (38°32´S-73°18´O). Trabajos previos en estas rocas ultramáficas sugieren que se asocian a un centro de expansión desarrollado en una zona de supra subducción [5]. Recientemente, [6] evidenciaron la presencia de un ensamblaje de alta presión con olivino metamórfico, Ti-clinohumita y Ti-chondrodita, para lo cual estimaron condiciones de equilibrio de 15-25 kbar (> 50 km) para 450-650°C. Además, [7] estiman condiciones de ~600ºC/11.5 kbar para un ensamblaje compuesto de olivino metamórfico, antigorita, magnetita y dolomita, y de 400-450°C/12-14 kbar para una antigoritita. El presente trabajo investiga rocas máficas de un cuerpo de 3 km^2 en la Loma Guzmán [8], a ~2 km del cuerpo ultramáfico de Centinela Bajo Norte, en rocas cajas de mica-esquistos. Esto, mediante estudios petrológicos, análisis de química mineral y condiciones metamórficas de rocas máficas cercanas al cuerpo serpentinítico de La Cabaña (IX Región). Las condiciones de equilibrio de las diferentes asociaciones mineralógicas fueron estimadas mediante: 1) geotermobarometría convencional basada sobre intercambio catiónico, 2) método multi-equilibrio usando winTWQ y 3) construcción de una pseudosección usando Perple_X, versión 6.8.1 junto con datos termodinámicos de Holland y Powell [9]. Resultados Las rocas presentan textura nematoblástica formada por clinozoisita y anfíboles prismáticos de 0.8-1 mm, con porfiroblastos de granate y biotita. Los anfíboles muestran un núcleo verde intenso (magnesio-ferro hornblenda, Fig. 1a) y bordes verdes pálido a translucidos (actinolita, Fig. 1a). Se observa retrogradación de anfíboles a clorita de tipo clinocloro-dafnita. Los granates son muy particulares, con un núcleo homogéneo, una fina zona intermedia y un importante borde de reacción homogéneo (Fig. 1b). Corresponden principalmente al tipo almandino-grosularia y muestran una zonación química caracterizada por un aumento de Ca y Mn y una disminución considerable de Mg y Fe^{+2} desde el núcleo hacia el borde, típico de una evolución retrograda. Los blastos de biotita no parecen zonados y se clasifican como annita. Finalmente, se observa la presencia en la matriz de ilmenita (significativamente retrogradada en titanita, Fig. 1c) junto con minerales de rutilo. Ilmenita con borde de rutilo aparece en el núcleo de los granates (Fig. 1d). Se tiene además que destacar la presencia de granos de zircón entre los 30 a 40 µm, presentes en la matriz y en los bordes o fracturas de los granates (Fig. 1b-c). Por lo tanto, se distinguen 2 asociaciones minerales: Hbl + Ep + núcleo granate + Bt + Ilm/Rt correspondiente probablemente a condiciones del *peak* metamórfico y Act + Chl + borde granate + Ttn +- Ms +- Zrc a condiciones retrogradas. *Peak metamórfico:* Para estimar estas condiciones, se utilizaron los termómetro granate-hornblenda [10] aplicado para los núcleos de granate y el contenido en TiO_2 y de Ti en anfíboles cálcicos [11, 12], que entregaron respectivamente temperaturas del orden de los ~680°C, ~630°C y un rango de 501 a 577°C (Fig. 1e). La presión fue estimada a partir del contenido en Al_2O_3 de anfíboles [11] con resultados de ~10.83 kbar. Además, se calculó una pseudosección en el sistema MnNCKFMASHTO (Fig. 1f), a partir de una composición química efectiva calculada a partir de la moda composicional y la densidad de los minerales en lámina delgada. El campo de estabilidad del ensamblaje mineral del *peak metamórfico* es observado para condiciones de 542.35-639.85°C y 9.5-13 kbar. *Evento de retrogradación:* Para estimar estas condiciones, se utilizaron los geotermómetros basados en el contenido en AlIV en clorita de [13] y [14], entregando rangos de 300-321°C y 303-465°C (Fig.1e) respectivamente. Finalmente, los termómetros biotita-granate de [15], aplicado en su borde, y de Ti en biotita [16] indican temperaturas de 320-450°C. El geobarómetro de [17] basado en el contenido de Si de las fengitas, entrega presiones del orden de 4 a 6 kbar para los rangos de T mencionados. Además, se calcularon equilibrios locales mediante reacciones multivariantes con el software winTWQ, a partir de la asociación en equilibrio de clorita-fengita-cuarzo-H_2O, que indican rangos de 8-12 kbar y 300-450°C (Fig. 1g). Discusión y Conclusión Los resultados de estimación de presión y temperaturas para las rocas máficas de la Loma Guzmán indican claramente que fueron afectadas por 2 eventos metamórficos: 9.5-13 kbar para ~600°C, para el *peak* metamórfico y 320 a 440°C < 8 kbar para el evento retrogrado. Las condiciones del *peak* sugieren un ambiente caliente para profundidades del orden de 37 km. La ausencia de zonación en el núcleo



relicto del granate sugiere que se re-equilibró a temperaturas importantes (~600°C) y/o con la presencia de muchos fluidos, que permiten una difusión rápida de los elementos. Las condiciones PT estimadas para el *peak* ocurren típicamente al inicio de una zona de subducción, lo cual también se evidenció en otras rocas en Chile [18]. Por ejemplo, en el sector de Los Pabilos, se encuentran anfibolitas con granate con formación estimada a 550°C/13 kbar (~361 Ma con Ar-Ar en anfíbola, [4]) o 680°C/13.75 kbar (~340 Ma con Lu-Hf en granate, [19]). Es posible entonces que las rocas en estudio se formaron durante un evento comparable. Cabe destacar que las condiciones PT obtenidas son similares a las registradas por [7] en algunas serpentinitas de La Cabaña, por lo que es probable que las serpentinitas ayudaron a la exhumación tectónica de las rocas máficas estudiadas, para finalmente ser incorporadas en los metasedimentos del prisma. Este evento de retrogradación fue significativo, ya que afectó notablemente a los granates que presentan bordes muy desarrollados ricos en Mn y Ca, y núcleos aislados enriquecidos en Fe y Mg, con halos de reacción intermediario. Aunque la presencia de un borde de zonación química retrograda es común en los granates, implica generalmente un volumen de re-equilibrio de granate poco importante. En el caso presente, esta retrogradación llega en algunos granos hasta casi afectar a la totalidad del granate. Según [20], esta zonación "inversa" del granate o resorción, se produce gracias a la disponibilidad y difusión de cationes de Mn durante una etapa de retrogradación con muchos fluidos. En las rocas estudiadas, se evidenció la desestabilización de la ilmenita en titanita durante este episodio, lo que podría entonces corresponder a la fuente de Mn [21]. Además, este evento retrogrado es caracterizado por la presencia de zircones en la matriz, adentro de titanita, y como inclusiones dentro del borde del granate. También se observa crecimiento de rutilo sobre ilmenita (Fig. 1.e) por consumo de esta última durante una fase de enfriamiento [22]. Lo anterior sugiere removilización de Zr por fluidos metamórficos durante la exhumación en el prisma [23]. Las edades U/Th de zircones registradas por [23] (~283.4 Ma) en el *"Blackwall"* de la Cabaña son similares a las registradas por [8] (~282 Ma con K-Ar en fucsitas) por lo que el presente estudio entrega condiciones de PT de metabasitas asociadas a rocas ultramáficas en la base del prisma durante un emplazamiento caliente. Esto ofrece además la oportunidad de realizar dataciones de zircones vinculado a un metamorfismo retrogrado. Referencias [1] Aguirre, L.; Hervé, F.; Godoy, E. Distribution of metamorphic facies in Chile-an outline; Krystalinikum,1972; Vol. 9, p. 7-19. [2] Hervé, F. Late Paleozoic subduction and accretion in Southern Chile, Episodes, 11, 183– 188; 1988. [3] Glodny, J., et al. Internal dynamics of a paleoaccretionary wedge: Insights from combined isotope tectonochronology and sandbox modelling of the southcentral Chilean forearc.Earth and Planetary Science Letters.2005. [4] Kato, T.T.; Sharp, W.; Godoy, E. Inception of a Devonian subduction zone along the southwestern Gondwana margin: 40Ar/39Ar dating of eclogite–amphibolite assemblage in blueschist boulders from the Coastal Range of Chile (41°S). Canadian Journal of Earth Sciences. 2008. [5] González-Jiménez, J. M.et al. A secondary precious and base metal mineralization in chromitites linked to the development of a Paleozoic accretionary complex in Central Chile.; Ore Geology Reviews. 2016. [6] González-Jiménez, J. M et al., Titanian clinohumite and chondrodite in antigorite serpentinites from Central Chile: evidence for deep and cold subduction. European Journal of Mineralogy. 2017. [7] Plissart, G. et al., Medium- and high-P serpentinites preserved in the Chilean paleo-accretionary prism. *(En proceso);*2018. [8] Höfer, C., et al, Chromite-bearing serpentinite bodies within an arc– Backarc metamorphic complex near La Cabaña, south Chilean Coastal Cordillera. Journal of South American Earth Sciences.2001. [9] Holland, T., & Powell, R. An improved and extended internally consistent thermodynamic dataset for phases of petrological interest, involving a new equation of state for solids. Journal of Metamorphic Geology.2011. [10] Ravna, E. K., Distribution of Fe2+ and Mg between coexisting garnet and hornblende in synthetic and natural systems: an empirical calibration of the garnet–hornblende Fe–Mg geothermometer. Lithos.2000. [11] Ernst, W. G., & Liu, J. Experimental phase-equilibrium study of Al- and Ti-contents of calcic amphibole in MORB; a semiquantitative thermobarometer. American Mineralogist;1998. [12] Zenk, M., & Schulz, B. Zoned Ca-amphiboles and related P-T evolution in metabasites from the classical Barrovian metamorphic zones in Scotland. Mineralogical Magazine.2004. [13] Cathelineau, M., & Nieva, D. A chlorite solid solution geothermometer the Los Azufres (Mexico) geothermal system. Contributions to Mineralogy and Petrology.1985. [14] Lanari, P., Wagner, T., & Vidal, O. A thermodynamic model for di-trioctahedral chlorite from experimental and natural data in the system MgO–FeO–Al2O3–SiO2–H2O: applications to P–T sections and geothermometry. Contributions to Mineralogy and Petrology. 2014. [15] Bhattacharya, A., et al. Non-ideal mixing in the phlogopite-annite binary: constraints from experimental data on Mg? Fe partitioning and a reformulation of the biotite-garnet geothermometer. Contributions to Mineralogy and Petrology. 1992. [16] Wu, C.-M., & Chen, H.-X. Revised Ti-in-biotite geothermometer for ilmenite- or rutile-bearing crustal metapelites. Science Bulletin. 2015. [17] Velde, B. Si+4 Content of natural phengites. Contributions to Mineralogy and Petrology. 1967. [18] Hyppolito, T., et al. Late Paleozoic onset of subduction and exhumation at the western margin of Gondwana (Chilenia Terrane): Counterclockwise P–T paths and timing of metamorphism of deep-seated garnet–mica schist and amphibolite of Punta Sirena, Coastal Accretionary Complex, central Chile (34° S). Lithos. 2014. [19] Willner, A.P., et al. The contrasting evolution of collisional and coastal accretionary systems between the latitudes 30° S and 35° S: evidence for the existence of a Chilenia microplate. Contributions to Mineralogy and Petrology. 2010. [20] De Béthune, P., Laduron, D., & Bocquet, J. Diffusion processes in resorbed garnets.Contributions to Mineralogy and Petrology. 1975. [21] Gulbin, Y. L. Modeling of zoning patterns in garnet: Thermodynamic and kinetic aspects. Geology of Ore Deposits. 2013. [22] Kohn,J. , Engi,M, & Lanari,P. Petrochronology. De Gruyter; 2017. [23] Romero, R., et al., Timing the tectonic mingling of ultramafic rocks and metasediments in the southern section of the coastal accretionary complex of central Chile.International Geology Review. 2017. [24] Hawthorne, F. C., et al. Nomenclature of the amphibole supergroup. American Mineralogist. 2012

MAGM-5: Metamorfismo en la corteza

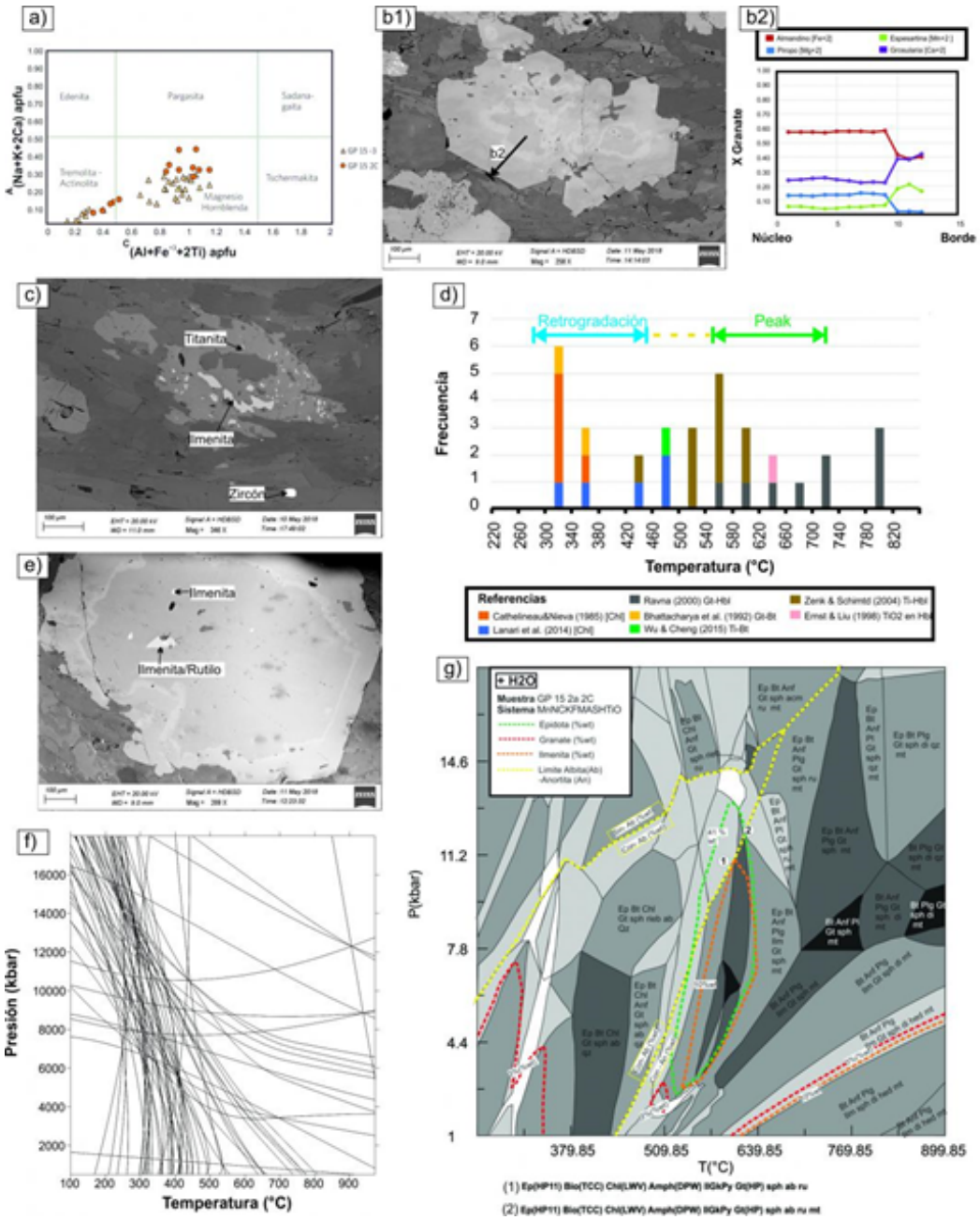


Figura 1: a) Diagrama de clasificación de anfíboles cálcicas obtenido por Hawthorne y otros [24]. b1) Granate con zonación inversa, rico en bordes de Mn y un núcleo almandino. b2) Perfil químico del granate obtenido por instrumento SX Five en el Centro de Microcaracterización Raimond Casting (Toulouse, Francia). c) Ilmenita con bordes de titanita en la matriz, junto con zircón euhedral. Imagen SEM Universidad Austral de Chile. d) Termómetros obtenidos con peak metamórfico (~600°C) y de retrogradación (~300-400°C). Línea amarilla segmentada representa variabilidad entre ambos eventos de termometría con Ti. e) Ilmenita rodeada por rutilo, dentro del núcleo almandino del granate. f) Multiequilibrio TWQ de chl-phg-qz en muestra GP 15-3. Evento de retrogradación. g) Pseudosección obtenida con software Perple_X 6.8.1. Se observan isopletas de composición modal (%wt o peso) obtenidas con Werami de los minerales pertenecientes a la lámina GP 15-2C 2A.

MAGM-5: Metamorfismo en la corteza

Cristaloquímica y blástesis de micas blancas en metapelitas del afloramiento de Infiernillo, Pichilemu, Chile

Francisco Alberto Muñoz[1], Gilda Collo[1,2], Sebastian Verdecchia[2,1], Camilo Palape[3].
(1) Geologia, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba
(2) CICTERRA (CONICET-UNC) , Argentina
(3) Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile

El afloramiento de Infiernillo en la ciudad de costera Pichilemu, en Chile Central, es conocido por la ocurrencia de rocas metamórficas de alta presión y baja temperatura, pertenecientes a la Serie Occidental del basamento metamórfico de Chile. El afloramiento se caracteriza por presentar intercalaciones decimétricas a métricas de rocas metasedimentarias y metabasitas. Las rocas metasedimentarias (metasamopelitas y metapelitas) están representadas por filitas. En este trabajo, se presentan los análisis petrográficos y cristaloquímicos (índice de Kübler (IK) y parámetro *b*) realizados sobre las filitas del afloramiento de Infiernillo. A partir del análisis petrográfico, se establece un evento metamórfico principal M2-D2 (foliación S2 con blástesis asociada de MB2 - Chl2 - Qz3 ± [Chl1 - Ab - Stp - Stp – Ilm]), un evento metamórfico M3-D3 (foliación S3 con blástesis muy localizada de MB3 - Qz3 - Chl3) de características deformacionales frágil-dúctiles y un evento D4 de características frágiles. Los valores de parámetro *b* de la mica blanca varían entre 9,012 Å y 9,052 Å (n= 15), correspondiendo a presiones metamórficas intermedias a altas. En muestras representativas de metapelitas (n= 11), se obtuvieron medidas de IKCIS sobre tres poblaciones granulométricas de arcillas (≤ 2, 10 y 20 µm), con valores entre 0,326 y 0,380 Δ°2θ para población ≤ 2µm, entre 0,291 y 0,318 Δ°2θ para población de 10 µm y entre 0,257 y 0,280 Δ°2θ para la población de 20 µm. Combinando la información petrográfica y el análisis de tamaño de partículas, los valores obtenidos para el parámetro *b* y lo valores de IKCIS obtenidos para la población de 20 µm se pueden asignar a la misma fase neoformada MB2 asignadas al evento M2, que indicarían respectivamente condiciones de presión intermedia a altas y temperaturas de blástesis en epizona media. La población granulométrica ≤ 2 µm son relacionados a las micas blancas generadas durante el evento M3 (MB3), con valores de IKCIS que indicarían temperaturas de crecimiento en condiciones de anquizona alta. La población granulométrica de 10 mm representaría una mezcla de fracciones de ≤ 2 y 20 µm, por lo que los valores de IKCIS obtenidos serían valores de mezcla.

MAGM-5: Metamorfismo en la corteza

Geochronology of shear zones: Use with caution

Sebastián Oriolo[1], Klaus Wemmer[2], Pedro Oyhantçabal[3], Haakon Fossen[4], Bernhard Schulz[5], Siegfried Siegesmund[2].
(1) IGEBA (CONICET-Universidad de Buenos Aires)
(2) Geoscience Center, Georg-August-Universität Göttingen
(3) Departamento de Geodinámica Interna, Facultad de Ciencias, Universidad de la República
(4) Museum of Natural History/Department of Earth Science, University of Bergen
(5) TU Bergakademie Freiberg, Institute of Mineralogy

Assessing the timing of shear zone activity is crucial to reconstruct the tectonometamorphic evolution of the lithosphere. The interpretation of thermochronological data from shear zones is, however, not straightforward. In the first place, closure temperatures (Dodson, 1973) depend on a number of factors, such as grain size, cooling rate, and mineral composition, among others. Recalculations of closure temperature for muscovite considering parameters presented by Harrison *et al.*, (2009) reveal, for instance, differences of *ca.* 40°C for grain sizes of 500 and 100 µm. Likewise, variations of *ca.* 60°C are obtained for cooling rates of 1 and 100°C/my. Major differences are also observed when considering mineral compositions, as shown by X_{annite} for biotite and phlogopite (Grove and Harrison, 1996). In this case, closure temperature differences of > 100°C are obtained. On the other hand, deformation-related processes such as dynamic recrystallization, neocrystallization, and fluid circulation play a major role in isotopic diffusion. When present, fluid-assisted (re)crystallization is a more efficient mechanism for isotopic exchange than thermally activated diffusion and hence, it will be the main controlling factor (Villa, 1998). Lattice defects related to deformation microstructures may also control diffusion (*e.g.* Cosca *et al.*, 2011). For this reason, geochronological data from shear zones may not only record cooling below closure temperature conditions but also neo-/recrystallization, fluid-assisted deformation or inheritance of the protolith age(s). Thus, ages cannot be solely interpreted as a function of temperature in sheared rocks. In order to robustly reconstruct P-T-D-t paths of long-term crustal-scale shear zones, structural, microstructural and petrological data from mylonites need to be integrated with ages from different thermochronometric systems (Oriolo *et al.*, *under review*). In addition, geochronological data from associated intrusions and adjacent blocks can provide further constraints on the timing of deformation and its regional implications (Oriolo *et al.*, 2016).

References Cosca *et al.*, 2011. Geochim. Cosmochim. Acta 75, 7759-7778. Dodson, 1973. Contrib. Mineral. Petrol. 40, 254-274. Grove & Harrison. 1996. Am. Mineral. 81, 940-951. Harrison *et al.*, 2009. Geochim. Cosmochim. Acta 73, 1039-1051. Oriolo *et al.*, 2016. Tectonics 35, 754-771. Oriolo *et al.*, Earth-Sci. Rev., *under review*. Villa. 1998. Terra Nova 10, 42-47.

MAGM-5: Metamorfismo en la corteza

The Gondwanide basement of Bariloche (Argentina) revisited

Sebastián Oriolo[1], Pablo Diego González[2], Bernhard Schulz[3], Florencia Bechis[4], Ezequiel Olaizola[4], Joachim Krause[5].
(1) IGEBA (CONICET-Universidad de Buenos Aires)
(2) Instituto de Investigación en Paleobiología y Geología (UNRN-CONICET)
(3) TU Bergakademie Freiberg, Institute of Mineralogy
(4) Instituto de Investigaciones en Diversidad Cultural y Procesos de Cambio (IIDyPCa), CONICET-Universidad Nacional de Río Negro
(5) Helmholtz-Zentrum Dresden-Rossendorf, Helmholtz Institut Freiberg für Ressourcentechnologie

The igneous-metamorphic basement that crops out in the Bariloche region of Argentina represents one of the key exposures of the Upper Paleozoic Gondwanide orogen in northern Patagonia. These basement rocks were correlated with the Colohuincul Complex, exposed further north, and consist mainly of paragneisses and schists and minor intercalations of metabasites, felsic orthogneisses, metarhyolites and foliated intrusions (Dalla Salda *et al.*, 1991). Structural and microstructural observations were presented by Dalla Salda *et al.* (1991) and García-Sansegundo *et al.* (2009), whereas first P-T calculations and EMP Th-U-Pb monazite ages of *ca.* 392 and 350 Ma were reported by Martínez *et al.* (2012). In this contribution, new structural, microstructural, thermobarometric and EMP Th-U-Pb monazite data are integrated in order to provide a reconstruction of the P-T-D-t (pressure-temperature-deformation-time) path of the Gondwanide basement in the study area. Detailed structural and microstructural data were collected in different basement blocks, exposed between the eastern flank of the mount Tronador and the Challhuaco hill. In the latter, thermobarometric and EMP Th-U-Pb monazite data were obtained as well. Results indicate the presence of a ubiquitous NNW- to WNW-striking S2 axial plane metamorphic foliation, associated with tight to isoclinal meter- to decameter-scale folding. Relics of a previous S1 foliation are only microscopically observed within microlithons of S2, whereas post-S2 fabrics include open folds, kink bands, and shear zones that overprint all previous fabrics (García-Sansegundo *et al.*, 2009). On the other hand, thermobarometric data indicate maximum amphibolite facies conditions for rocks of the Challhuaco hill, constrained to the Carboniferous by EMP Th-U-Pb monazite ages. Results suggest significant differences with the type locality of the Colohuincul Complex, thus preventing from correlations with the latter. Likewise, basement exposures in the Bariloche region do not seem to record a single tectonometamorphic history, most probably due to block segmentation resulting from both Upper Paleozoic and Meso- to Cenozoic tectonic events. Instead, basement blocks seem to record different parts of the Paleozoic tectonometamorphic evolution. References Dalla Salda *et al.*, 1991. Rev. Asoc. Geol. Argentina 46, 263-276. García-Sansegundo *et al.*, 2009. Int. J. Earth Sci. 98, 1599-1608. Martínez *et al.*, 2012. Int. Geol. Rev. 54, 472-490.

MAGM-5: Metamorfismo en la corteza

Trayectoria P-T-t de un esquisto micáceo de granate del Complejo Metamórfico Bahía Mansa en los Cerros de Cajonmo, Cordillera de la Costa de Chile Central Sur.

Camilo Palape[1], Mauricio Calderón[2,3], Francisco Hervé[1,2].
(1) Departamento de Geología, Universidad de Chile, Plaza Ercilla 803, Santiago, Chile.
(2) Carrera de Geología, Universidad Andres Bello, Sazie 2119, Santiago, Chile.
(3) Laboratorio de Análisis de Sólidos, Universidad Andres Bello, Salvador Sanfuentes 2357, Santiago, Chile

En la Cordillera de la Costa de Chile Central Sur entre los 34° y 42°S aflora un cordón N-S, en el que se distinguen dos franjas de rocas metamórficas paleozoicas que difieren en gradiente metamórfico y protolito. La Serie Oriental (HT/LP) y la Serie Occidental (LT/HP) (Aguirre *et al.*, 1972). Entre los 39 y 42°S, el basamento metamórfico es referido por Duhart *et al.*, (2001) como el Complejo Metamórfico Bahía Mansa (CMBM) de edad carbonífera a pérmica. Este se ha relacionado a la Serie Occidental y consiste en esquistos psamopelíticos, esquistos verdes, y cuerpos de *metachert* y serpentinita subordinados (Duhart *et al.*, 2001), interpretadas por Willner *et al.* (2004) como un complejo de acreción basal. El presente trabajo muestra los resultados geotermobarométricos de un esquisto micáceo de granate (FO1710) en Los Cerros de Cajonmo (41,4°S-73,7°O). El granate es una fase subordinada en los esquistos y exhibe una zonación química de centro a borde de Gro7Alm67Pir6Esp20 y Gro5Alm73Pir8Esp14, y la mica blanca varía sus contenidos de Si de 3.05 a 3.18 apfu. Para esta muestra, se ha determinado una trayectoria P-T horaria mediante el modelamiento de pseudosecciones en el sistema MnNCKFMASHTO, caracterizada por una disminución de la presión de 6,3 a 5,5 kbar a temperaturas crecientes de 450°C a 550°C, seguido de una descompresión a 2,6 kbar acompañada por un enfriamiento a 490-510°C. Esta trayectoria P-T difiere de las trayectorias P-T determinadas en localidades de la Serie Occidental. Se infiere que la formación del esquisto se produjo mediante el enterramiento de metasedimentos a ~ 20 km de profundidad a través de la deformación contraccional del margen en una zona de subducción, probablemente vinculada a un prisma de acreción en el margen occidental de Chaitenia (Hervé *et al.*, 2016). Posteriormente, habría ocurrido la exhumación y calentamiento de esta roca durante la amalgamación de este terreno al margen suroccidental de Gondwana a esta latitud. Trabajo financiado por el proyecto FONDECYT 1180457. Aguirre *et al.*, 1972. Distribution of metamorphic facies in Chile, an outline. Duhart *et al.*, 2001. El Complejo Metamórfico Bahía Mansa en la Cordillera de la Costa (39°30'-42°00'S): geocronología K-Ar, Ar/Ar y U-Pb. Hervé *et al.*, 2016. Devonian magmatism in the accretionary complex of Southern Chile. Willner *et al.*, 2004. A counterclockwise PTt path of high-pressure/low-temperature rocks from the Coastal Cordillera accretionary complex of south-central Chile.

MAGM-5: Metamorfismo en la corteza

Subduction channel serpentinites preserved in La Cabaña area (Araucania, South Central Chile)

Gaëlle Plissart[1], José Maria González-Jiménez[2], Leonardo Garrido[3], Vanessa Colás[4], Julien Berger[5], Christophe Monnier[6], Hervé Diot[6], José Alberto Padrón-Navarta[7].
(1) Instituto de Ciencias de la Tierra, Ciencias, Universidad Austral de Chile
(2) Departamento de Mineralogía y Petrología, Universidad de Granada
(3) Department of Geology and Andean Geothermal Center of Excellence, Universidad de Chile
(4) Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México
(5) Laboratoire Géosciences Environnement Toulouse, Université de Paul Sabatier
(6) Laboratoire de Planétologie et Géodynamique, Université de Nantes
(7) Géosciences Montpellier, Université de Montpellier

In this work, we provide the first comprehensive petrological and multi-scale structural investigation of the ultramafic rocks of La Cabaña and their enclosing metasediments, which belong to the Late Paleozoic Chilean accretionary prism developed on the western margin of Gondwana. Most of these ultramafic bodies consist of partially serpentinized massive peridotites and schistose serpentinites. Both rocks recorded a common first hydration event preserved in the Fe^{2+}-rich porous rim in chromite grains (~500ºC), followed by static partial transformation of olivine to lizardite (below ~300ºC) and formation of rims of Fe^{3+}-rich chromite and magnetite in chromites. This evolution occurred in the superficial mantle corner, probably after the closure of an incipient back-arc basin leading to static hydration of the hanging wall. A second hydration event has produced partial antigoritization (~320-400ºC) and deformation of the pre-existing lizarditized massive peridotites. This first deformation event (D1), linked with focused fluid pathways, generated competent lenses and tubular folds of partially serpentinized massive peridotites embedded in a matrix of schistose serpentinites. This evolution took place within the subduction channel near the base of the already thickened accretionary prism. Moreover, these ultramafic rocks host scarce samples that recorded deeper conditions within the subduction channel: 1) antigoritic mylonitic serpentinites (400-450°C and 12-14 kbar); 2) olivine-bearing mylonitic serpentinites (~600ºC and 11.5 kbar), recording hotter conditions probably when the subduction zone was still immature; and 3) Ti-clinohumite and Ti-chondrodite olivine-bearing mylonitic serpentinite (450-650°C and 15-25 kbar) formed at higher depths (> 50 km) in a mature subduction system. These deeper rocks show evidences of simple shear and kinematics indicating burial whereas their initial exhumation towards the schistose serpentinites near the base of the prism could take place through discrete shear zones or inside sheath fold heads. All the ultramafic rocks of La Cabaña were then incorporated inside the accretionary prism at *ca.* 285 Ma ago. From that time, they shared the same evolution as the enclosing metasediments, recording a subvertical shortening (D2 at > 300ºC) during uplift processes within the accretionary system and, finally, a subhorizontal E-W shortening (D3) at shallow depths.

MAGM-5: Metamorfismo en la corteza

Trayectoria P-T de metamorfismo en esquistos de la Isla Kent en el Complejo Metamórfico de los Chonos, Patagonia, Chile

Tomás Reyes[1], Francisco Hervé[1,2], Mauricio Calderón[1,3], Reynaldo Charrier[1,2].
(1) Geología, Sazie 2119, Universidad Andrés Bello, Santiago, Chile
(2) Departamento de Geología, Plaza de Ercilla 803, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(3) Laboratorio de Análisis Sólidos , Salvador Sanfuentes 2355, Universidad Andrés Bello, Santiago, Chile

Resumen. En la isla Kent afloran esquistos micáceos con fengita y clorita y esquistos con granate, estos últimos como pseudomorfos reemplazados completamente por clorita. Se registran tres eventos de deformación (D1, D2, D3). El evento D1 está relacionado con el desarrollo de la foliación S1 de plano axial, con pliegues isoclinales en bandas de cuarzo. El evento D2 está representado por el desarrollo de clivaje de crenulación S2 de tendencia general noroeste y manteos variables entre 50°-70° al noreste. El evento D3 se observó con el desarrollo de bandas de encarrujamiento (bandas "*kink*") monoclinales. Las condiciones metamórficas aplicando el geobarómetro de fengita, el geotermómetro de clorita y la construcción de pseudosecciones con modelamientos termodinámicos en equilibrio de fases, con el software Perple_X. Mediante mapas composicionales de minerales y análisis de microsonda electrónica se identificó una zonación en la mica blanca (fengita) con rangos de variación del contenido de Si (a.p.f.u.) entre 3.45 y 3.29, en núcleo y borde, respectivamente. A través del modelamiento termodinámico de equilibrio de fases con el programa Perple_X se determinó una trayectoria horaria de metamorfismo. De acuerdo con la composición del núcleo de la fengita se establece que D1 habría ocurrido en condiciones de presión y temperatura de 12,5 kbar y 380°C. En base a la composición de la fengita (borde) y clorita las rocas habrían experimentado una descompresión y calentamiento durante D2, alcanzando condiciones de presión y temperatura de 6,5 kbar y 560°C. De acuerdo con la información obtenida se plantea que: D1 estaría asociado al enterramiento tectónico y deformación dúctil en la base de un prisma acrecionario; D2 estaría asociado a procesos de exhumación durante las etapas tempranas del emplazamiento del Batolito Norpatagónico; D3 estaría asociada eventos tectónicos tardíos asociados a la exhumación final del CMC. Palabras claves: Archipiélago de los Chonos, Complejo metamórfico, pseudosección, Chile.

1 Introducción

La Isla Kent, ubicada a los 45°05 lat. sur y a los 74°20 long oeste. Forma parte de la Franja Occidental del Complejo Metamórfico de los Chonos (CMC). El CMC corresponde a un complejo de acreción ubicado al O del Batolito Norpatagónico, entre los 44° y 46° lat Sur. Se interpreta como un prisma de antearco del Triásico superior–Jurásico superior (Fang *et al.*, 1998; Hervé & Fanning, 2001). El estudio petrogenético de la Isla Kent permite mejorar el entendimiento de la evolución tectónica en el margen suroccidental de Gondwana, aportando nuevas observaciones a las condiciones y trayectorias metamórficas del CMC durante el Mesozoico.

2 Metodologías

2.1 Microsonda electrónica Se analizó la muestra FOM1609 mediante el "Electrón Probe MicroAnalyzer" (EPMA). Los análisis fueron realizados en la Universidad de Stuttgart (Alemania) por el Dr. Mauricio Calderón y Thomas Theye, con una microsonda CAMECA SX-100. Las fórmulas estructurales de los minerales analizados fueron calculadas usando el Software CALCMIN, el cual automatiza y visualiza cálculos en office EXCEL.

2.2 Difracción de rayos X Se realizó la difracción de rayos X, con el fin de identificar las fases minerales presentes en dos muestras de la Franja Occidental del CMC (FOM1609 y FOM1621). Los análisis se realizaron en el Laboratorio de Análisis Solidos (LAS) de la Universidad Andrés Bello, en un difractómetro BRUKER D8 ADVANCE -A25. Para la reducción de los datos obtenidos se utilizó el Software de evaluación cuantitativo: DIFFRAC.EVA.

2.3 Geotermobarometría La química mineral obtenida en la microsonda se pudo aplicar el geotermómetro de clorita basado en Cathelineau (1988) y en Jowett (1991), este último método presenta restricciones, ya que es válido para cloritas que tienen una razón de $(Fe/Fe{+}Mg)$ = 0,2 a 0,6. Se aplicó el método a la muestra FOM1609. También se utilizó el geobarómetro de fengita propuesto por Massonne & Schreyer (1987) y Massonne & Szpurka (1997).

2.4 Software Perple_X Se llevó a cabo pseudosecciones P-T, logrando un modelamiento termodinámico. Se utilizó el software especializado Perple_X (Connolly, 1990). La composición está fijada para el sistema químico que se desee modelar y se asume mediante el análisis de roca total, dada por las concentraciones de óxidos mayores obtenida mediante análisis de fluorescencia de rayos X (FRX). La muestra seleccionada fue la FOM1609. Con los datos obtenidos por FRX, en necesario realizar algunas correcciones. Para ello se realizó la corrección de calcio por apatita, donde CaOc= CaOm−(280,4/212,92) xP_{2O5}. También se debió realizar una corrección de Fe, ya que FRX entrega el Fe_2O_3; para obtener el contenido de FeO se debe cumplir la siguiente formula: FeO= Fe_2O_3/1,1113.



3 Resultados

3.1 Litología y estructuras La litología observada en la Isla Kent destaca los esquistos de mica blanca y cloritas, las que se intercalan con niveles metasamíticos. Esta litología es observable en sus extremos SE y NO. Los esquistos presentan bandas de cuarzo deformados con micropliegues isoclinales de escala centimétrica y con interflancos apretados, evidenciando un S1 paralelo al S0. Las estructuras de primer orden podrían ser producto de un evento deformativo D1. Esta deformación afecta a S0, y sería responsable de la aparición de S1. Las estructuras de segundo orden corresponden a un evento deformativo D2, el cual afecta a las estructuras de primer orden, generando un S2, representado por un clivaje de crenulación. También es posible observar estructuras de tercer orden las cuales afectan a las anteriores, es posible evidenciarlas con la aparición de bandas de encarrujamiento, o bandas kink, monoclinales.

3.2 Geoquímica Mineral El análisis mediante el EPMA para la FOM1609 mostró fengita, con valores de sílice que varían entre 3.29 a 3.45 (a.p.f.u). Las imágenes de alta resolución para la fengita mostraron una zonación (Fig. 1a). Se observaron zonas enriquecidas en Si. Los núcleos varían entre 3.29 y 3.45 (a.p.f.u), mientras que para los bordes el Si fluctúa entre 3.22 y 3.32 (a.p.f.u). La difracción de rayos X mostró para la muestra FOM1609 fases minerales de cuarzo, albita, clorita, fengita, titanita, circón, grafito, calcita y magnetita. Consistentes con las observadas en los cortes transparentes. Los análisis obtenidos de la muestra FOM1621 mostraron la presencia de fases de cuarzo, albita, clorita, micas blancas y amesita. Estas al igual que en el caso anterior son congruentes a la observación en cortes transparente.

3.3 Condiciones P-T El geotermómetro de clorita aplicado en la FOM1609 corresponde al de Cathelineau (1988) y Jowett (1991), que se obtuvo valores de 376ºC y 380ºC, respectivamente (Fig. 1b). El geobarómetro de fengita, según Massonne & Schreyer (1987) mostró un valor de 10,6 kbar. En la elaboración de pseudosecciones metamórficas se obtuvo un sistema MnTNCKFMASH, la presencia de la fengita zonada permite determinar una trayectoria P-T de núcleo–borde. Para las micas del núcleo se considera la temperatura de 380°C. Este valor se asocia a presiones obtenidas mediante las fases de la fengita en Perple_X, con una presión de 12,5 kbar. Esto podría corresponder al "*peak*" de presión metamórfica. En el borde de la zonación es posible determinar valores de Si que varían entre 3,29 a los 3,32 a.p.f.u, lo que se les asocia una presión de 6,5 kbar y una temperatura de 560°C (Fig. 1c). Esta última temperatura es obtenida mediante la fase de clorita con Perple_X asociada al "*peak*" térmico. Se obtuvo una trayectoria de tipo horaria donde existe un metamorfismo progrado asociado al aumento de la presión, alcanzando su "*peak*" en los 12,5 kbar. Este aumento de presión se relaciona con la fase de enterramiento del prisma, para luego tener un descenso de presión alcanzando los 6,5 kbar. Esta fase de descenso de presión, con un leve aumento en la temperatura, está asociado a la fase de exhumación del prisma. Es durante esta fase cuando comienza un calentamiento isobárico hasta los 560°C marcando el "*peak*" térmico. Esta fase de calentamiento puede estar relacionada a la adhesión de material en el margen sur occidental del continente.

4 Conclusión

Las rocas observadas en la Isla Kent conservan un registro que refleja sucesivos eventos deformativos, como pliegues isoclinales, clivajes de crenulación y bandas *kink* monoclinales. El primer evento D1 asociado a procesos de enterramiento producto de la subducción, donde se habría generado una foliación S1. Posterior al proceso de enterramiento se deduce la existencia de un proceso de exhumación o "*underplating*" evidenciado por una foliación penetrativa S2, con clivajes de crenulación muy marcados y mejor observado en la Franja Occidental. Esta foliación se asocia a la fase retrógrada del metamorfismo. Finalmente es posible determinar un tercer evento D3, el cual repliega a la foliación S2, generando una foliación más discreta con bandas *kink*, asociada a la foliación S3. Es posible que el D3 este asociado a deformación frágil- dúctil. La muestra FOM1609 que corresponde a un esquisto de fengita y clorita, presenta evidencias de pseudomorfos de cloritas que previamente fueron granates. La roca registra diferentes momentos dentro de la historia de la construcción del prisma. Mediante el análisis de la zonación de la fengita, es posible establecer una trayectoria horaria y determinar 2 puntos claves de P-T; uno para el núcleo y el otro para el borde, con valores de 12,5 kbar – 380°C y 6,5 kbar – 560°C respectivamente. La trayectoria de la muestra FOM1609 sugiere condiciones metamórficas que varían dentro de la serie de tipo Franciscana y de tipo Barrowiense, diferente a lo que se pensaba de que solo correspondía a un tipo Franciscana, asociada a un ambiente de subducción. Agradecimientos Los análisis de este trabajo fueron financiados por el proyecto Fondecyt 1130227 (F.H) y 1161818 (M.C). Agradecer al Laboratorio de análisis solidos (LAS) y al Laboratorio de preparación de muestras, ambos de la UNAB, por la realización y preparación de muestras. También agradecer por su ayuda a Thomas Theye del Institut für Mineralogie und Kristallchemie, Universität Stuttgart en la elaboración de imágenes de alta resolución en el EPMA.

Referencias

Fang, Z. J.; Boucot, A.; Covacevich, V. & Hervé, F. 1998. Discovery of late Triassic fossils in the Chonos Metamorphic Complex, southern Chile. Revista Geológica de Chile, 25(2), 165-173. Hervé, F. & Fanning, C. M. 2001. Late Triassic detrital zircons in meta-turbidites of the Chonos Metamorphic Complex, southern Chile. Revista geológica de Chile, 28(1), 91-104. Cathelineau, M. 1988. Cation site occupancy in chlorites and illites as function of temperature. Clay minerals, 23(4), 471-85. Jowett, E. C. 1991. Fitting iron and magnesium into the hydrothermal chlorite geothermometer. In *GAC/MAC/SEG Joint Annual Meeting, Toronto, May 27-29, 1991, Program with Abstracts 16*. Massonne, H. J., & Schreyer, W. 1987. Phengite geobarometry based on the limiting assemblage with K-feldspar, phlogopite, and quartz. Contributions to Mineralogy and Petrology, 96(2), 212-224. Massonne, H. J., & Szpurka, Z. 1997. Thermodynamic properties of white micas on the basis of high-pressure experiments in the systems K2O- MgO- Al2O3- SiO2- H2O and K2O- FeO- Al3O3- SiO2- H2O. Lithos, 41(1-3), 229-250. Connolly, J. A. 1990. Multi-variable phase diagrams: an algorithm based on generalized thermodynamics. American Journal of Science, 290, 666-718. Willner, A. P.; Hervé, F. & Massonne, H. J. 2000. Mineral chemistry and pressure–temperature evolution of two contrasting high-pressure–low-temperature belts in the Chonos Archipelago, Southern Chile. Journal of Petrology, 41(3), 309-330 Ramírez, E. 2002. Geotermobarometría en metapelitas de los Complejos Metamórficos de Aysén, Chile y sus implicancias tectónicas. Tesis de Doctorado, Universidad de Chile, Departamento de Geología.

MAGM-5: Metamorfismo en la corteza

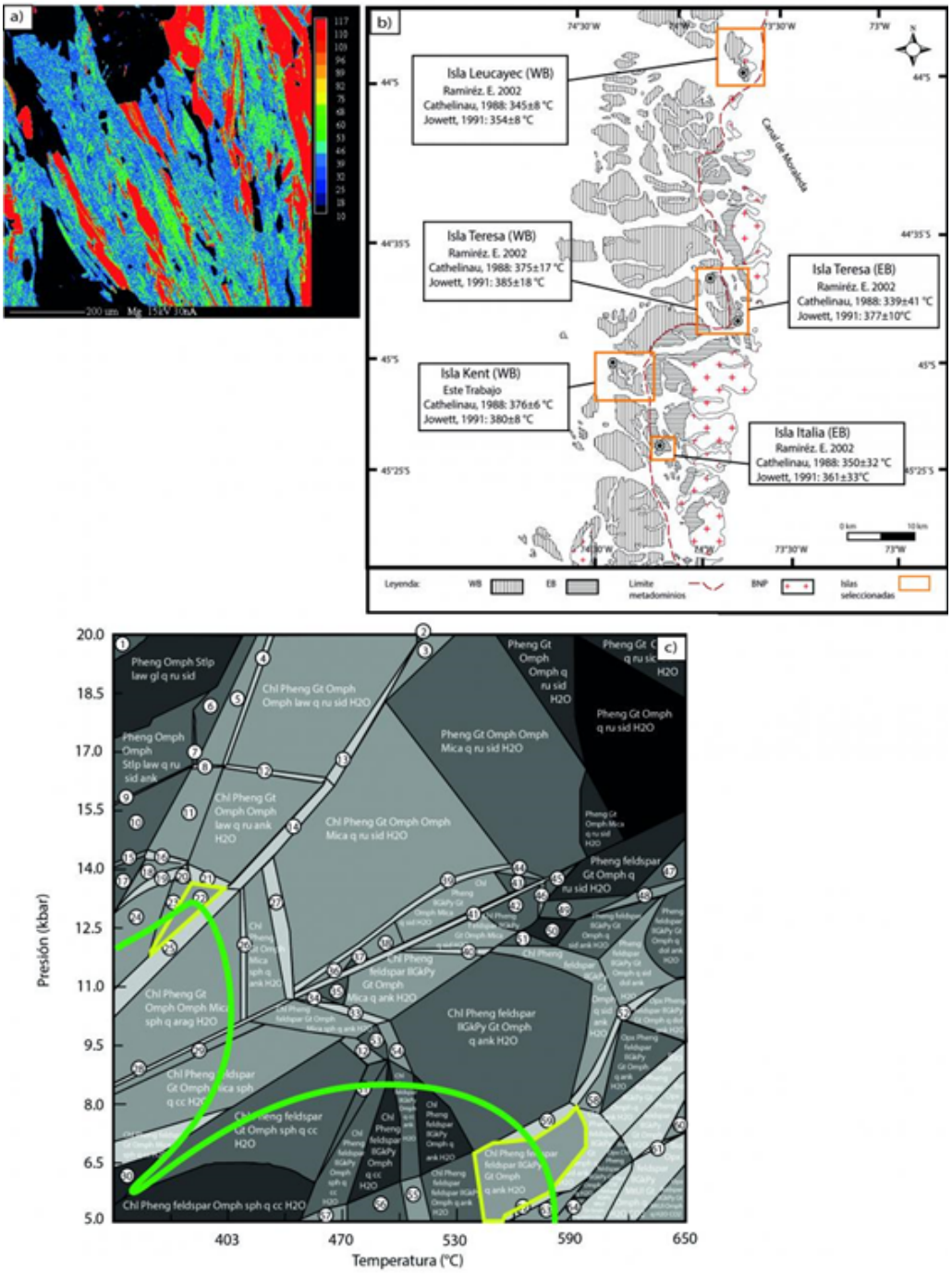


Fig.1. a) Zonación fengitica mediante imágenes de alta resolución mediante mapas de composición de Mg. b)Mapa integrativo de los trabajos realizados con la Geotermometría de clorita por Ramírez, 2002 y los resultados obtenidos en este trabajo. c) Fases minerales obtenidas para la muestra FOM1609, a la izquierda se muestra la fase a 12,5 kbar, y a la izquierda la fase a 6,5 kbar. y d) Trayectoria propuesta para la muestra FOM1609. Camino retrogrado núcleo-borde de la fengita zonada. S.F: Serie de tipo Franciscana; S.B: Serie de tipo Barrowiensse.

MAGM-5: Metamorfismo en la corteza

Petrología de serpentinitas en Camán y Los Ulmos, Región de los Ríos, Chile

María Constanza Torres[1], Elisa Ramírez [1], Mauricio Calderón [3,2], Felipe Orellana[1].
(1) Departamento de Obras Civiles y Geología, Facultad de Ingeniería, Universidad Católica de Temuco, Rudecindo Ortega 2950, Temuco, Chile
(2) Laboratorio de Análisis de Sólidos, Universidad Andrés Bello, Salvador Sanfuentes 2355, Santiago, Chile
(3) Carrera de Geologia, Facultad de Ingenieria, Universidad Andrés Bello, Sazié 2119, Santiago, Chile

La serpentinización de peridotitas en dorsales oceánicas y zonas de subducción es un proceso complejo y clave en el control del comportamiento geodinámico del manto. El complejo metamórfico Bahía Mansa (CMBM) expuesto entre los 39º-42ºS, presenta una gran cantidad de cuerpos serpentinizados emplazados de manera concordante a su foliación penetrante S_2 (NW). A continuación, se presenta nuevos antecedentes mineralógicos de rocas ultramáficas que afloran en las localidades de Caman y Los Ulmos, correspondientes al CMBM, obtenidos mediante microscopia óptica, SEM, XRD y espectrometría micro-Raman. Las observaciones indican que las rocas no foliadas en Caman, presentan una matriz de serpentinas con textura interpenetrativa[1], formada por antigorita ±lizardita. Además, se observan texturas malladas[1] y bastitas[1] asociadas a alteración de olivinos y piroxenos. Por otra parte, las rocas foliadas (NO) en Los Ulmos presentan una matriz de serpentinas con textura de enclavamiento[1], formada por lizardita ±antigorita. Inmersa en esta matriz se observa bastitas deformadas. Vetillas de talco, y cintas de lizardita asociadas a vetillas de crisotilo cortan las rocas. Las asociaciones mineralógicas y texturales observadas indican que los afloramientos corresponden a dos cuerpos peridotíticos diferentes sometidos a proceso de serpentinización desiguales, proceso que no alcanzo su 100%. Las asociaciones lizardita-antigorita señalan temperaturas entre los 320-390ºC y presiones > 9 kbar. Sin embargo, que en los afloramientos predominen distintas fases minerales, indicaría que la profundidad y condiciones P/T fueron menores en Los Ulmos. Lo anterior puede ser debido a presencia de foliación, asociado a la mayor deformación que ocurre a menores profundidades en zonas de subducción. La foliación concordante de Los Ulmos con el CMBM indicaría formaciones contemporáneas asociadas a proceso de acreción basal, exhumándose entre el Triásico Inferior y expuesto en superficie durante el Triásico Superior. Agradecimientos: Proyecto FONDECYT 1161818. Se agradece a Poldie Oyarzún quien realizó los análisis de SEM y XRD en Laboratorio de Análisis de Sólidos en la Universidad Andrés Bello. Y al Dr. Ernesto Clavijo por realizar espectrometría micro-Raman en la Facultad de Ciencias de la Universidad de Chile. Referencias [1]Wicks, F. J., & Whittaker, E. J. W. (1977). Serpentine textures and serpentinization. Canadian Mineralogist, 15(4), 459-88.

VOLC-SG: Sesión General Volcanología

Evidencias de volcanismo subglacial Plioceno-Pleistoceno dentro del Complejo Volcánico Caviahue-Copahue.

Juan Manuel Albite[1], Nicolas Vigide[2], Alberto Tomás Caselli[3].
(1) Universidad de Buenos Aires. CONICET, Instituto de Geociencias Básicas, Aplicadas y Ambientales (IGeBA), Buenos Aires, Argentina
(2) Universidad de Buenos Aires. CONICET, Instituto de Estudios Andinos Don Pablo Groeber (IDEAN), Buenos Aires, Argentina
(3) Laboratorio de Estudio y Seguimiento de Volcanes Activos, IIPG, CONICET - Universidad Nacional de Río Negro

Introducción El Complejo Volcánico Caviahue Copahue (CVCC) está ubicado en el extremo norte de la zona volcánica sur (ZVS; Stern, 2004). Está formado por un conjunto de rocas volcánicas y volcaniclásticas de arco, cuyos centros eruptivos principales han sido la Caldera del Agrio y el actual volcán Copahue. La actividad volcánica dentro de este complejo inicia durante el Plioceno, produciendo las rocas lávicas y volcaniclásticas de la Fm Hualcupén (Pesce, 1989), la cual se correlaciona con la Fm Cola de Zorro en el sector chileno (González y Vergara, 1962). Estas emisiones "pre-caldera" fueron datadas por Muñoz y Stern (1988) y Linares et al. (1999), reflejando edades entre 5,6 ± 0,2 Ma y 4,0 ± 0,1 Ma Posteriormente, se produce el volcanismo sin-colapso de caldera, las lavas y flujos piroclásticos traquiandesiticos de la Fm Las Mellizas (Pesce, 1989). Linares et al. (1999) obtuvo edades K/Ar cuyo rango va desde 2,68 ± 0,14 Ma a 2,60 ± 0,1 Ma, ubicando esta secuencia durante el Plioceno. El vulcanismo subglaciario en Sudamérica es una disciplina que está muy poco desarrollada a pesar de las glaciaciones que se han producido en épocas de vulcanismo activo, sobre todo en los Andes patagónicos. El CVCC se encuentra en un ambiente que ha tenido glaciaciones en varios momentos de los últimos 2 Ma registradas por González Díaz (2005). Dicho autor propone la existencia de una calota glaciaria de 500 m de espesor de edad pleistocena (30 ka), según datación ^{14}C de Bermúdez y Delpino (1999), realizada sobre un arco morénico terminal. Melnick et al. (2006) describen rocas de emplazamiento subglaciario en el volcán Copahue como lavas en almohadillas y coladas con ausencia de estrías superficiales. Sin embargo, las evidencias no se circunscriben únicamente a aquellas estructuras y texturas formadas por interacción agua-magma como ser lavas almohadilladas, brechas hialoclásticas, alteración a palagonita de las rocas y depósitos piroclásticos de corrientes diluidas. El tipo de disyunción columnar resulta una característica importante ya que el diámetro de las columnas es inversamente proporcional a la velocidad de enfriamiento de los cuerpos volcánicos (Budkewitsch y Robin, 1994). Es decir, que la presencia de agua externa produce un enfriamiento mayor sobre un flujo lávico, generando columnas con diámetros más pequeños que en ausencia de la misma. Con lo cual es posible inferir que a mayores cantidades de agua externa la velocidad de enfriamiento será mayor. Asimismo, el desarrollo de entabladuras con sus complejos patrones de enfriamiento en roseta o curvados y texturas vítreas es atribuido al contacto de la colada con cuerpos de agua o hielo por Budkewitsch y Robin (1994). Por otro lado, el emplazamiento de domos y flujos subglaciarios resulta en el desarrollo de columnas horizontales finas o de pequeña escala en los márgenes laterales, disyunción localmente radial o irregular, afloramientos con relación alto/ancho baja arealmente extendidos y que no pueden ser explicados por la topografía aparente (Mathews, 1958). Las lavas también pueden presentar texturas pseudo-almohadillas, desarrollo de patrones complejos de lajosidad fina, y en todos los casos suelen presentar texturas de *quenching* y ser cuerpos mayormente vítreos (Lescinsky y Fink, 2000). En general, si este emplazamiento no logra fundir la capa de hielo por completo, los rasgos de magmatismo subácueo, como lavas almohadilladas y/o brechas hialoclásticas estarán ausentes. En este contexto, y referido a los espesores de la calota al momento de producirse las erupciones, Lescinsky y Fink (2000), Mee et al. (2006) y Soriano et al. (2013) diferencian entre vulcanismo sometido a condiciones de "hielo delgado" (< 150 m de espesor) o "hielo grueso" (> 150m) a partir del hallazgo de depósitos sedimentarios lacustres. Cuando se encuentran presentes, el espesor de hielo debe ser mayor dado que se formaría un lago subglaciario que generaría depósitos importantes, a menos que el drenaje de agua subglacial sea lo suficientemente eficiente como para no permitir la acumulación de agua (Smellie y Skilling, 1994; Smellie 2000, 2002). Evidencias A partir de observación y análisis de campo en afloramientos fue posible identificar rasgos morfológicos sobre algunos cuerpos de lava de diferentes edades, atribuibles a enfriamiento en contacto con hielo o agua. Tanto las lavas de la Fm Hualcupen, como de la Fm Las Mellizas, muestran patrones similares de enfriamiento, tales como disyunciones columnares subverticales de ancho relativo pequeño, y lajosidad junto con estrías horizontales. En algunos casos se han reconocido entabladuras que muestran un patrón tipo abanico o roseta (Fig. 1B, C y E), facies vesiculares almohadilladas en lavas, y abundante alteración a palagonita (Fig. 1B). En particular, dentro de la Fm Hualcupen, se pudieron observar sucesiones estratigráficas relacionadas a erupciones subácueas o subglaciares (Mathews, 1947). En el cerro Pirámide, en el borde suroccidental de la caldera del Agrio, la sucesión estratigráfica está dominada por coladas lávicas andesiticas y andesítico-basálticasandesítico-basálticas, filones capa de igual composición con intercalaciones de brechas volcánicas matríz-sostenidas, y brechas hialoclásticas. Estas brechas, halladas también en otros perfiles de esta unidad, están formadas por litoclastos monomícticos vesiculares, con bordes curviplanares inmersos en una matríz fina, con textura de rompecabezas, alteradas a palagonita, que suele gradar a las facies de lavas pseudo-almohadilladas. En la cima de este cerro, puede observarse claramente una sucesión de diques porfíricos que alimentan una secuencia de hialoclastita, lavas pseudo-almohadilladas finalizando en una colada "seca". Este paquete de rocas alcanza un espesor aproximado de 5 m (Fig. 1G). Dentro

de la Fm Las Mellizas, se destacan unos cuerpos de composición traquítica, vítreos, de color negro con estructuras de lavas pseudo-almohadilladas (Fig. 1A, C, D y E) que gradan lateralmente a columnas de diámetro pequeño, frecuentemente recurvadas o en roseta, formando entabladuras. Suelen presentar también lajosidad horizontal fina; en la mayoría de los casos son de textura vítrea. Estos cuerpos ígneos suelen presentar morfología de domo (Fig. 1 E) y, en muchos casos, no suele observarse claramente el contacto con otras unidades por encontrase aislados. Además, se han observado diques alimentadores con texturas similares y composición análoga (Fig. 1D). Estas unidades se encuentran distribuidas a lo largo de todo el interior de la caldera, usualmente asociados a trazas de fallas. El aislamiento de estos cuerpos no guarda relación clara con la topografía actual, lo cual es una evidencia diagnóstica de emplazamiento subglacial de domos (Kelman, 2005). Tanto las texturas superficiales de enfriamiento, como la naturaleza vítrea de estos cuerpos, representarían también evidencias de emplazamiento bajo una capa de hielo (Mathews, 1952, 1958). En algunos casos, presentan volúmenes grandes de material que culmina en coladas dómicas traquíticas (Fig. 1 H e I) con evidencias de interacción con agua, que a su vez suelen tener brechas hialoclásticas asociadas (Fig. 1I). Discusión A partir de estas evidencias fue posible determinar morfologías y texturas de enfriamiento rápido en cuerpos lávicos. Las disyunciones columnares de pequeño diámetro y las entabladuras son las texturas más frecuentemente encontradas dentro de la caldera y en su periferia. La existencia de domos subglaciarios traquíticos, brechas hialoclásticas y lavas dómicas traquíticas asociadas a estos domos permiten inferir también erupciones subglaciarias. Es importante destacar que la existencia de evidencias de interacción agua-magma, en niveles topográficos altos (ej. El cerro Pirámide), resulta fundamental para estudiar el posible espesor del glaciar. Al mismo tiempo, el hallazgo de estas morfologías en rocas de las Formaciones Hualcupén y Las Mellizas permitiría especular sobre un glaciarismo activo desde el Plioceno hasta el Pleistoceno. Por otro lado, y siguiendo criterios de correlación de facies como los de Lescinsky y Fink (2000), Mee et al. (2006) y Soriano et al. (2013), es probable que el volcanismo Plio-Pleistoceno en el área se haya visto sometido a condiciones de "hielo delgado" (< 150 m) debido a la ausencia de depósitos sedimentarios lacustres (Smellie y Skilling, 1994; Smellie 2000, 2002), que se producen en condiciones de mayor espesor de hielo. Esto se verifica también con la existencia de productos de interacción agua-magma asociados a varios domos subglaciarios. Referencias Bermúdez, A.H. y Delpino, D. H., 1999. Erupciones subglaciales y en contacto con el hielo en la región volcánica de Copahue, Neuquén. 14° Congreso Geológico Argentino (Salta), Actas 2: 250-253, Buenos Aires. Budkewitsch, P and Robin, P-Y. 1994. Modelling the evolution of columnar joints. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 59 (1994) 219-239. González, O., Vergara, M., 1962. Reconocimiento geológico de la Cordillera de Los Andes entre los paralelos 35° y 38° S. Universidad de Chile, Instituto de Geología, Publicación 24, 119 p. Kelman, M.C. (2005) Glaciovolcanism at the Mount Cayley Volcanic Field, Garibaldi volcanic Belt, Southwestern British Columbia. Inédito. PhD Thesis. University of British Columbia. Lescinsky DT, Fink JH (2000) Lava and ice interaction at stratovolcanoes: Use of characteristic features to determine past glacial extents and future volcanic hazards. J Geophys Res 105(B10):23,711–23,726 Linares, E., Ostera, H.A., Mas, L., 1999. Cronología Potasio-Argón del complejo efusivo Copahue–Caviahue, Provincia de Neuquén. Revista de la Asociación Geológica Argentina 54 (3), 240–247. Mathews, W.H. 1947. "Tuyas", flat-topped volcanoes in northern British Columbia. American journal of Science, Vol. 245: 560-570. Mathews, W.H. 1952. Ice-dammed lavas from Clinker Mountain, southwestern British Columbia. American Journal of Science, Vol. 250: 553-565. Mathews, W.H. 1958. Geology of the Mount Garibaldi map-area southwestern British Columbia. Bulletin of the Geological Society of America, Vol. 69: 161-178. Mee, K., Tuffen, H., Gilbert, J.S., 2006. Snow-contact volcanic facies and their use in determining past eruptive environments at Nevados de Chillán volcano, Chile. Bull. Volcanol. 68, 363–376. Muñoz, J., Stern, C., 1988. The Quaternary volcanic belt of the southern continental margin of South America: transverse structural and petrochemical variations across the segment between 38° and 39°S. Journal of South American Earth Science 1: 147–161. Pesce, A., 1989. Evolución volcano-tectónica del complejo efusivo Copahue–Caviahue y su modelo geotérmico preliminar. Revista de la Asociación Geológica Argentina 44, 307– Smellie JL, Skilling IP (1994) Products of subglacial volcanic eruptions under different ice thicknesses: two examples from Antarctica. Sediment Geol 91:115–129 Smellie JL (2000) Subglacial eruptions. In: Sigurdsson H (ed) Encyclopedia of Volcanoes Academic, San Diego, California, 403–418 Smellie JL (2002) The 1969 subglacial eruption on Deception Island (Antarctica): events and processes during an eruption beneath a thin glacier and implications for volcanic hazards. In: Smellie JL, Chapman MG (eds) Volcano-ice interaction on Earth and Mars. Geol Soc London Spec Publ 202:59–80 Soriano, C., Giordano,G., Cas, R.,Riggs, N., Porreca, M. 2013. Facies architecture, emplacement mechanisms and eruption style of the submarine andesite El Barronal complex, Cabo de Gata, SE Spain. J Volcanol Geotherm Res 264. 210–222. Stern, C. 2004. Active Andean volcanism: Its geologic and tectonic setting. Revista Geológica de Chile 31 (2): 161-206.

VOLC-SG: Sesión General Volcanología

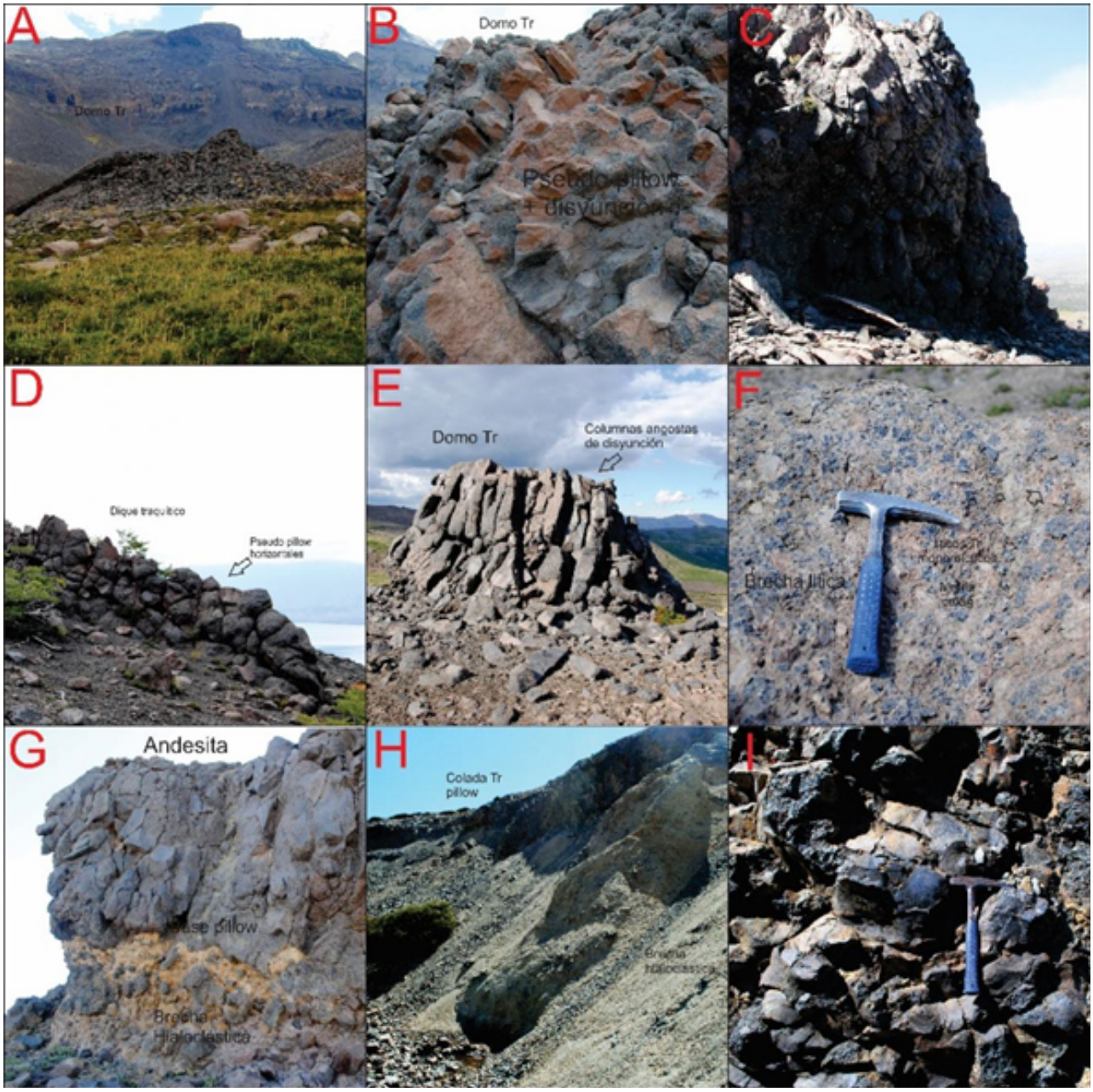


Figura 1: Afloramientos donde se observan varias de las estructuras, rocas y texturas descriptas y mencionadas en el texto. A. Cuerpo dómico traquítico en el valle de Pucón Mahuida. B. Textura pseudo pillow y columnas angostas con disposición en roseta del domo en A. C. Cuerpo dómico traquítico con disyunción columnar y textura pseudo pillow. D. Dique con textura pseudo pillow en el valle del río Dulce. E Cuerpo dómico con disyunción columnar en el centro de esquí de Caviahue. F Brecha volcánica monomíctica con palagonita asociada al domo de E. G. Brecha hialoclástica y colada andesítica con base almohadillada asociada a diques del cerro Pirámide. H. Valle del arroyo ubicado al norte del arroyo Blanco, donde se obnserva una potente secuencia de brechas hialoclásticas y lavas pillow de composición traquítica. I. Detalle de las coladas dómicas de H, donde se observan las almohadillas.

VOLC-SG: Sesión General Volcanología

El control de las propiedades del sistema magmático en las dimensiones que alcanza un edificio volcánico: Análisis de los volcanes Lascar, Lonquimay y Llaima, Andes de Chile.

María Angélica Contreras[1,2], Ángelo Castruccio[2,3].
(1) Red Nacional de Vigilancia Volcanica, Observatorio Volcanológico de los Andes del Sur, Sernageomin, Temuco, Chile
(2) Centro de Excelencia en Geotermia de los Andes, Chile
(3) Geología, Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile

Los volcanes compuestos son la manifestación en superficie de sistemas magmáticos complejos alojados en la corteza. En el presente trabajo, aplicamos un modelo analítico que relaciona las propiedades del sistema magmático de un volcán con sus dimensiones y perfil topográfico. Se asume un volcán construido por la acumulación de flujos de lava emitidos desde un centro de emisión único, excluyendo otros procesos que pueden afectar el crecimiento tales como erosión, avalanchas, volcanismo adventicio y acumulación de piroclastos, entre otros. Se considera que cada erupción es gatillada por la inyección de nuevo magma en el reservorio, y que la sobrepresión asociada provoca la removilización de una parte del magma almacenado que es posteriormente extruido en superficie. El modelo se aplicó en 3 volcanes compuestos de los Andes de Chile, con diferencias morfológicas y composicionales: el volcán Lascar ubicado en la Zona Volcánica Central, y los volcanes Lonquimay y Llaima localizados en la Zona Volcánica Sur. Los resultados obtenidos tras aplicar el modelo fueron contrastados con otros métodos independientes tales como termobarometría en muestras seleccionadas y estudios geofísicos previos. Los resultados revelan una fuerte influencia de las propiedades del sistema magmático en la morfología superficial de los volcanes. Volcanes que superan los 2000 m de altura desde su base y poseen un radio basal de más de 10 km, estarían asociados a cámaras profundas, ubicadas a más de 10 km bajo la superficie. En volcanes de altura menor a 1500 m y radio basal menor a 10 km, el reservorio alimentador de las erupciones se ubicaría a menos de 6 km de profundidad. Si además se considera la densidad de la corteza y del magma, esto es más complejo pues a mayor flotabilidad se espera un estratovolcán más alto. Por otra parte, mientras mayor es el tamaño del reservorio, los flujos de lava emitidos también lo serán y, en consecuencia, se espera un radio basal mayor y un volcán de mayor volumen. Nuestro análisis sugiere que los volcanes Lonquimay y Llaima están cerca de alcanzar su altura máxima, por lo tanto, erupciones efusivas de volumen considerable ocurrirían solamente en sus flancos. Al contrario, el volcán Lascar no habría alcanzado su altura máxima, en consecuencia, flujos de lava de volumen considerable podrían ser aún emitidos desde la cima.

VOLC-SG: Sesión General Volcanología

La respuesta de los volcanes chilenos a grandes terremotos: ¿hay volcanes más sensibles que otros?

Cristian Farías[1], Chabely Soto[2].
(1) Departamento de Ciencias Matemáticas y Físicas, Facultad de Ingeniería, Universidad Católica de Temuco
(2) Departamento de Geología y Obras Civiles, Facultad de Ingeniería, Universidad Católica de Temuco, Temuco, Chile

Los volcanes chilenos han mostrado diversos tipos de respuestas a grandes terremotos (M>8) en el pasado. La estadística muestra que ha habido un aumento importante en la tasa eruptiva de los volcanes del país después de varios terremotos importantes en los últimos 120 años, en particular después del terremoto de 1906 de Valparaíso, y el del sur de Chile de 1960. La cantidad de volcanes en erupción en el centro-sur de Chile también ha tenido un leve aumento sobre el promedio después del terremoto del Maule, 2010. Sin embargo, los sistemas volcánicos que suelen seguir a un terremoto mayor con una erupción en los 5 años después de la ocurrencia del sismo no son muy variados. Entre los que más erupciones registran en los 5 años después de un terremoto destacan el Nevados de Chillán, Copahue, Cordón Caulle, Llaima, y Villarrica. En este trabajo estudiamos la actividad eruptiva histórica de los volcanes chilenos, buscando cambios reportados en la actividad después de los grandes terremotos. También estimamos los esfuerzos estáticos producidos por estos terremotos, y usamos simulaciones numéricas para poder determinar el efecto dinámico de éstos sobre los sistemas volcánicos. Nuestros resultados sugieren que la respuesta de volcanes es muchas veces inesperada, y pareciera ser que no sólo el estado del volcán antes de un terremoto es importante, sino que también la orientación de sus sistemas de fallas es relevante al momento de entender la respuesta de los volcanes. De esta forma, la "sensibilidad" de un volcán respecto a un terremoto externo no parece depender solamente de cómo estaba el volcán antes del terremoto, sino que también de la posición del terremoto respecto al sistema de fallas del sistema.

VOLC-SG: Sesión General Volcanología

Simulaciones numéricas sobre el control de las estructuras locales en la influencia de un terremoto externo en un sistema volcánico/hidrotermal.

Cristian Farías[1].
(1) Departamento de Ciencias Matemáticas y Físicas, Facultad de Ingeniería, Universidad Católica de Temuco

Los terremotos pueden afectar la actividad de un sistema volcánico/hidrotermal en un amplio rango de tiempos y distancias. El avance en la cantidad y calidad de catálogos ha permitido encontrar diversos casos tanto de volcanes que han incrementado su actividad después de un terremoto como de sistemas que la han visto disminuida después del sismo. Sin embargo, los mecanismos físicos aún no son bien entendidos. En este trabajo muestro resultados de diversas simulaciones numéricas donde se pone énfasis en el rol que juegan las estructuras locales pre-existentes (sistemas de fallas, reservorios) en el control de la influencia de terremotos externos sobre ellos. El reservorio afecta al frente de ondas que llega al sistema volcánico, distorsiona el patrón de sobrepresión inducido en el corto y largo plazo, y concentra la densidad de energía en sus bordes. Las geometría de los sistemas de fallas respecto al ángulo de incidencia de las ondas sísmicas también es importante, sobre todo en la interacción co-sísmica. Las fallas pueden alterar la dinámica de la interacción terremoto-volcán al concentrar energía dentro de ellas, y al actuar también como "rompeolas" respecto a las ondas entrantes. Esto genera cambios súbitos de en la presión de poro, extensión volumétrica, y gradientes de esfuerzos. También se presenta el resultado de una serie de simulaciones numéricas donde dos réplicas del terremoto Mw 8.8 del Maule, 2010, afectan al complejo volcánico Nevados de Chillán. Ambas tienen magnitudes Mw 6.1 y Mw 7.1, respectivamente, y las dos están ubicadas a unos 200 km del volcán. Sin embargo, el Nevados de Chillán aumentó su actividad después de la más pequeña, y la disminuyó siguiendo a la mayor. Los resultados de las simulaciones muestran que la geometría de las fallas principales del Nevados de Chillán es fundamental para entender esta respuesta. En el caso de la respuesta al sismo menor su rol fue menor, pero en el caso de la réplica de mayor magnitud generaron una disminución de la influencia del terremoto sobre el sistema volcánico. Los resultados de las simulaciones ponen énfasis en la necesidad de tomar en cuenta el rol de las fallas locales en la interacción terremoto-volcán.

VOLC-SG: Sesión General Volcanología

Análisis petrográficos, estratigráficos y micromorfológicos de flujos piroclásticos holocenos del Complejo Volcánico Laguna del Maule y Volcán Sollipulli.

Catherine Huerta[1], Francisco Fuentes[2], Pablo Moreno[1], Ramiro Diaz[3], Hector Pesenti[3].
(1) Departamento de Obras Civiles y Geología, Facultad de Ingeniería, Universidad Católica de Temuco, Temuco, Chile
(2) Carrera de Geología-Laboratorio de Análisis de Sólidos, Facultad de Ingeniería, Universidad Andrés Bello, Santiago, Chile
(3) Departamento de Ciencias Biológicas y Químicas, Facultad de Recursos Naturales, Universidad Católica de Temuco, Temuco, Chile

Se presentan datos petrográficos, estratigráficos y micromorfológicos de flujos piroclásticos holocenos del Complejo Volcánico Laguna del Maule (CVLM 356903 E/ 6019880 N, 19H) y Volcán Sollipulli (VS 273214 E/ 5690688 N, 19H).

Los depósitos del CVLM abarcan un área de 0,72 km² con una potencia de 6 m en su flanco NW. Sobreyacen a la Formación Campanario [1] y son clasificadas como pumitas pardas con cristales de halloysita que alteran el material vítreo. Análisis morfológicos en microscopio electrónico de barrido (SEM-EDS) reflejan que las vesículas poseen principalmente geometría circular y ovalada, observándose vitroclastos del tipo "trizas cuspadas" con tamaños de hasta 100 µm. La gran cantidad de vesículas se debería a que la erupción tuvo una violenta descompresión del reservorio magmático, produciendo inmediatamente la sobresaturación en agua y formando una fase vapor independiente, que se separa del fundido y forma mayor cantidad de burbujas. Además, las tasas de crecimiento disminuyen, y el número de vesículas y las densidades aumentan al aumentar el contenido de sílice.

Los depósitos del Volcán Sollipulli corresponden a la erupción pliniana Alpehue, emitida por el cráter homónimo hace ~2900 A.P. [2]. El depósito estudiado contempla un área de 0,0012 km², con una potencia de 5 m en el flanco NW. Se observan pumitas grisáceas con vesículas irregulares y cristales de plagioclasa, ortopiroxeno, clinopiroxeno y en menor cantidad anfíboles. Destacan líticos accesorios de apatito y vitroclastos deformados que evidencian un flujo y que se agrupan en bandas formando una textura localmente bandeada. La presencia de vidrio perlítico demuestra la contracción sufrida por el material vítreo, debido al enfriamiento rápido. En general, se puede inferir que ocurren procesos paralelos dentro del reservorio. La texturas poikilitica y de desequilibrio de zonación en plagioclasas señalan diferencias en las velocidades de crecimiento con respecto a los ortopiroxenos. Estas son las evidencias necesarias para afirmar que en un primer momento la cámara se encontraba localmente en desequilibrio originando estas texturas.

1. Drake, R. E. (1974). The chronology of Cenozoic igneous and tectonic events in the central Chilean Andes. IAVCEI, Int Simp. Volcanology, 23 p. Santiago.

2. Naranjo, J. A., Moreno, H., Emparan, C., & Murphy, M. (1993). Volcanismo explosivo reciente en la caldera del Volcán Sollipulli, Andes del Sur (39° S). Andean Geology, 20(2), 167-191.

VOLC-SG: Sesión General Volcanología

Location and shape of magma chambers using seismic noise

Denis Legrand[1], Zack Spica[2], Arturo Iglesias[3], Mathieu Perton[4], Diana Lopez[1].
(1) Vulcanologia, Universidad Nacional Autonoma de Mexico
(2) Geophysics, Stanford University
(3) Seismology, Universidad Nacional Autonoma de Mexico
(4) Unidad Morelia, Universidad Nacional Autonoma de Mexico

The shape and location of magma chambers are important to constrain in order to understand the behavior of eruptive processes on volcanoes and/or locate volcanic seismic signals. Unfortunately they are often poorly constrained. The use of earthquakes to perform velocity tomography is often difficult because they are rare and not always well spatially distributed. The use of seismic noise is a good alternative to solve this problem. We show a few examples at the volcanoes Lastarria (Chile), Colima (Mexico) and Misti (Peru). The shape and location of magma chambers are important to constrain in order to understand the behavior of eruptive processes on volcanoes and/or locate volcanic seismic signals. Unfortunately they are often poorly constrained. The use of earthquakes to perform velocity tomography is often difficult because they are rare and not always well spatially distributed. The use of seismic noise is a good alternative to solve this problem. We show a few examples at the volcanoes Lastarria (Chile), Colima (Mexico) and Misti (Peru). The shape and location of magma chambers are important to constrain in order to understand the behavior of eruptive processes on volcanoes and/or locate volcanic seismic signals. Unfortunately they are often poorly constrained. The use of earthquakes to perform velocity tomography is often difficult because they are rare and not always well spatially distributed. The use of seismic noise is a good alternative to solve this problem. We show a few examples at the volcanoes Lastarria (Chile), Colima (Mexico) and Misti (Peru).

VOLC-SG: Sesión General Volcanología

Are we all on the same page?
Communicating volcanic hazard and risk through maps

Jan Marie Lindsay[1].
(1) School of Environment, School of Environment, The University of Auckland, New Zealand

Volcanic hazard maps are visual, spatial depictions of the areas that could be potentially impacted by volcanic phenomena. If they are developed, communicated, and used appropriately, hazard maps can represent a common reference point for discussion and mitigation of volcanic risk, as they put all parties quite literally "on the same page" of hazard information. If they are NOT developed, communicated, and used appropriately, hazard maps can end up in the decision-maker's bottom drawer, quite literally in the "too hard basket". There is a large diversity in volcanic hazard maps around the world, in part because there are no clear conventions or guidelines in the volcanology community for developing hazard maps. Although most maps show similar types of content, such as hazard footprints or zones, they vary greatly in input data, communication style, appearance, scale and visual design. This diversity stems from a range of factors, including differences in map purpose, the methodology used, the level of understanding of past eruptive history, the prevailing scientific and cartographic practice at the time, the status of volcanic activity, and the local agency standards or policy requirements in place. There is also a wide range in the use and effectiveness of volcanic hazard maps. Why are some maps embraced by communities and decision makers, and others relegated to the bottom drawer?

In this presentation, I will discuss the array of factors that need to be considered in a volcanic hazard assessment as well as some of the approaches and models that can be employed to assess hazard. I will show how volcanic hazard data can be integrated into volcanic hazard maps, present some examples of the rich diversity of maps from around the world, and give some examples of where hazard maps were not used as expected and speculate why. I will explain how some hazard footprints from maps can be used to calculate impacts on society, and in some exceptional cases, the likelihood of those impacts (otherwise known as 'risk'). I will summarise some of the key considerations for developing hazard maps that have emerged from a recent international effort to share and collate hazard map experiences from around the globe. I will conclude by suggesting that there is no "one size fits all" approach to volcanic hazard mapping. Instead, there are some key things that should be considered by map makers to increase the chances that their maps are understood, useful, useable, and actually used.



VOLC-SG: Sesión General Volcanología

New insights on Mondaca volcano (Chile): A new site to understand rhyolitic eruptions.

Nicolas Mendoza[2,1], Alvaro Amigo[3,1].
(1) Centro de Excelencia en Geotermia de los Andes
(2) Geología, Facultad de ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile
(3) Red Nacional de Vigilancia Volcánica, SERNAGEOMIN.

The Mondaca volcano is a rhyolitic emanation center that lacks deep geological reconnaissance studies. It has been described as an extensive lava flow 8 km long, also known as the "Vulcano tongue". In addition, a set of proximal pyroclastic sequences have been recognized but not studied. This eruptive center is located in the upper course of the Lontué River and despite there has been no reported activity in historical times researchers attributed its age to the year 1762 according to a chronicle written by Abate Molina. This volcano is immersed in the Descabezados Volcanic Group. This group is dominated by two adjacent stratovolcanoes, an ancient basaltic shield and numerous siliceous-type flank cones and chimneys. Among these is the Quizapu volcano, which has presented an intense historical activity, located between the Descabezado Grande and Co. Azul stratovolcanoes. This complex has given rise to some of the most important eruptions recorded in Chile and South America, such as the effusive eruption of the years 1846-47 and the Plinian eruption of 1932. Recent fieldwork on the products has provided a new radiocarbon dating showing an age of 1230 +/- 30 years before Present. Also, our work shows that pyroclastic deposits were significantly larger and can be found up to 13 km away from the emission center confined to the valley of the Lontue river over lahar deposits. Ongoing research will investigate further the petrology and geochemistry of the products that gave origin to Mondaca to shed light on the dominant subvolcanic processes in this area as well as to raise geological information in terms of its eruptive history. The above is highly relevant to the understanding of the evolution of large silicic magma systems in a place with an important amount of volcanic manifestations, of varied compositions, within a radius of a few kilometers.

VOLC-SG: Sesión General Volcanología

Volcanes americanos y población: de la supervivencia a la coexistencia

Miguel Angel Morales Collazos[1], Laura Cecilia Paris Leal[1].
(1) Gerencia técnica, Consultora Sobreriesgos.com

La gran mayoría de los países del continente americano cuentan con volcanes, muchos de los cuales están en condición activa. Desde Alaska hasta la Patagonia, son contadas excepciones los países que no tienen volcanes en su territorio (en Sudamérica solo 4 países no tienen volcanes). La existencia de centenares de volcanes en territorio americano (muchos están extintos y una buena cantidad no están reconocidos oficialmente), es debida a la dinámica tectónica, predominantemente de subducción y de colisión en la región. La relación entre los volcanes y los pobladores americanos históricamente ha sido en gran parte "trágica y desastrosa", por numerosos eventos eruptivos de gran magnitud y efectos asociados a dichas erupciones (deslizamientos, sismos, tsunamis, lahares). Huaynaputina (Perú, 1600), Mont Pelée (Martinica, 1902), San Salvador (El Salvador, 1917), Santa Helena (Estador Unidos, 1980), Nevado del Ruiz (Colombia, 1985) y Chaiten (Chile, 2008), por solo mencionar algunos eventos de relevancia, dejan constancia de las consecuencias de la actividad de los volcanes americanos a través del tiempo. Sin embargo, los procesos asociados a la actividad volcánica también han dejado y continuan proporcionando importantes beneficios que no han terminado de ser aprovechados y, que representan un muy interesante cúmulo de recursos a desarrollar para toda la región, desde la generación de suelos de altísima fertilidad, la formación de notables yacimientos minerales, un incalculado potencial energético geotérmico e incluso focos de interés turístico, lo que permite considerar a los volcanes como unos vecinos complejos, que si bien no deben subestimarse los riesgos vinculados a su actividad, y derivados también de esa dinámica tectónica, se les merece una revisión que pueda conllevar a repensar y modificar la interacción tradicionalmente de supervivencia entre humanos y volcanes, por la de coexistencia. De la revisión de algunos desastres históricos relacionados a volcanes en el continente, en la que se puntualizarán los elementos de más profunda vulnerabilidad enlazados a los hechos, se propone la socialización de una visión que integra el entendimiento de los fenómenos volcánicos y geológicos, la gestión de los riesgos y la consideración de las oportunidades de crecimiento y desarrollo que representan para muchos pueblos convivir con los titanes de fuego de América.

VOLC-SG: Sesión General Volcanología

Nuevos antecedentes geocronológicos y litológicos del Volcán Llullaillaco, Andes Centrales.

Cristián Ramírez[1], Víctor Villa[1], Pablo Corada[2].
(1) Departamento de Geología General, Servicio Nacional de Geología y Minería
(2) Departamento de Geología, Universidad de Chile

El Llullaillaco es un estratovolcán limítrofe, ubicado en la cordillera de Antofagasta y Salta. Trabajos anteriores lo describen como principalmente efusivo, de lavas dacíticas y depósitos de avalancha de detritos. Acotan su actividad desde el Pleistoceno, extendiéndola al Holoceno al considerar precarios antecedentes históricos de tres posibles erupciones durante el siglo XIX. Nuevos antecedentes geocronológicos y litológicos son presentados como resultado del mapeo geológico del Plan Nacional de Geología de Sernageomin. Estos datos permiten mostrar nuevas facies y etapas evolutivas más precisas del volcán Llullaillaco. El volumen mínimo del edificio volcánico es ~32 km^3 y se divide, morfológica y estratigráficamente, al menos en dos partes. Un cono occidental, formado por lavas fuertemente erosionadas, alberga un lago a 6.170 m s.n.m., de 150 m de largo. Depósitos sobre su flanco SO se asocian a una avalancha volcánica de detritos con un volumen mínimo de ~0,5 km^3, formada por 3 lóbulos orientados hacia el SO y O. Un cono oriental, emplazado sobre el cono occidental, está formado por coladas de lava casi sin erosión. La lava más joven se prolonga al norte desde un centro de emisión que forma la cumbre del volcán. Se obtuvo 4 edades $^{40}Ar/^{39}Ar$ en masa fundamental (MF) y biotita (Bt). En el cono occidental se dataron una lava de la base (Bt, 930±30 ka), y una lava en la parte NO (Bt, 853±31 ka). En la parte sur del cono oriental se dató una lava de bloques (MF, 17±10 ka). Además, se dató una ignimbrita de pómez y ceniza, de volumen mínimo ~0.5 km^3, circunscrita en y al oeste del cono occidental (Bt, 851±88 ka). Las edades obtenidas permiten identificar al menos dos etapas evolutivas en el volcán Llullaillaco. La primera etapa involucra la construcción del cono occidental (900 – 800 ka), coetáneo con una ignimbrita que manifiesta un carácter explosivo del volcán en el Pleistoceno. Una segunda etapa incluye la construcción del cono oriental (~17 ka), la cual podría extenderse al Holoceno al considerar el error analítico y la emisión de lavas posteriores a la datada. El lago de altura, cuyos sedimentos podrían registrar erupciones recientes e información paleoclimática, no ha sido estudiado geológicamente. Las escasas citas y falta de contexto de los datos históricos, conllevan la necesidad de una revisión crítica de los mismos, pues clarificar la historia de erupciones recientes tiene implicancias en la caracterización del peligro volcánico de la zona.

VOLC-SG: Sesión General Volcanología

Evolución deposicional y geoquímica del evento calderico del Paleoceno-Eoceno en Atacama

Fabián Torres[1], Marianela Sepúlveda[1], **Natalia Rodríguez[1]**, Juan Díaz-Alvarado[1], Eugenio Aragón[2].
(1) Departamento de Geología, Facultad de Ingeniería, Universidad de Atacama
(2) Universidad Nacional de la Plata, Argentina

Introduccion

La pre-cordillera de la región de Atacama guarda el registro de una espectacular historia evolutiva donde los procesos de extensión y acortamiento cortical han afectado a las rocas que se han emplazado y depositado en esta área. El conjunto de unidades volcánicas e intrusivas de edad Terciario inferior, definidas en el sector precordillerano de la región de Atacama entre los 25°30´y 28°30´S, presentan relaciones de contactos y asociaciones de facies tales que han sido interpretadas como parte de complejos volcano-plutónicos, cuyo emplazamiento ocurrió durante el ciclo evolutivo de grandes calderas de colapso (Rivera y Mpodozis, 1994; Rivera y Falcón, 2000). Las calderas representan el final de un ciclo evolutivo de cuencas extensionales y sus productos (edificios y depósitos volcánicos) conforman parte del relleno de estas cuencas. Estudios realizados en las últimas décadas en este sector han permitido identificar una megaestructura volcano-plutónica denominada la megacaldera Carrizalillo y que representa la fase inicial del ciclo de formación de calderas Paleoceno-Eoceno inferior y la culminación de un evento de emplazamiento de cuerpos de magmas de dimensiones batolíticas. Las Calderas El Durazno y Bellavista corresponden a dos de las cuatro calderas anidadas en la megacaldera Carrizalillo y suponen un evento de resurgencia en etapas más tardías, dónde la cámara magmática sub-caldera evolucionó hacia cámaras de menor dimensión y que posteriormente colapsó.

Resultados

Levantamiento geológico y petrografía Las calderas El Durazno y Bellavista presentan una excelente preservación de sus afloramientos y de las fracturas anulares y transversales que canalizaron la efusión de material magmático, está condición facilita el estudio que nos conduce a la determinación de los eventos eruptivos asociados a la formación de estas calderas y de las condiciones físico-químicas de la cámara magmática asociada. A partir del estudio cartográfico, petrográfico, geoquímico y estratigráficose pudo conocer con mayor precisión la distribución y composición de los diferentes depósitos volcánicos que conforman la geología de las calderas. Si bien existen diferencias en los productos volcánicos de ambas calderas, se pueden reconocer las siguientes unidades geológicas: - El basamento de ambas calderas está constituido por lavas andesíticas compuestas por una masa fundamental (50%) fenocristales de Pl (35%), Px (10%), Hbl (4%) y minerales opacos (1%) que corresponde a Lavas de Sierra La dichosa de edad Cretácico inferior (Arévalo, 1994; Iriarte et al., 1999). - Las facies de bordes están caracterizadas por presentar un alto buzamiento (60º) hacia el interior de la caldera. Constituidas fundamentalmente por depósitos lensoidales de megabrechas con bloques de hasta varios metros de diámetro de composición andesítica en la parte norte de la caldera El Durazno. La zona suroeste corresponde a una secuencia de brechas, lavas de composición andesítica fundamentalmente y flujos ignimbríticos. Las facies de borde de la caldera Bellavista presentan brechas de colapso con intercalaciones de flujos ignimbríticos con estructuras de soldamiento, líticos (20-10%) de composición andesítica y líticos de dioritas y aproximadamente entre un 20 a 35% de cristales de Or, Pl, Hbl y Bt. - Las facies de intracaldera de la caldera El Durazno están constituidas por dos sub-unidades principales. A muro, los depósitos están conformados por flujos de ignimbrítas soldadas de color rosado, sin líticos mayores al cm de diámetro y empobrecida en cristales. Presentan un mayor espesor en el borde occidental de la caldera. La segunda sub-unidad ignimbrítica predomina en la parte noroccidental de la caldera y se caracteriza por ser tobas poco soldadas con gran cantidad de líticos y fragmentos pumíceos (Figura 1e). Existe un nivel de vitrófiro con una potencia de aproximadamente 15 m, el cual se intercala entre las 2 unidades piroclásticas principales. Las unidades de intracaldera de la caldera Bellavista expone una secuencia de flujos ignimbríticos con intercalaciones menores de flujos de lavas dacíticas. Tales secuencias se encuentran inclinadas 10º al SE. De base a techo la secuencia corresponde a un flujo de 70 m de lavas dacíticas, suprayaciendo se encuentra un depósito de flujo ignimbrítico con estructuras de fiames fuertemente alterados, a techo se deposita una ignimbríta soldada y el último flujo corresponde a un depósito ignimbrítico totalmente alterado (Figura 1f, g). - Las unidades post-colapso están constituidas por depósitos lacustres y lavas post-colapso, de composición fundamentalmente andesítica. Las lavas post-colapso presentan una distribución irregular a techo de las demás unidades, preservándose algunos conductos volcánicos (cono eruptivo) al interior de la caldera El Durazno. *Geoquímica* Se analizaron cinco muestras de la caldera El Durazno y siete de la caldera Bellavista, mediante el método ICP-MS, se ha incluido además analisis de las muestras recogidas en ignimbrítas y lavas de la megacaldera Carrizalillo. Los diagramas Harker evidencian un comportamiento similar para elementos como el Na_2O y K_2O (comportándose como elementos incompatibles) en las calderas el Durazno y Bellavista, sin embargo estos valores se mantienen casi constantes a medida que aumenta el sílice en la Megacaldera Carrizalillo. La clasificación TAS señala que todas las muestras

caen dentro del campo de la serie magmática calcoalcalina. Los elementos trazas fueron estudiados utilizando diagrama de tierras raras normalizado a condrito (Nakamura, 1995), y diagrama multielemental normalizado a condrito (Thompson, 1982). Según el diagrama de distribución de tierras raras el perfil observado es similar en las tres calderas, siendo este enriquecido en LREE en comparación con HREE con altos valores de las relaciones LREE/HREE (La/Yb= 22.8 – 5.8) y con anomalía negativa de EU. Las rocas de la Megacaldera Carrizalillo presentan un ligero enriquecimiento en tierras raras pesadas (HREE) en comparación a las rocas de la caldera El durazno. Las ignimbritas de la caldera Bellavista estan ligeramente enriquecidas en MREE y HREE (Figura 1.b, c, d). En el caso del diagrama multielemental se observó un enriquecimiento selectivo de elementos tales como Ba, Rb, Th, además existe una anomalía negativa para los elementos Nb y Sr. Ambos grupos de muestras, tanto de la megacaldera Carrizalillo cómo las calderas El Durazno y Bellavista presentan anomalías negativas de europio (Eu/Eu*; dónde Eu*=(Sm/Gd) /2). En base a la utilización de elementos trazas como el Th, Yb, Ta, y Co, los cuales tienen un carácter inmóvil ante los procesos secundarios de bajo grado, se realizaron diagramas de discriminación tectónica. Según los diagramas de discriminación de Schandl y Gorton (2002) (Th/Yb vs Ta/Yb; Th/Ta vs Yb), las calderas se formaron bajo un ambiente de margen continental activo. Por otra parte, el diagrama de Hastie et al. (2007) de Th vs Co permite identificar que las muestras tanto de la caldera El Durazno y Bellavista como de la megacaldera se proyectan en el campo de dacita-riolitas de una serie magmática calcoalcalina alta en potasio (shoshonítica) (Figura 1. a). Algunas de las muestras de la caldera Bellavista escapan al campo de andesitas y basaltos.

Discusion y Conclusiones

La historia evolutiva del volcanismo asociado a la calderas puede explicarse en cuatro etapas: 1) Erupción pre-colapso: el inicio de la actividad magmática a través de la fractura anular de las calderas; 2) Colapso : depositación de potentes series de ignimbritas y brechas de colapso; 3) Post-colapso 1: lavas post-colapso y depósitos sedimentarios lacustres que se depositaron al interior de la caldera durante una pausa en la actividad volcánica; 4) Post-colapso 2: resurgencia, con intrusión de domos y diques riolíticos que afloran principalmente en el interior de la caldera, cortando las unidades de intracaldera. El emplazamiento coincide con un sistema de fallas de carácter regional con orientación N15E con cinemática dextral normal. La actividad eruptiva se produjo inicialmente en los bordes de las calderas a través de la fractura anular, sin embargo, la presencia de conductos eruptivos en la caldera El Durazno (cono volcánico) al interior de la caldera es evidencia que la actividad eruptiva también se desarrolló en el interior de la Caldera. La similitud entre las composiciones geoquímica de las calderas implicaría una misma cámara magmática que habría estado constantemente siendo recargada con nuevos pulsos de una misma fuente. Las calderas Bellavista y el Durazno serían derivadas de la gran cámara magmática que previamente habría formado la megacaldera Carrizalillo y la cual evolucionaría a cámaras de menor tamaño.

Referencias

Arévalo, C. 1994. La cuenca hornitos: un hemigraben extensional del Cretácico superior-Paleoceno inferior en la Precordillera de Copiapo. VII Congreso geológico Chileno, Actas Volumen I, p. 397-401. Hastie, A.R., Kerr, A.C., Pearce, J.A, and Mitchell, S.F. 2007. Classifcation of altered volcanic island arc rocks using immobile trace elements: development of the Th- Co discrimination diagram. Journal of Petrology, 48: 2341- 2357. Iriarte, S., Arévalo, C., Mpodozis, C. 1999. Hoja La Guardia, Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería, Mapas Geológicos No. 13, escala 1:100.000, Santiago. Nakamura N. 1974. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na, and K in carbonaceous and ordinary chondrites. Geochimica et Cosmochimica Acta 38, p 757-775. Rivera, O., Mpodozis, C. 1994. La megacaldera Carrizalillo y sus calderas anidadas: Volcanismo sinextensional Cretácico superior-Terciario inferior en la Precordillera de Copiapó. VII Congreso Geológico Chileno, Actas Volumen I: 149-153. Rivera, O.M., Falcón, M.F., 2000. Calderas tipo colapso-resurgente del Terciario inferior en la pre-cordillera de la Región de Atacama: emplazamiento de complejos volcano-plutonicos en las cuencas volcano-tectonicas extensionales Hornitos e Indio Muerto. IX Congreso Geológico Chileno, Actas Volumen 2, p. 67-71. Schandl, E. S. & Gorton, M. P. 2002. Application of high field strength elements to discriminate tectonic settings in VMS environments. Economic Geology 97,629–642. Thompson, R. 1982. Magmatism Of the British Tertiary Volcanic province. Scot. J. Geol. 18(4). p 9–107.

VOLC-SG: Sesión General Volcanología

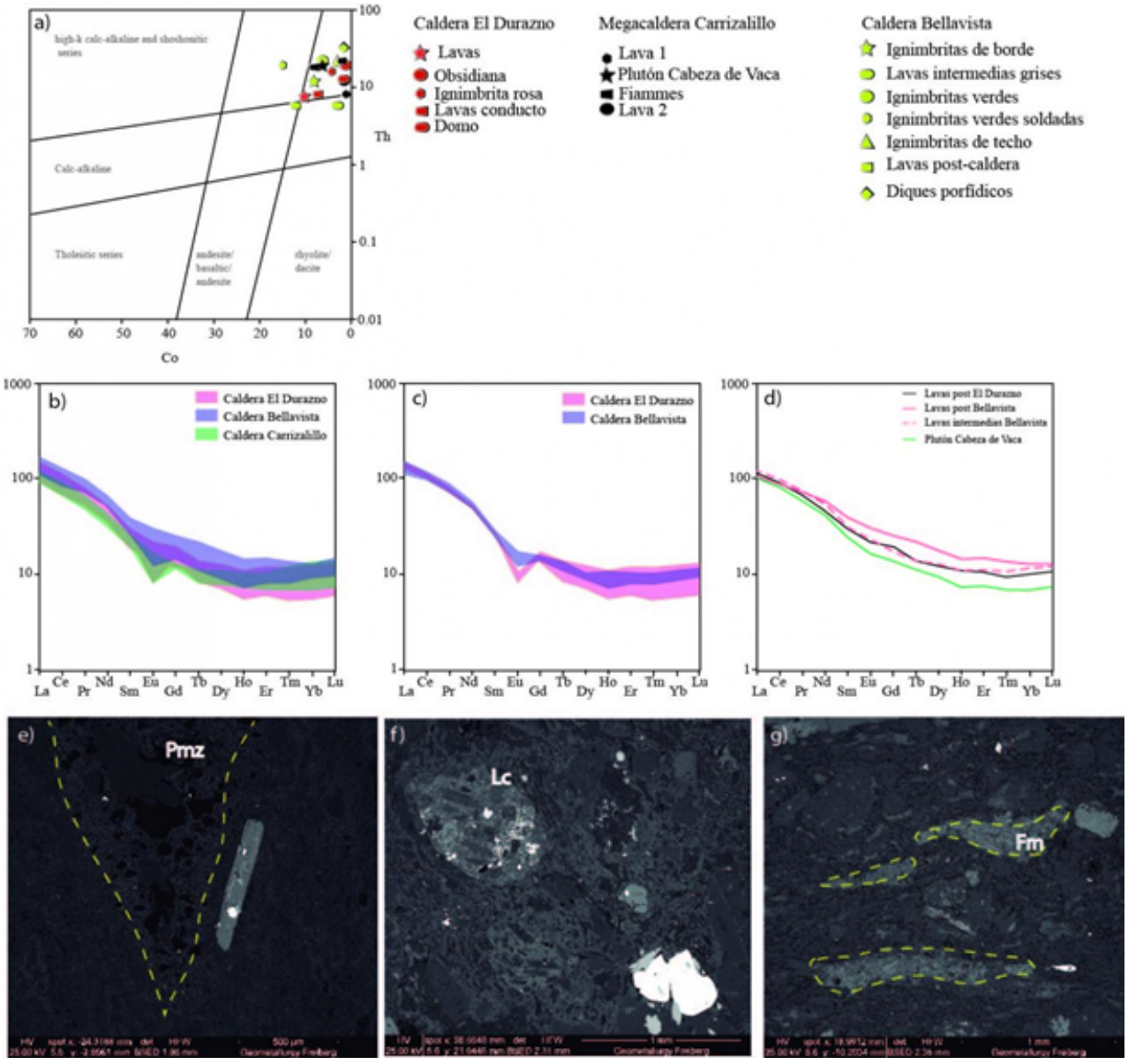


Figura 1. a) Diagrama de Hastie et al. (2007) de Th vs Co. b), c) y d) diagramas REE normalizado a condrito (Nakamura, 1995) donde en b) se plotean los valores de REE de las muestras de ignimbritas y lavas post-colapso de las calderas Bellavista, El Durazno y la Megacaldera carrizalillo, en c) se visualizan los patrones de las ignimbritas de intracaldera de Bellavista y El Durazno, mientras que en c) se puede observar el comportamiento de REE para lavas post-colapso de las calderas Bellavista y El Durazno, lavas de la Megacaldera Carrizalillo y el plutón Cabeza de Vaca. e), f) y g) corresponde a imágenes de SEM de ignimbritas de El Durazno y Bellavista mostrando textura eutaxítica y los piroclastos que las componen: poméz (Pmz), Fiame (Fm) y litoclastos (Lc).

VOLC-SG: Sesión General Volcanología

New age controls on the tephrochronology of the southernmost Andean Southern Volcanic Zone, Chile

Derek J Weller[5], M Eugenia De Porras[1], Antonio Maldonado[2], Cesar Mendez[4,3], **Charles R Stern[5]**.
(1) Centro de Estudios Avanzados en Zonas Áridas , Instituto de Investigación Multidisciplinario en Ciencia y Tecnología, Universidad de La Serena, Serena, Chile
(2) Biología Marina, Universidad Católica Del Norte, Coquimbo, Chile
(3)
(4) Centro de Investigación en Ecosistemas de la Patagonia , Chile
(5) Geological Sciences, University of Colorado, Boulder, Colorado, US

The chronology of over 50 tephra layers preserved in a lake sediment core from Laguna La Trapananda (LLT; 45°20´22.85"S; 71°50´11.49"W; 1,160 masl), a small (0.1 km^2) lake with a limited (2 km^2) internally drained catchment area located northeast of Coyhaique, in the region east of the southern portion of the Andean Southern Volcanic Zone (SSVZ; Stern, 2004; Naranjo and Stern, 2004), Chile, is constrained by seven new radiocarbon age determinations (see Figure), which span the period from late Pleistocene glacial retreat to the late Holocene. Based on both their petrology (mineralogy and glass morphology and color), the tephra are attributed to small, medium and large explosive eruptions of SSVZ volcanoes, including Mentolat, Hudson, Macá, and potentially Cay (see Figure). Based on both their stratigraphic positions within the LLT core, they are correlative with tephra A1 through Z3 (see Figure; Weller et al., 2014, 2015) previously described from eight other lake cores in the region, including those in Lago Unco (Figure part A). The detail of these tephra records are unrivaled by outcrops, which rarely contain records with the same exceptional stratigraphic control observed in lake sediment cores. Seven AMS radiocarbon ages were determined, by DirectAMS Radiocarbon Dating Services (Brothwell, Washington, USA), on organic matter in bulk sediment samples within the core, and these were converted to calendar years before present (cal years BP) by applying the ShCall 13 curve (Hogg et al., 2013) to the CALIB 7.0.4 program (Stuiver et al., 1998). The seven new ages from the LLT core are consistent with the few previously available ages for tephra described in these other cores and outcrops in this region. The deepest radiocarbon age in the core (18,416±98 cal yrs BP; Figure), from directly above the very large late-glacial Ho eruption of Hudson (Weller et al., 2014), is similar to the ages of Ho determined in a core from Lago Castor just south of LLT (17,500-18,410 cal yrs BP; Van Daele et al., 2016) and estimated in a core from further north in the Cisnes river valley (18,820 yrs BP; Stern et al., 2015), but ~1000 years older than the previous determination of the age of this tephra in other cores from near Coyhaique (17,370±70 cal yrs BP; Weller et al., 2014; Bendle et al., 2017). The new ages provide a more robust and better constrained chronology for the history of explosive eruptions in the southernmost SVZ. The ages of the >50 tephra in the LLT core, as well as those from the other previously described lake cores in the area, are estimated by a Bayesian statistical method using the new ages, together with one (3,368 cal yrs BP) for the widely dispersed H2 tephra, which was produced by a large mid-Holocene eruption of the Hudson volcano and occurs in all the lake cores from the region. The results (Figure part B) constrain the frequency of explosive eruptions of the different volcanic centers in the southernmost SSVZ. Among the 56 tephra chronologically constrained since 18,850 cal yrs BP (one event every 340 yrs on average), 25 were produced by explosive eruptions of Hudson (one event every 740 yrs on average), 14 by explosive eruptions of either Macá or Cay (one event every 1,350 yrs on average), 11 by Mentolat (one event every 1,710 yrs on average), and 6 have not been sampled or sourced. Hudson volcano, located just east of the Chile Rise-Trench triple junction, has been the most active in terms of both volume (Völker et al., 2011; Weller et al., 2014, 2015) and frequency of extrusive and explosive eruptions, and both average recurrence rates and eruptive volumes have decreased northwards away from the Chile Rise-Trench triple junction. The ages also suggest that eruption rates of the individual volcanoes in the southernmost SSVZ were essentially uniform since late glacial times, with no clear post-glacial increase in volcanic activity as has been suggested for further north in the SVZ by Watt et al. (2013), Fontijn et al. (2014, 2016) and Rawson et al. (2016). However, occasional episodic concentrations of activity from a single volcano in ~200 to 400 year periods do occur, producing for instance the S1 to S10 sequence of Hudson eruptions (see Figure), the Q1 to Q3 sequence of Mentolat eruptions, and the G1 to G3 sequence of eruptions of Macá or Cay. The new ages also provide isochrones used to constrain the complex depositional histories of the small lacustrine systems in southern Chile from which the cores were obtained, indicating that some significant late-glacial to early Holocene changes in sedimentation rate observed in each core were not regionally synchronous and therefore not due to regional climate changes. Finally, they provide a tephrochronologic tool, the most detailed for any part of the Andean arc, for estimating the age of corresponding tephra observed in many other tephrochronologic, paleoclimatic, paleoecologic and archaeologic studies in this region of central Patagonia. **References** Bendle, J.M., Palmer, A.P., Thorndycraft, V.R., Matthews, I.P., 2017. High-resolution chronology for deglaciation of the Patagonian Ice Sheet at Lago Buenos Aires (46.5°S) revealed through varve chronology and Bayesian age modelling. Quat. Sci. Rev. 177, 314–339. Bronk Ramsey, C., 2008. Deposition models for chronological records. Quat. Sci. Rev. 27, 42-60 Fontijn, K., Lachowycz, S.M., Rawson, H., Pyle, D.M., Mather, T.A., Naranjo, J.A., Moreno-Roa, H., 2014. Late Quaternary tephrostratigraphy of southern Chile and Argentina. Quat. Sci. Rev. 89, 70–84. Fontijn, K., Rawson, H., Van Daele, M., Moernaut, J., Abarzue, A.M., Heirman, .K, Bertrand, S., Pyle, D.M., Mather, T.A.,

VOLC-SG: Sesión General Volcanología

De Batist, M., Naranjo, J.A., Moreno, H., 2016. Synchronisation of sedimentary records using tephra: A postglacial tephrochronological model for the Chilean Lake District. Quat. Sci. Revs. 137, 234-254. Hogg, A., Hua, Q., Blackwell, P., Niu, M., Buck, C., Guilderson, T., Heaton, T.J., Palmer, J.G., Paula, J.R., Reimerm, R.W., Turney, C.S.M., Zimmerman, S.R.H., 2013. SHCAL13 Southern Hemisphere Calibration, 0-50,000 years CAL BP. Radiocarbon 55(4), 1889-1903. Naranjo, J.A., Stern, C.R., 2004. Holocene tephrochronology of the southernmost part (42°30'-45°S) of the Andean Southern Volcanic Zone. Rev. Geol. Chile 31(2), 225–240. Rawson, H., Pyle, D.M., Mather, T.A., Smith, V.C., Fontijn, K., Lachowycz, S.M., Naranjo, J.A., 2016. The magmatic and eruptive response of arc volcanoes to deglaciation: Insights from southern Chile. Geol. 44(4), 251-254. Stern, C.R., 2004. Active Andean Volcanism: its geologic and tectonic setting. Rev. Geol. Chile 31(2), 161-206. Stern, C., de Porras, M.E., Maldonado, A., 2015. Tephrochronology of the upper Río Cisnes valley (44°S), southern Chile. Andean Geol. 42, 173–189. Stuiver, M., Reimer, P.J., Braziunas, T.F., 1998. High-precision radiocarbon age calibration for terrestrial and marine samples. Radiocarbon 40(3), 1127–1151. Van Daele, M., Bertrand, S., Meyer, I., Moernaut, J., Vandoorne, W., Siani, G., Tanghe, N., Ghazoui, Z., Pino, M., Urrutia, R., De Batist, M., 2016. Late Quaternary evolution of Lago Castor (Chile, 45.6°S): Timing of the deglaciation in northern Patagonia and evolution of the southern westerlies during the last 17 kyr. Quat. Sci. Rev. 133, 130–146. Völker, D., Kutterolf, S., Wehrmann, H., 2011. Comparative mass balance of volcanic edifices at the southern volcanic zone of the Andes between 33oS and 46oS. J. Volcanol. Geotherm. Res. 205, 114-129. Watt, S.F.L., Pyle, D.M., Mather, T.A., 2013. The volcanic response to deglaciation: evidence from glaciated arcs and a reassessment of global eruption records. Earth Sci. Rev. 122, 77-102. Weller, D., Miranda, C.G., Moreno, P.I., Villa-Martínez, R., Stern, C.R., 2014. The large late-glacial Ho eruption of the Hudson volcano, southern Chile. Bull. Volcanol. 76, 1–18. Weller, D.J., Miranda, C.G., Moreno, P.I., Villa-Martínez, R., Stern, C.R., 2015. Tephrochronology of the southernmost Andean Southern Volcanic Zone, Chile. Bull. Volcanol. 77, 1–24.

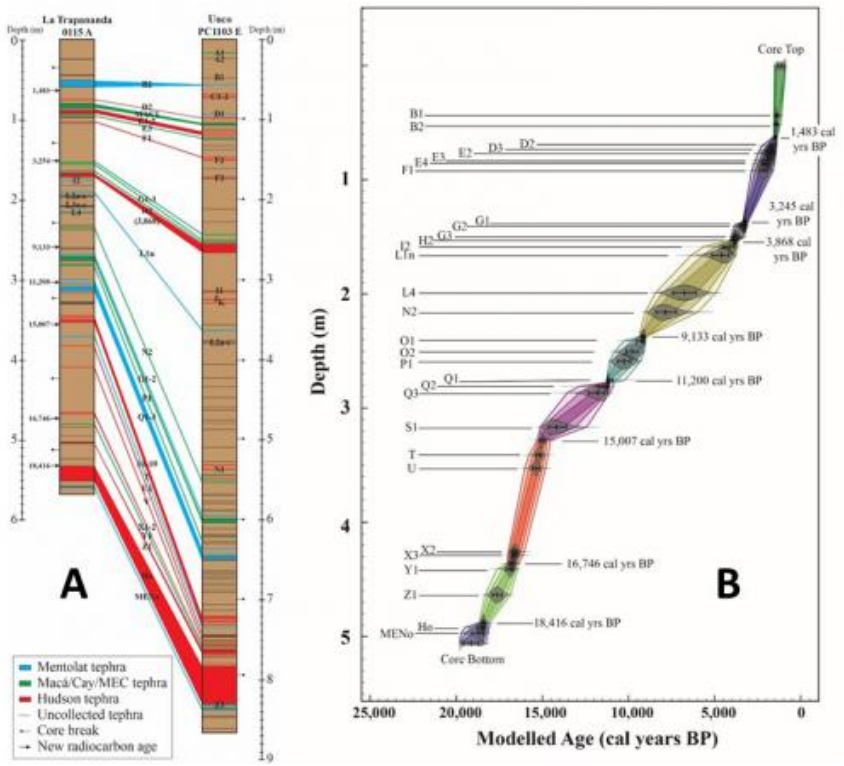


Figure. (A) Correlation, and suggested source volcano, of 39 tephra deposits in the Laguna La Trapanande (LLT) lake sediment core with >50 in a core from Lago Unco, located ~25 km south of LLT, as previously described and named (A1 through Z3) in detail by Weller et al. (2014, 2015). The seven new radiometric ages (in cal yrs BP) for the LLT core are indicated along the left side of the LLT stratigraphic section. (B) Age versus depth model for the tephra in the Laguna La Trapananda sediment core and the other cores from near Coyhaique (Weller et al., 2014, 2015), calculated using OXCAL 4.2 (Bronk Ramsey, 2008) with the Southern Hemisphere radiocarbon calibration data SHCal13 (Hogg et al., 2013). The seven ages from the LLT core and for the Hudson H2 eruption that control the model are indicated on the right of the curve.

VOLC-SG: Sesión General Volcanología

Estructuras magmáticas asociadas al volcán Osorno, identificadas mediante magnetotelúrica.

Felipe Zuñiga Armijo[1], Daniel Diaz[1,3], Angelo Castruccio[2,3].
(1) Departamento de Geofísica, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(2) Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(3) Centro de Excelencia en Geotermia de los Andes, Chile

El volcán Osorno corresponde a un volcán de tipo compuesto ubicado en el segmento central de la Zona Volcánica Sur (CZVS), el cual se encuentra cercano a emplazamientos urbanos tales como Ensenada y Puerto Varas. El objetivo principal de este trabajo es obtener nuevos datos geofísicos con la finalidad de identificar y caracterizar posibles estructuras magmáticas bajo este volcán, buscar vínculos entre los volcanes Osorno y Calbuco (cuya última erupción ocurrió en 2015), y finalmente mejorar la compresión del arco magmático de la ZVS. Se efectuó una primera campaña de terreno en diciembre de 2017, en la cual se instalaron 11 estaciones MT de banda ancha, tratando de cubrir concéntricamente el edificio volcánico. Estas estaciones serán complementadas con nuevos datos medidos durante el 2018. Los datos registrados corresponden a series de tiempo de los campos eléctricos y magnéticos medidos en cada estación por un tiempo cercano a dos días. Estos son procesados para obtener las funciones de transferencia en dominio de la frecuencia, de acuerdo a métodos de procesamiento robusto y estaciones de referencia remota. Las resistividades eléctricas aparentes medidas se encuentran en el rango de 10 a 1000 ohm-m. Estos valores varían en profundidad y ubicación en torno al volcán, por lo que se llevó a cabo un análisis dimensional. Parámetros tales como las flechas de inducción indican que anomalías conductoras se encuentran hacia el NW y SW para periodos menores y mayores respectivamente, mientras que el tensor de fase indica cuerpos conductores solamente para periodos menores. Las anomalías conductoras a periodos menores señaladas por el análisis dimensional podrían estar asociadas a estructuras magmáticas superficiales, mientras que las indicadas para periodos mayores podrían estar vinculadas a anisotropías eléctricas corticales identificadas al norte del área de estudio. Se están realizando inversiones 3D con estos datos, con la finalidad de modelar estructuras de diversa resistividad presentes en la zona e interpretar estas estructuras considerando datos petrológicos recolectados en la zona.

VOLC-1: Volcanismo de la Zona Volcánica Andina Central (ZVAC)

Ckelar, Grupo de Investigación en Volcanología de la Universidad Católica del Norte, Chile: Investigación para el desarrollo de las ciencias, para las autoridades y la comunidad en general

Felipe Aguilera[1].
(1) Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ingeniería y Ciencias Geológicas, Universidad Católica Del Norte, Antofagasta, Chile

El margen O de Sudamérica aloja 4 zonas volcánicas, cuya actividad eruptiva ha producido impactos en la población e infraestructura (*e.g.* Huaynaputina 1600, Nevado del Ruiz 1985, Chaitén 2008). Aunque existen diversos observatorios volcanológicos en Colombia, Ecuador, Perú, Argentina y Chile, además de grupos de investigación tanto en países Sudamericanos como de otros continentes, los que han llevado a cabo diversos trabajos para mejorar el entendimiento del volcanismo en la región, el conocimiento de este aún sigue siendo escaso. Ckelar, el Grupo de Investigación en Volcanología de la Universidad Católica del Norte (Antofagasta, Chile), es un equipo multidisciplinario enfocado en el estudio de los fenómenos asociados al volcanismo a lo largo de Chile, con un fuerte foco en el norte de Chile. El equipo está integrado por más de una decena de investigadores, y más de una veintena de doctorandos y estudiantes de pregrado, cuya investigación la desarrollan en diversas temáticas que incluyen la volcanología física, geoquímica de fluidos, geofísica volcánica, sensores remotos, petrología, geología estructural, peligros y riesgos volcánicos, ingeniería de sistemas y computación, trabajo con la comunidad y medios de comunicación (difusión científica, resiliencia y educación comunitaria), y desarrolla relaciones con autoridades comunales, regionales y nacionales. El grupo cuenta con diversos colaboradores nacionales e internacionales, los que apoyan el trabajo en terreno, análisis y procesamiento de datos, y preparación de nuevos investigadores. Ckelar está en una constante búsqueda de la integración de diversas disciplinas y equipos de trabajo, con el objetivo de incrementar el conocimiento y el desarrollo de la investigación del volcanismo no sólo de las zonas volcánica activas en Chile, sino también en toda Sudamérica, además de impactar en el desarrollo de las Ciencias de la Tierra, en las políticas públicas y en el conocimiento para la comunidad en general.

VOLC-1: Volcanismo de la Zona Volcánica Andina Central (ZVAC)

Tasas de emisión de SO_2 obtenidas con una cámara-UV de bajo costo en los volcanes Guallatiri, Isluga e Irruputuncu, norte de Chile

Pilar Arratia[1], Felipe Rojas[1], Susana Layana[2], Thomas Wilkes[3], Tom Pering[3], Andrew McGonigle[3].
(1) Departamento de Ciencias Geológicas , Facultad de Ingeniería y Ciencias Geológicas, Universidad Católica del Norte, Antofagasta, Chile
(2) Programa de Doctorado en Ciencias mención Geología, Facultad de Ingeniería y Ciencias Geológicas, Universidad Católica del Norte, Antofagasta, Chile
(3) Department of Geography, University of Sheffield, Sheffield, UK

Los gases volcánicos son emitidos en distintos episodios durante el periodo de vida activo de un volcán, incluyendo emisiones de gases no eruptivas (desgasificación pasiva) hasta erupciones efusivas y explosivas. El monitoreo de la desgasificación volcánica es importante para identificar en qué periodo de actividad se encuentra un sistema volcánico en particular. El dióxido de azufre (SO_2) es uno de los principales gases de origen magmático y la medición de sus tasas de emisión ha sido ampliamente utilizado como herramienta de monitoreo de actividad volcánica. El SO_2 es una especie gaseosa que presenta una alta sensibilidad a la absorción en el espectro ultravioleta (UV), por lo que el uso de cámaras UV se ha vuelto común tanto para la detección de SO_2 como de sus tasas de emisión en sistemas volcánicos activos. Un nuevo instrumento de bajo costo para la detección de SO_2 corresponde a la cámara UV PiCam, desarrollada por *University of Sheffield*, Reino Unido, la cual está siendo actualmente utilizada en diversos volcanes del norte de Chile. Se realizaron mediciones de las emisiones de SO_2 para los volcanes Guallatiri, Isluga e Irruputuncu que se encuentran localizados en la Zona Volcánica Central (ZVC) en el norte de Chile, los cuales presentan actividad fumarólica y desarrollan una pluma de gas permanente. Las mediciones fueron realizadas a distancias menores a 10 kilómetros desde el punto de emisión, siendo realizadas preferentemente entre las 10:00 y 15:00 hora local, durante rangos de tiempos inferiores a 45 minutos y a una frecuencia de 0.2 Hz, lo que implica la obtención de 5 imágenes por cada segundo. En el volcán Isluga fueron registradas las tasas de emisión de SO_2 más altas de los tres sistemas en estudio, con rangos que varían entre los 285,12 td-1 y 495,07 td-1, con un promedio de 361,36 td-1. En el caso del volcán Irruputuncu fueron registrados valores que varían entre 60,48 td-1 y 114,91 td-1, con un valor promedio de 86,6 td-1. Finalmente, en el caso del volcán Guallatiri se registraron los valores más bajos de emisión de SO_2, variando entre 9,5 td-1 y 50,98 td-1, con un promedio de 28,04 td-1. El trabajo a futuro contempla la realización de campañas regulares y sistemáticas en los tres sistemas volcánicos previamente indicados, con el objetivo de obtener una serie de tiempo extensa para cada sistema volcánico y correlacionarlo con la actividad observada en superficie.

VOLC-1: Volcanismo de la Zona Volcánica Andina Central (ZVAC)

Active volcanoes of the Central Andes: A Chilean perspective

Daniel Bertin[1], Alvaro Amigo[2], Ines Rodriguez[3].
(1) School of Environment, Faculty of Science, University of Auckland, Auckland, New Zealand
(2) Red Nacional de Vigilancia Volcánica, Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago, Chile
(3) Dirección Regional de Antofagasta, Servicio Nacional de Geología y Minería, Antofagasta, Chile

In this contribution, a thorough review of the active volcanism in the Chilean Central Volcanic Zone (CVZ) of the Andes is presented. This study is inspired in the main previous works that dealt with the questions: 1) How many volcanoes are in the Chilean CVZ?, 2) How many of them are active?, and 3) How deep do we know them? (*e.g.* de Silva and Francis, 1991; González-Ferrán, 1995). These studies were taken into account by Lara *et al*. (2011), who defined 33 active volcanoes following the activity criteria of Ewert *et al*. (2005). Of these, 10 are monitored in real-time by the Southern Andes Volcanic Observatory (OVDAS). These 33 volcanic centers were studied by Amigo *et al*. (2012) to perform a regional-scale (1:250,000) volcanic hazards assessment. So far, only 5 volcanoes have local-scale (1:25,000–1:50,000) geological maps, whereas 3 of them have volcanic hazard maps, numbers considerably below other volcanic zones throughout the Chilean Andes. Although, between 2013 and 2015, intensive fieldwork was carried out in the zone for performing several local-scale volcanic hazards assessments, which led to 9 volcanic hazards maps, never published yet useful for civil emergency issues. The overall poor state of the hazards' knowledge of these volcanoes led to a planning focused on a better understanding of this topic. Following this idea, ongoing research performed during the last few years has allowed identifying 30 active stratovolcanoes (or volcanic complexes) and 20 isolated volcanic centers of relevance, whose ages span from the Late-Middle Pleistocene to the Holocene. In terms of volcanic hazards, those volcanoes that deserve more attention are, from north to south: Guallatiri, Isluga, Irruputuncu, Ollagüe, Socompa, El Fraile and Nevado Tres Cruces. Other interesting areas of future research might be focused on understanding the monogenetic silicic volcanism leading to the emplacement of volcanic domes (*e.g.* Lexone, Chanka, Tocorpuri, Chascón, Aspero), the apparently less evolved volcanic fields (*e.g.* Negros de Aras, Aguas Delgadas), the phreatomagmatic volcanism (*e.g.* Alitar, Overo, Tujle), and the monogenetic lava flows (*e.g.* Tilocalar, La Negrillar). Likewise, collaborative projects with the Argentinian Geological Survey are suggested in order to evaluate how some colossal explosive eruptions (*e.g.* San Pedro, Lascar, Socompa and Nevado Tres Cruces) affected the region.

VOLC-1: Volcanismo de la Zona Volcánica Andina Central (ZVAC)

Active volcanoes of the Central Andes: An Argentinian perspective

Daniel Bertin[1], Walter Baez[2], Pablo Caffe[3], Manuela Elissondo[4], Jan Lindsay[1].
(1) School of Environment, Faculty of Science, University of Auckland, Auckland, New Zealand
(2) Unidad de recursos geológicos y geotérmicos - INENCO, Universidad Nacional de Salta - CONICET, Salta, Argentina
(3) Instituto de Geología y Minería, Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional de Jujuy, Jujuy, Argentina
(4) Servicio Geológico Minero Argentino, Argentina

Compared to its Chilean counterpart, the Argentinian Central Volcanic Zone (CVZ) of the Andes has not held the same attention in terms of active volcanism and volcanic hazards. Indeed, although that the most recent global volcanic database mentions 30 Quaternary volcanoes, 19 of them active (Siebert *et al*., 2010), local databases list up to 250 Neogene and Quaternary volcanic centers, 36 of them very youthful-looking (*e.g.* de Silva and Francis, 1991). These studies were taken into account by Elissondo and Villegas (2011), who defined 20 active volcanoes following the activity criteria of Ewert *et al*. (2005), yet none of them were included in the preliminary monitoring project led by the Argentine Observatory of Volcanic Surveillance (OAVV; García *et al.,* 2017, and references therein). The Argentinian CVZ covers an area of about 60,000 km^2, spanning the Jujuy, Salta, Catamarca and La Rioja provinces, in northwestern Argentina, towards its international border with Chile. It includes scoria cones, lava fields, domes, lava-domes, tuff rings, tuff cones, maars, calderas, and small-to-medium sized stratovolcanoes, compositionally ranging from basalts to rhyolites. In spite of the extensive geochemical (*e.g.* Maro *et al*., 2017), structural (*e.g.* Zhou *et al*., 2013) and geophysical (*e.g.* Mulcahy *et al*., 2014) research done in this zone since the 1980s, there are scarce stratigraphical, morphometrical, geomorphological and geochronological studies. Furthermore, volcanic hazards have only been assessed from a quite broad perspective (Perucca and Moreiras, 2009; Elissondo *et al*., 2016, 2017). The overall poor state of the hazards' knowledge of these volcanoes has led to a planning focused on a better understanding of this topic, conducted by colleagues from the Jujuy, Salta, and Tucumán universities, in collaboration with Mexican, Italian, and Spanish researchers (*e.g.* Norini *et al*., 2014; Báez *et al*., 2016; Grosse *et al*., 2018). On a wider perspective, a regional-scale volcanic hazards assessment is currently being carried out by people from the University of Auckland (New Zealand), together with Argentinian colleagues. Despite that this project is still in its first year, their preliminary results suggest that volcanic phenomena in the region are comparable both in terms of magnitude and coverage, and possibly recurrence, with those of the Chilean CVZ. That is to say, we hypothesize that the volcanic hazards in the Argentinian CVZ have been overlooked so far.

VOLC-1: Volcanismo de la Zona Volcánica Andina Central (ZVAC)

Antecedentes preliminares de granates hallados en dacitas del Cerro Coquena, Región de Antofagasta, Chile

Miguel Cáceres Munizaga[1].
(1) Particular

La siguiente contribución reporta el hallazgo de macrocristales de granate hospedados en dacitas que afloran en cerro Coquena, ubicado a 110 km de San Pedro de Atacama inmediatamente al Este del margen oriental de la caldera La Pacana, en la Puna Norte de la Región de Antofagasta. Distritalmente, el área se caracteriza por rocas volcánicas efusivas, piroclásticas y subvolcánicas de edades entre Mioceno tardío al Plioceno tardío[1]. Localmente, un pórfido dacítico calco-alcalino del Mioceno tardío (Ceja Alta[1]) está asociado a coladas de igual composición exhibiendo marcadas bandas de flujo. Un pequeño afloramiento ubicado en el flanco Oeste del cerro muestra macrocristales de granate hospedados en las dacitas coincidente con fracturas desarrolladas a partir de las bandas. Estos, son rojizos y varían entre los 0.5 a 3 cm, usualmente euhedrales, no obstante, también se observan algunos aplanados subhedrales. Observaciones microscópicas revelan que las dacitas tienen una textura porfídica caracterizada por cristales de plagioclasa, cuarzo, biotita, anfíbol, minerales opacos y agregados cristalinos anhedrales de granate (almandino?) de tamaño entre 100-800 µm, hospedados en una masa fundamental pilotaxítica con microlitos de plagioclasa, además de escasos minerales opacos y anfíbol. Los estudios realizados a la fecha no permiten atribuir un origen a los granates, sin embargo, regionalmente ocurrencias de este mineral en rocas volcánicas se han reportado en El Lascar[2] y El Laco[3], donde se presenta incluido en asociaciones mineralógicas tipo skarn (wollastonita, piroxeno) o metasomáticas (escapolita, piroxeno), respectivamente. La ausencia hasta la fecha de otros minerales metamórficos, apunta a que los granates no corresponderían a xenocristales accidentales asociados a contaminación con material pelítico como aquellos reportados en El Lascar, sino que podría tener un origen primario. Referencias
1. Gardeweg, M., Ramirez, C. 1985. Hoja río Zapaleri, II Región de Antofagasta. SERNAGEOMIN, Carta Geológica de Chile 66. 86p.
2. Matthews, S., Marquillas, R., Kemp, A., Grange, F., Gardeweg, M. 1996. Active skarn formation beneath Lascar Volcano, northern Chile: a petrographic and geochemical study of xenoliths in eruption products. Journal of Metamorphic Geology 14(4): 509-530.
3. Naranjo, J., Henriquez, F., Nyström, J. 2010. Subvolcanic contact metasomatism at El Laco Volcanic Complex, Central Andes. Andean Geology 37(1): 110-120.

VOLC-1: Volcanismo de la Zona Volcánica Andina Central (ZVAC)

AR-K: Una nueva estrategia en la identificación automática de ondas *P* para sismos de origen volcánico (VT), caso Volcán El Misti

Riky Gustavo Centeno[1], Ángel Gerardo Alguacil De La Blanca[2], María Luz GarcÃa Martínez[3], Orlando Efrain Macedo Sanchez[1].
(1) Vulcanología, Instituto Geofísico del Perú
(2) Instituto Andaluz de Geofísica y Prevención Desastres Sísmicos, Universidad de Granada, Granada, España
(3) Dpto. Teoía de la Señal, Telemática y Comunicaciones, Universidad de Granada, Granada, España

La identificación precisa de ondas *P* es un problema frecuente y muchas veces imposible de resolver en sismología, sobre todo en sismos de origen volcánico, donde los trayectos de propagación de ondas suelen ser extremadamente heterogéneos, anisótropos y absorbentes. Este trabajo presenta un enfoque novedoso y sistemático al problema, mediante el análisis de cinco de los métodos más utilizados en la identificación automática de ondas *P* (Sta/Lta, PAI-K, AR-AIC, Tpd y AMPA) y la aplicación de la potencia específica instantánea, la cual permite realzar la llegada de las ondas *P* y mejorar la relación señal-ruido (SNR), para luego comparar la precisión y exactitud de los métodos con dos tipos de datos: originales y realzados. Para ello, se emplearon 150 eventos volcano tectónicos (VT) registrados por la red sísmica del volcán Misti, y del análisis de los resultados con cada método (ventajas y desventajas), hemos propuesto AR-K, como una idea de combinar un modelo autorregresivo(AR) de la señal y la curtosis(K): esto resalta mucho mejor el arribo de la onda *P* y, por lo tanto, es más fácil determinarla. Los resultados muestran que el método AR-K detecta mejor la llegada de ondas *P* hasta un 92% de los datos, con un margen de error de ±0.2 s. Así también, mostro una precisión de hasta 0.01±0.02 s con los datos realzados. Finalmente, comparando el desempeño de cada uno de los métodos empleados: se propone AR-K como un algoritmo robusto para la identificación automática de fases P, como una herramienta útil en la alerta temprana de erupciones volcánicas de la zona sur del Perú, y aprovechando la consistencia y rapidez del método, utilizarlo en otro tipo de estudios muy útiles como una tomografía sísmica.

VOLC-1: Volcanismo de la Zona Volcánica Andina Central (ZVAC)

Petrología y control estructural del emplazamiento de un pequeño lava domo (El Maní) en el sistema de los volcanes de Tilocálar (Región de Antofagasta)

González Cristobal[1], Ureta Gabriel[1], **Diego Jaldin**[1], Diego James[2], González Rodrigo[2], Menzies Andrew[2].
(1) Programa de Doctorado en Ciencias Mención Geología, Universidad Católica del Norte
(2) Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ingeniera y Ciencias Geológicas, Universidad Católica del Norte

Se ha sugerido que el emplazamiento del magma en ambientes compresionales es a través de fallas inversas, donde los reservorios magmáticos corresponderían a los rellanos de fallas interconectadas por estructuras de rampla o alojados en los núcleos de los pliegues asociados. Este fenómeno ha sido estudiado en la parte SE de la cuenca del Salar de Atacama, donde la actividad eruptiva se ha asociado a un ambiente tectónico compresivo. El sistema de volcanes de Tilocálar está constituido por dos centros eruptivos monogenéticos conocidos como Tilocálar Norte y Tilocálar Sur. Estos centros eruptivos holocenos están emplazados sobres pliegues asimétricos con vergencia E, asociados a la propagación de fallas inversas que deformaron la Ignimbrita Tucúcaro, de edad pliocena, y que formaron un escarpe denominado «*Ridge* de Tilomonte». A 300 m al SO del volcán Tilocálar Norte se ha identificado un pequeño centro eruptivo de morfología elongada, emplazado en la Ignimbrita Tucúcaro y que ha sido denominado en este trabajo como domo «El Maní». Con el objetivo de comprender el emplazamiento de este domo en un ambiente compresional se estudió su petrografía, geoquímica y geometría. El Maní (23°579,40"S-68°0632,53"O; 2.988 msnm) presenta unas dimensiones de 35,5 m de largo, 24,8 m de ancho y 9 m de alto, con un volumen total de 3.016 m^3 (calculado de DEM de 6,12 cm/pix). El domo está caracterizado en superficie por bloques de lava con texturas tipo *mingling*, producto de la interacción de un magma máfico de composición dacita (63,89% peso SiO_2 y 2,9% peso K_2O) y un magma félsico de composición riolita (74,65% peso SiO_2 y 5,03% peso K_2O). El producto máfico ha sido asociado petrográfica y geoquímicamente a los productos eruptivos de los volcanes de Tilocálar, los cuales estarían relacionados a fundidos generados en la base de la corteza continental de la Zona Volcánica Central. Por otra parte, los productos félsicos estarían asociados a fundidos someros en la corteza, cuya fuente sería similar a la Ignimbrita Tucúcaro. La presencia de *mingling* indicaría la interacción de un fundido máfico profundo con un magma de origen cortical aún fundido de viscosidad similar, atrapada en los rellanos de fallas inversas. Los patrones de deformación reconocidos a partir de la foliación de flujo definida por el *mingling* entre capas félsicas y máficas indican que el emplazamiento del domo El Maní habría ocurrido en un codo extensional de una falla dextral de extensión local.

VOLC-1: Volcanismo de la Zona Volcánica Andina Central (ZVAC)

Protocolo de evaluación de los peligros asociados a la actividad volcánica mediante modelos numéricos

Alfredo Esquivel[1,2], Felipe Aguilera[3,2], Jose Sepulveda[3].
(1) Programa de Doctorado en Ciencias Mención Geología, Facultad de Ingeniería y Ciencias Geológicas, Universidad Católica del Norte, Antofagasta, Chile
(2) Centro de Investigación para la Gestión Integrada del Riesgo de Desastres (CIGIDEN), Chile
(3) Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ingeniería y Ciencias Geológicas, Universidad Católica del Norte, Antofagasta, Chile

Una de las principales tareas de la volcanología moderna es mejorar la evaluación de los peligros volcánicos mediante metodologías objetivas, replicables y representativas, optimizando el análisis multi-peligro de los procesos derivados de erupciones volcánicas. El documento visual que integra y sintetiza el grado de probabilidad de que algún proceso volcánico (lahares, flujos piroclásticos, caída de tefra, etc.) afecte un lugar concreto en un intervalo de tiempo determinado es el mapa de peligro. Para poder desarrollarlo y que a su vez sea aplicable a cualquier centro eruptivo, se propone un protocolo computacional basado en enfoques probabilísticos y ejecutados en modelos de simulación numérica, de libre acceso, flexible en recursos de sistema y que combinan escenarios eruptivos junto a su recurrencia esperada. Con el software/modulos Ash3D, LaharZ, Q-lavHA, Titan2D y Ballistic, se evaluaron los peligros asociados a las actividades de los volcanes Lascar e Isluga, norte de Chile, donde cuatro escenarios eruptivos fueron considerados (altura columna eruptiva, duración de la erupción y volumen erupcionado): a) 5 km, 2 horas y 0.001 km^3; b) 10 km, 4 horas, 0,01 km^3; c) 25 km, 8 horas, 0,1 km^3; d) 35 km, 12 horas, 1 km^3. En los resultados se observa que las áreas que pueden ser afectadas, dependiendo de la magnitud de la erupción, pueden ir de decenas a miles de kilómetro cuadrados, ejemplificado en la dispersión de tefra que tradicionalmente con la dirección del viento hacia el E y SE propaga la pluma eruptiva tanto en territorio chileno como argentino, afectando principalmente rutas aéreas. Se ha modelado también la propagación de la pluma eruptiva en direcciones "no tradicionales", correspondientes a N, NO, O y SO, las cuales se producen especialmente en periodo estival durante el fenómeno conocido como "invierno altiplánico". Los flujos laháricos con el mayor volumen propuesto alcanzan 10 km aproximadamente, los flujos piroclásticos un radio de 5 km alrededor de ambos volcanes, coladas de lava con alcances entre 3 y 6 km, mientras que los proyectiles balísticos 3 km de distancia desde los respectivos cráteres activos. Los mapas de peligros y su correcto uso implican una disminución del impacto de los procesos volcánicos causados por las erupciones en la sociedad, facilitando mediante este protocolo la evaluación de peligros a largo y corto plazo en sistemas volcánicos activos.

VOLC-1: Volcanismo de la Zona Volcánica Andina Central (ZVAC)

Comparación entre el uso del cono de energía y el modelo Titan2D para la simulación de flujos piroclásticos, aplicados al volcán Lascar

Alfredo Esquivel[1,3], Felipe Aguilera[2,3], Maria Paz Reyes[2].
(1) Programa de Doctorado en Ciencias Mención Geología, Facultad de Ingeniería y Ciencias Geológicas, Universidad Católica del Norte, Antofagasta, Chile
(2) Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ingeniería y Ciencias Geológicas, Universidad Católica del Norte, Antofagasta, Chile
(3) Centro de Investigación para la Gestión Integrada del Riesgo de Desastres (CIGIDEN), Chile

Los flujos piroclásticos son corrientes de densidad piroclástica concentradas de altas temperaturas y gran velocidad. El tiempo de reacción que proporciona este proceso volcánico una vez desencadenado es muy breve, provocando más víctimas humanas que cualquier otra actividad volcánica, por lo que su correcto modelamiento es imperativo en la mitigación de catástrofes. El cono de energía es un modelo que indica la potencial área que podría ser afectada por flujos gravitatorios mediante la relación altura relativa (H) y distancia de desplazamiento lateral del flujo de gravedad volcánica (L), además de la altura de colapso de la columna eruptiva. Es aplicable para la evaluación de flujos piroclásticos, avalanchas de detritos y lahares. El programa Titan2D simula flujos granulares tales como avalanchas de detritos, flujos piroclásticos y deslizamiento de tierra sobre un modelo de elevación digital, utilizando parámetros como el volumen y la dirección del flujo principalmente y obteniendo velocidades del flujo, distribución y el espesor del material depositado sobre el terreno. Se comparan ambos modelos en el volcán Lascar ya que tiene registro de uno de los flujos piroclásticos de mayor alcance en la Zona Volcánica Central, producto de eventos en tiempos geológicos (Pleistoceno) como la Ignimbrita Sóncor, con depósitos que se extienden hasta 27 km desde el volcán, y erupciones en tiempos históricos como la erupción sub-Pliniana de 1993, con una extensión cercana a 8 km desde el cráter activo. En los resultados se visualiza la relación directa entre H/L, el volumen del flujo y la extensión real del depósito. El modelo de cono de energía es una metodología simple pero útil, que necesita sólo dos parámetros y de tiempo de cálculo reducido. De acuerdo con los resultados, se propone el uso de este para simulaciones de flujos piroclásticos de volumen sobre 1 km^3, mediante el cual se podría mapear un área potencialmente afectada para la construcción de mapas de riesgo, incluso en tiempo casi real. Sin embargo, se necesita una evaluación cuidadosa, ya que este modelo no considera la dinámica de flujo de gravedad volcánica. Titan2D no es funcional para casos de emergencia y obtuvo resultados realistas en el modelamiento de escenarios menores a 1 km^3 puesto que sobre este valor la simulación se torna poco certera en la interacción con la topografía, por lo cual habrá una tendencia a presentar resultados de morfología radial, son adaptación real a la topografía local.

VOLC-1: Volcanismo de la Zona Volcánica Andina Central (ZVAC)

Assessment of volatiles in the Central Andean Volcanic Zone

Cristobal Gonzalez[1], Erik Hauri[2], Felipe Aguilera[3].
(1) Programa de Doctorado en Ciencias mención Geología, Universidad Católica del Norte, Antofagasta, Chile
(2) Terrestrial Magnetism Department, Carnegie Institution of Washington, Washington D.C., USA
(3) Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ingeniería y Ciencias Geológicas, Universidad Católica Del Norte

It is recognized that volatiles plays an important role in the formation and magma ascent in subduction environment. In the Central Andean Volcanic Zone (CAVZ), the particular setting of this zone (regional tectonic setting and magma source) has been leading geochemistry and isotopic variations, as both emplacement and crustal interaction with magma. With the main objective to assessment of volatiles in the CAVZ from data published, we collected geochemical data of melt inclusions (MIs) from published and unpublished data, from 87 samples and collected 573 analysis of MIs distributed between 21.3° to 25.17°S. This zone is characterized by a thick crust (> 70 km) and presents a change of slab dip at ~23°S from 29° to 24°. MIs data collected come from samples of volcanic arc products, and they composition correspond to high-K calc-alkaline magma series, which concentration range, from olivine-hosted to quartz-hosted MIs between 52.69 to 84.7 wt.% SiO_2. The volatiles were been mostly analyzed in intermediate to silicic arc magmas, where H_2O content of Miocene to Quaternary MIs is 3.54±0.82 wt%, and CO_2 contents reported are between 8 to 789 ppm. Species as sulphur, chloride, and fluoride, had been analyzed in MIs in basaltic, intermediate and silicic magma hosted in Quaternary olivine, clinopyroxene, orthopyroxene and plagioclase (50 to 4400 ppm S, 200 to 3700 ppm Cl and 300 to 1900 ppm F), and Pliocene quartz-hosted (100 to 1900 ppm Cl). The data show that S and Cl decrease with the increase of the degree of differentiation in Quaternary volcanic systems. In intermediate to silicic magmas in CAVZ, Cl content increases north to south in Miocene to Pliocene ignimbrite of Altiplano-Puna Volcanic Complex, but it decreases in Quaternary volcanic systems, possibly associated to the increase of crustal thickness and/or a change in the angle of the slab. The volatiles in the CAVZ is clearly controlled, to first order, by the source and composition of magma, where the less evolved and deeper magma is enriched in less soluble species such as S. However, the more evolved and shallow magma is enriched in more soluble species such as H_2O, Cl and F. In the future, we will obtain geochemical and volatile data from MIs in pyroclastic deposits that have been collected from Neogene to Quaternary volcanic centers, to constrain the origin and transport of volatiles in the subduction environment.

VOLC-1: Volcanismo de la Zona Volcánica Andina Central (ZVAC)

Volcanismo máfico cuaternario a lo largo del lineamiento Peinado, sur de la Zona Volcánica Central de los Andes, Argentina

Pablo Grosse[1], Silvina Guzmán[2], María Luisa Ochi Ramacciotti[3], Florencia Escalante Fochi[3], Yuji Orihashi[4].
(1) CONICET y Fundación Miguel Lillo, Argentina
(2) Instituto de Bio y Geociencias del NOA (IBIGEO), UNSa-CONICET, Argentina
(3) Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Tucumán, Argentina
(4) Global Environment and Disaster Prevention Sciences, Graduate School of Science and Technology, Hirosaki University, Japón

El sector sur de la Zona Volcánica Central de los Andes a los ~27ºS contiene un abundante volcanismo cuaternario tanto poligenético como monogenético. En el margen oriental de este segmento del arco volcánico, el lineamiento Peinado se extiende con rumbo NNE-SSO desde el salar de Antofalla hacia el S. A lo largo de ~35 km varios centros monogenéticos máficos (CMM) y el volcán poligenético Peinado yacen sobre o próximos a la traza del lineamiento. Al S de este segmento la traza del lineamiento pierde definición en coincidencia con un sector de ~20 km carente de volcanismo máfico y en donde lineamientos de rumbo ENE-OSO controlan el desarrollo de volcanismo félsico efusivo. Más al S, la continuación del lineamiento Peinado se define por la alineación de varios CMM que se extienden por ~30 km. Los CMM consisten en conos de escoria con cráteres completos o en herradura y coladas de lava en bloques y 'a'ā. Las lavas son (traqui)andesitas basálticas con olivino > piroxeno. Dataciones previas y nuevas edades K-Ar *unspiked* indican que los CMM son < 1 Ma, mayormente entre 400 y 150 ka. Los CMM del segmento N presentan evidencias petrográficas de asimilación cortical (xenocristales de cuarzo reabsorbidos, con o sin coronas de reacción, en coexistencia con cristales de olivino engolfados) y contenidos en SiO_2 > 54%, mientras que los centros del sector S carecen de xenocristales y tienen SiO_2 < 53%.

El volcán Peinado consiste en un cono simétrico empinado, conformado por pequeñas coladas y escoria suelta, rodeado por un anillo de lavas de menor pendiente. Este anillo consiste en centenares de delgadas coladas de lava originadas desde al menos cinco focos eruptivos ubicados alrededor de la base del cono central. Sobre el flanco N se emplazan dos depósitos de bloque y ceniza traquidacíticos emitidos desde el cono central. Las lavas son (traqui)andesitas y traquiandesitas basálticas con plagioclasa, piroxeno y olivino en cantidades variables, a excepción de una colada del cono central de composición traquidacítica. Nuevas dataciones K-Ar *unspiked* entre 150 y 30 ka indican que este volcán continuó su actividad luego del volcanismo monogenético máfico.

El lineamiento Peinado habría controlado el ascenso de los magmas, posiblemente durante una etapa de tectónica extensional en la zona. Las diferencias petrográficas y geoquímicas entre los CMM del N y S podrían deberse a contrastes en el mecanismo y/o velocidad de ascenso de los magmas, y/o en el espesor cortical.

VOLC-1: Volcanismo de la Zona Volcánica Andina Central (ZVAC)

Morfometría de volcanes monogenéticos máficos y félsicos del sector sur de la Zona Volcánica Central de los Andes

Pablo Grosse[1], Leonardo D. Euillades[2], Pablo A. Euillades[2], Florencia Escalante Fochi[3], María Luisa Ochi Ramacciotti[3].
(1) CONICET y Fundación Miguel Lillo, Argentina
(2) Instituto CEDIAC-FI-UNCuyo y CONICET, Argentina
(3) Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Tucumán, Argentina

La Zona Volcánica Central (ZVC) de los Andes contiene abundante volcanismo de tipo monogenético, tanto máfico como félsico. Los centros máficos consisten principalmente en conos de escoria y coladas de lava asociadas, mientras que los centros félsicos consisten en domos de lava y coulées. En esta contribución presentamos resultados de un análisis morfométrico sobre más de 100 centros máficos y félsicos emplazados en el sector sur de la ZVC, al sur de 20,5ºS. Para ello, utilizamos los modelos digitales de elevación (MDE) TanDEM-X de 12 m de resolución espacial. Luego de definir los centros monogenéticos a analizar, aplicamos dos programas: (1) NETVOLC (Euillades *et al.*, 2013) para delimitar las geoformas (*i.e.* conos, domos, coladas, coulées); (2) MORVOLC (Grosse *et al.*, 2012) para calcular una serie de parámetros morfométricos de cada geoforma delimitada. Para los conos de escoria y domos de lava se calcularon alturas, diámetros, volúmenes, pendientes, índices de elongación y de irregularidad y dimensiones de cráteres, como así también relaciones entre distintos parámetros. Para coladas máficas y coulées félsicas se estimaron dimensiones horizontales máximas y mínimas, espesores y volúmenes. Los resultados permiten caracterizar y clasificar los conos de escoria y domos en distintos tipos morfométricos, los cuales a su vez pueden relacionarse con diferencias en cuanto a procesos eruptivos, migración de actividad, composición y edad. Este trabajo demuestra que los MDE TanDEM-X de 12 m de resolución espacial permiten la realización de estudios morfométricos en volcanes monogenéticos de escaso volumen.
Referencias Euillades LD, Grosse P, Euillades PA, 2013. NETVOLC: An algorithm for automatic delimitation of volcano edifice boundaries using DEMs. Computers & Geosciences 56:151-160. Grosse P, van Wyk de Vries B, Euillades PA, Kervyn M, Petrinovic IA, 2012. Systematic morphometric characterization of volcanic edifices using digital elevation models. Geomorphology 136: 114-131.

VOLC-1: Volcanismo de la Zona Volcánica Andina Central (ZVAC)

Estudio de litofacies y geoquímica de biotitas de ignimbritas miocenas de la Zona Volcánica Andina Central sur

Francisco Antonio Hevia[1,2], Jose A. Naranjo[2], Yuji Orihashi[3], Natsumi Hokanishi[3], Atsushi Yasuda[3].
(1) Geología, Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile
(2) Geología Regional, Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago, Chile
(3) University of Tokyo, Japan

Entre los 25°S y los 27°S, en la parte sur de la Zona Volcánica Andina Central (ZVACs), afloran múltiples ignimbritas asociadas al colapso de calderas, que se depositan a partir de corrientes de densidad en erupciones catastróficas, capaces de alterar drásticamente la superficie y atmósfera terrestre, abarcando áreas de más de 1.000 km^2, con volúmenes mayores a 500 km^3. Dichos flujos representan un riesgo geológico mayor, por lo que su estudio resulta de gran interés. Estas erupciones se encuentran escasamente documentadas, sin embargo, el estudio de sus facies permite inferir las características de los flujos a partir de los que se depositaron. Por otro lado, la geoquímica de elementos mayores en biotitas es una buena herramienta para correlacionar ignimbritas con depósitos distales y de caída. En este trabajo se estudiaron 12 ignimbritas, con edades entre ~23 Ma y ~3 Ma: se caracterizó su litología y petrografía, su distribución areal y la geoquímica de elementos mayores de biotitas en 47 muestras representativas. Las muestras fueron preparadas en SERNAGEOMIN y analizadas mediante microsonda electrónica en la Universidad de Tokio. Con ello, se pudo caracterizar la distribución de facies de las ignimbritas e inferir las características del flujo y los procesos de depositación a partir de los que se generaron. Además, se pudo caracterizar la geoquímica de sus biotitas, permitiendo hacer comparaciones cualitativas de sus cámaras magmáticas. Las ignimbritas más antiguas (> 23 Ma) no fueron estudiadas en profundidad por tratarse de afloramientos aislados. Las 4 ignimbritas con edades mayores a 15 Ma (Río Frío, Vega Helada, Pajonales y Juncalito) presentan patrones de distribución geoquímica que las caracterizan, mientras que las de < 15 Ma (Salar Grande, Barrancas Blancas, San Andrés, Wheelwright, Parinas y Laguna Verde) tienen rangos composicionales muy acotados que las identifican, salvo por la Ignimbrita Los Colorados (~ 9 Ma) que presenta una gran variación composicional, lo que indica una cámara magmática muy zonada. Finalmente, los resultados se compararon con la geoquímica de elementos mayores de biotitas en depósitos de caída ubicados cerca de la costa, en latitudes similares, publicados por Breitkreuz *et al.* (2014). Se pudo establecer una buena correlación entre una de las localidades costeras y la Ignimbrita Laguna Verde, de ~3,5 Ma, permitiendo re-estimar su volumen y detallar su extensión.

VOLC-1: Volcanismo de la Zona Volcánica Andina Central (ZVAC)

Geological evolution of the Azufre Volcano: A case of stratovolcano emplaced over the western border of the Altiplano-Puna Magma Body

Darío Hübner[1,2], Benigno Godoy[2], Miguel Ángel Parada[1,2], Osvaldo González-Maurel[3,4].
(1) Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(2) Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Centro de Excelencia en Geotermia de los Andes (CEGA), Santiago, Chile
(3) Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ingeniería y Ciencias Geológicas , Universidad Católica del Norte, Antofagasta, Chile
(4) Department of Geological Sciences, Science Faculty, University of Cape Town, Cape Town, South Africa

The Azufre Volcano, located in the Western Cordillera at 21°47´S and 68°14´, is a Pleistocene stratovolcano belonging to the Central Volcanic Zone of the Andes. This volcano is emplaced on the western border of the Altiplano-Puna Volcanic Complex, an area dominated by a siliceous volcanism that corresponds to the exogenous manifestation of the Altiplano-Puna Magma Body. The Azufre Volcano is part of a 75 km long NW-SE volcanic chain, which is delimited by the Palpana Volcano to the north and the Inacaliri Graben to the south. Additionally, Cerro Pabellón, the first geothermal power plant of South America, is located 6 km to the SE of Azufre Volcano. The Azufre Volcano is built over a Miocene ignimbrite basement and is composed of four lava units with ages that range from the Middle to Upper Pleistocene. The eruptive products correspond to highly crystalline (~45 vol%) blocky andesite and dacite lavas, that show a high-K calc-alkaline trend. The mineralogy of the lavas corresponds to zoned plagioclase, clinopyroxene, orthopyroxene, hornblende and biotite phenocrysts, plagioclase microlites and small crystals of zircon and apatite as accessory phases. Oval-shaped enclaves are commonly observed; they consist of clinopyroxene and orthopyroxene, which occur as resorbed phenocrysts and forming part of hornblende reaction rims, along with microphenocrysts of plagioclase and hornblende in a cumulate texture The geology of Azufre Volcano also includes Chanka dacitic and Chac Inca domes, located on the W and E flank of the volcano respectively, glacial deposits on the SW flank and a hydrothermal alteration zone at the central part of the edifice, which shows signs of recent activity. The dacitic domes and the lavas of the last eruption stages (< 150 ky) along with the Cerro Pabellón Dome, located 6 km to SE of the Azufre Volcano, are the most modern extrusive products of the NW-SE volcanic chain. Therefore, this study provides the necessary basic geologic information to assess the role of the studied volcanic system as a heat source of the Cerro Pabellón geothermal system.

VOLC-1: Volcanismo de la Zona Volcánica Andina Central (ZVAC)

Zonificación mineral y elemental de depósitos fumarólicos, caso de los volcanes Guallatiri y Lastarria, norte de Chile

Manuel Inostroza[1], Felipe Aguilera [2,3], Sepulveda Jose[2], Andrew Menzies[2], Martin Zimmer[4], Monserrat Barraza[5], Stephan Boehm[6], Max Patzschke[6].
(1) Programa de Doctorado en Ciencias, Mención Geología, Facultad de Ingeniería y Ciencias Geológicas, Universidad Católica del Norte
(2) Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ingeniería y Ciencias Geológicas, Universidad Católica del Norte, Antofagasta, Chile
(3) Centro Nacional de Investigación para la Gestión Integrada de Desastres (CIGIDEN), Universidad Católica del Norte, Santiago, Chile
(4) Helmholtz-Zentrum Potsdam, Deutsches GeoForschungsZentrum GFZ, Potsdam, Alemania
(5) Maini, Unidad de Equipamiento Científico, Universidad Católica del Norte, Antofagasta, Chile
(6) Bruker Nano GmbH, Alemania

Una amplia variedad de muestras fueron extraídas desde los depósitos fumarólicos de los volcanes Guallatiri y Lastarria, con la finalidad de determinar la distribución espacial de minerales y elementos químicos, además de establecer la relación con la temperatura de las emisiones fumarólicas. Los depósitos fumarólicos son acumulaciones minerales producidas por la sublimación y condensación de los gases emitidos en sistemas volcánicos activos, a causa del descenso abrupto de la temperatura al alcanzar la superficie. Estos depósitos se caracterizan por su color amarillo, producto de la formación de azufre nativo, sin embargo, tonalidades anaranjadas, rojizas, grises y blanquecinas pueden también encontrarse de manera frecuente. Análisis mineralógicos basados en análisis mediante el uso de difracción de rayos X (DRX) y muestran la presencia de sulfatos (anhidrita, baritina, yeso, romboclasa), sulfuros (galena, pirita, oropimente), óxidos (magnetita, cristobalita, cuarzo), boratos (sassolita) y nativos (azufre). Del mismo modo, análisis químicos (ICP-MS) en depósitos fumarólicos indican elevadas concentraciones de As, Tl, Pb, Sb, Cd, Bi, mientras que imágenes de alta resolución (QEMSCAN y SEM-EDS (X-TRACE) ensamblados en un microscopio de barrido electrónico) revelan asociaciones minerales de S junto a Tl, Sb, Te, As, Hg, I y Bi. Se diferencian cuatro zonaciones minerales en base al color predominante del depósito y la temperatura de salida del gas (gris, rojizo, amarillo y blanco, ordenadas de mayor a menor temperatura), las cuales se distribuyen concéntricamente alrededor de las emisiones fumarólicas. En zonas de alta temperatura predominan minerales de la familia de los sulfuros y óxidos, mientras que en zonas de baja temperatura predomina azufre nativo, sassolita y minerales de la familia de los sulfatos. Factores de enriquecimiento de elementos indican que los depósitos fumarólicos presentan concentraciones de metales y metaloides entre dos y seis ordenes de magnitud por sobre los valores de referencia (roca de caja) siendo más abundantes en zonas de mayor temperatura (zona gris y rojiza). Los análisis químicos y mineralógicos de los depósitos fumarólicos confirman que el azufre nativo es el elemento más común y abundante en Guallatiri y Lastarria, sin embargo, hay una amplia variedad de elementos químicos altamente volátiles que forman asociaciones minerales o fases amorfas con micro zonaciones de Zn, Te, Se y Tl.

VOLC-1: Volcanismo de la Zona Volcánica Andina Central (ZVAC)

Evaluación preliminar del origen y evolución de los fluidos del Volcán Guallatiri, norte de Chile

Manuel Inostroza[1], Felipe Aguilera[2,3], Franco Tassi[4,5], Francesco Capecchiacci[4,5], Jose Sepulveda[2], Susana Layana[1], Cristobal Gonzalez[1], Gabriel Ureta[1].
(1) Programa de Doctorado en Ciencias, Mención Geología, Facultad de Ingeniería y Ciencias Geológicas, Universidad Católica del Norte
(2) Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ingeniería y Ciencias Geológicas, Universidad Católica del Norte, Antofagasta, Chile
(3) Centro Nacional de Investigación para la Gestión Integrada de Desastres (CIGIDEN), Chile
(4) Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Firenze, Firenze, Italia
(5) Consiglio Nazionale delle Ricerche - Instituto di Geoscienze e Georisorse (CNR-IGG), Italia

Se presenta el primer estudio geoquímico e isotópico de los fluidos asociados al volcán Guallatiri (18°25S; 69°05O; 6.073 msnm), con el objetivo de determinar su origen y los procesos físico-químicos que ocurren a medida que estos ascienden a superficie e interactúan con la roca huésped y componentes atmosféricos. El volcán Guallatiri es considerado como el segundo volcán más peligroso del norte de Chile, debido a su actividad eruptiva durante el siglo XX (1913, 1959 y 1960) y su cercanía con asentamientos humanos, los cuales podrían ser afectados en caso de una nueva erupción. Presenta persistente e intensa actividad fumarólica en sus dos campos fumarólicos, el primero y de menor tamaño se ubica a pocos metros de la cima, mientras que el segundo se extiende sobre su flanco sur. Las temperaturas medidas de los gases fumarólicos varían desde 82,3 a 265°C, mientras que la química de estos es caracterizada por altas concentraciones de vapor de agua, CO_2, SO_2 y H_2S, además de concentraciones significativas de HF y HCl que, junto a los altos valores de R/Ra (5,8), indican significativos aportes desde una fuente magmática. Vertientes termales y frías que se distribuyen en los flancos norte, oeste y sur del Guallatiri, presentan temperaturas que varían entre 7,9 y 48°C, correspondiendo a aguas de tipo sulfatadas cálcicas y bicarbonatadas sódicas. Los estudios químicos e isotópicos seguirán siendo ejecutados en el volcán Guallatiri y sus alrededores con el objetivo de constreñir el origen y evolución de los fluidos. Finalmente, se establecerá un modelo general de circulación de fluidos para todo el sistema volcánico.

VOLC-1: Volcanismo de la Zona Volcánica Andina Central (ZVAC)

Controles estructurales en el volcanismo Neógeno entre los 23°57´-24°28´S, Andes Centrales (Chile)

Diego James[1], Diego Jaldin[2], Rodrigo Gonzalez[1], Cristobal Gonzalez[2].
(1) Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ingeniería y Ciencias Geológicas, Universidad Católica del Norte, Antofagasta, Chile
(2) Programa de Doctorado en Ciencias Mención Geología, Universidad Católica del Norte, Antofagasta, Chile

Los controles estructurales cumplen un rol fundamental en la distribución espacial y en los mecanismos de emplazamiento de cuerpos volcánicos poli y monogenéticos. En el segmento de la Zona Volcánica Central entre los 23°57'-24°28'S el volcanismo está representado por a) el Complejo Volcánico Pular-Pajonales (3,9±0,6 Ma K/Ar roca total) compuesto por lavas andesíticas, b) el Volcán Socompa (Plio-Cuaternario) compuesto por lavas andesíticas y dacíticas con un depósito de avalancha asociado; c) los Volcanes de Tilocalar (< 1 Ma) de composición andesítica a andesita-basáltica y d) el Campo Volcánico Negro de Aras (< 1 Ma) constituido por conos de escoria y flujos de lava andesita-basáltico. En el sector de Tilocalar se ha sugerido que el volcanismo se ha desarrollado en un régimen tectónico compresivo donde el ascenso de magma está asociado a pliegues por propagación de falla. Para el Volcán Socompa es aceptado que el depósito de avalancha fue producido por un colapso gravitacional del edificio volcánico, gatillado por la ruptura de anticlinales de empuje generados en el sustrato bajo el volcán. Sin embargo, existen pocos estudios en detalle que consideren la distribución de las estructuras y su relación con el desarrollo del volcanismo durante el Neógeno en los otros sistemas volcánicos de este segmento. Para determinar la relación espacial entre los centros volcánicos y las estructuras geológicas se analizaron Modelos de Elevación Digital (DEM), imágenes Google Earth y combinaciones de bandas del satélite Landsat 8 del segmento estudiado.

El análisis mostró que al Sur de los volcanes de Tilocalar existe una alineación NNE-SSO de conos monogenéticos sobre escarpes de fallas inversas ciegas que se prolongan hasta el Campo Volcánico Negro de Aras. En esta zona una serie de conos de escoria y lavas se distribuyen donde se cruzan las estructuras de orientación NNE-SSO con *ridges* de orientación NE-SO que se extienden desde las lomas de Quilvar. Por otra parte, en el sector del Complejo Volcánico Pular-Pajonales los cráteres presentan una alineación y elongación NE-SO, donde además en los centros eruptivos de Negro de Aras y Pular-Pajonales existen conos alineados en dirección EO, que sugieren una posición a lo largo de planos de extensión T, en un contexto transcurrente contemporáneo a su emplazamiento. De esta forma, las estructuras presentes en el área habrían servido como conductos para el ascenso del magma en los sectores más someros de la corteza.

VOLC-1: Volcanismo de la Zona Volcánica Andina Central (ZVAC)

Estudios preliminares de correlación entre sismicidad y desgasificación en el Volcán Láscar

Susana Layana[1], Felipe Aguilera[2,3], Pablo Salazar[2,3], Gonzalo Yanez[3,4], Thomas Wilkes[5], Thomas Pering [5], McGonigle Andrew[5].
(1) Doctorado en Ciencias Mención Geología, Facultad de Ingeniería y Ciencias Geológicas, Universidad Católica del Norte
(2) Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ingeniería y Ciencias Geológicas, Universidad Católica del Norte, Antofagasta, Chile
(3) Centro de Investigación para la Gestión Integrada del Riesgo de Desastres (CIGIDEN), Chile
(4) Departamento de Ingeniería Estructural y Geotécnica, Pontificia Universidad Católica de Chile
(5) Department of Geography, University of Sheffield, Sheffield, Reino Unido

El volcán Láscar es un estratovolcán que se ubica en la Zona Volcánica Central (ZVC) y es considerado el más activo del norte de Chile. Su actividad actual se caracteriza por emisiones de gases de forma pasiva y continua, lo cual facilita el seguimiento del estudio de los gases volcánicos emitidos por este sistema. En este estudio se presentan las mediciones de desgasificación de dióxido de azufre (SO_2) que fueron obtenidas a partir de la utilización de una nueva cámara UV de bajo costo denominada Raspberry PiCam, la cual deriva de las modificaciones realizadas a cámaras de smartphone Raspberry Pi. Para la calibración de las mediciones se utilizaron celdas de 100 ppm, 467 ppm y 1989 ppm. En total se cuenta con mediciones de distintos flancos del volcán, principalmente en los flancos S y SO, y en menor medida en el flanco N. Las mediciones fueron realizadas en diversas campañas realizadas entre los años 2017 y 2018. En paralelo fue instalada una red de 11 sismómetros, localizados estratégicamente en sitios cuyas distancias varían entre los 300 m y 7.5 km desde el cráter activo. Los sismómetros utilizados son todos de periodo corto y las señales procesadas son de 5 meses de medición continua. Para lograr la correlación entre el registro sísmico y los procesos de desgasificación, es que el procesamiento se enfocó en la actividad a nivel del conducto, por lo que se caracterizaron inicialmente los sismos someros, específicamente los sismos de baja frecuencia (LP por sus siglas en inglés) y tremores, los que posteriormente fueron correlacionados con las mediciones esporádicas de las tasas de emisión de SO_2. Cabe destacar que el periodo de estudio coincide en su inicio con la activación de la alerta amarilla para el volcán Láscar por parte del Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN), a consecuencia de la detección de condiciones sísmicas similares a las registradas previo a la última erupción del volcán Láscar durante Octubre de 2015.

VOLC-1: Volcanismo de la Zona Volcánica Andina Central (ZVAC)

Distribución de elementos conductores bajo la cadena volcánica San Pedro-Linzor, norte de Chile: Utilizando modelación magnetotelurica 3-D

Renzo Antonio Mancini[1], Daniel Diaz[2], Benigno Godoy[3], Maria Jose Hernandez[1].
(1) Geofísica, Ciencias Físicas y Matematicas, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(2) Geofísica, Ciencias Físicsa y Matematicas, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(3) Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matematicas, Universidad de Chile, Santiago, Chile

La investigación se centra en la cadena volcánica San Pedro-Linzor, ubicada en la zona volcánica central de los Andes, norte de Chile. Esta área es interesante debido a su proximidad a diversos centros volcánicos activos, el campo geotermal de El Tatio y a la planta geotermal recientemente abierta en Cerro Pabellón.

Estudios de termobarometría realizados en la zona apuntan a una acumulación de magma a 8 km bajo el volcán Lavas de Chao, y profundidades mayores de 24 kilómetros bajo el volcán Toconce y Cerro de León. Estudios geofísicos regionales muestran una distribución de cuerpos conductores a lo largo del complejo, sin embargo, la resolución de estos estudios a bajas profundidades no es concluyente. Datos de pozos muestran la posible presencia de un gran sistema geotermal en la parte suroeste del complejo, con profundidades de aproximadamente 2 km.

En esta investigación fueron medidas veintiséis estaciones de magnetotelúrica (MT) de banda ancha en la vecindad del complejo, combinadas con 15 estaciones de MT de periodo largo medidas en 1990, las cuales son utilizadas para caracterizar las estructuras conductivas en profundidad previamente observadas en el área y asociarlas a cuerpos magmáticos adyacentes a la cadena volcánica.

El resultado de la inversión 3-D muestra diversas anomalías conductivas alrededor del complejo. Análisis de conductividad junto con los modelos 3-D obtenidos indican la presencia de un sistema geotermal al suroeste del complejo con profundidades máximas de 4 km, y dos posibles cámaras magmáticas bajo el volcán Paniri y entre los volcanes Paniri y San Pedro. Adicionalmente se observa la presencia de una gran estructura conductiva al Este, asociada con el cuerpo magmático Altiplano-Puna (APMB).

VOLC-1: Volcanismo de la Zona Volcánica Andina Central (ZVAC)

Evolución geológica del Complejo Volcánico Olca-Paruma (CVOP), norte de Chile

Sofía Andrea Navas Chesta[1], Sonia Martínez[1], Cristóbal González[2].
(1) Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ingeniería y Ciencias Geológicas, Universidad Católica del Norte, Antofagasta, Chile
(2) Programa de Doctorado en Ciencias Mención Geología, Facultad de Ingeniería y Ciencias Geológicas, Universidad Católica del Norte, antofagasta, Chile

El Complejo Volcánico Olca-Paruma (CVOP; 20°57S, 68°27O, 5.707 msnm) se localiza en la frontera de Chile y Bolivia. Corresponde a una cadena de estratoconos traslapados con rumbo E-O de 21 km de largo y 170 km^2 de superficie, construida sobre un basamento volcánico de edad Mioceno, a partir del Plioceno Superior hasta el Pleistoceno Superior-Holoceno. El CVOP posee 5 etapas evolutivas que formaron 9 centros de emisión, cuyos productos comprenden flujos de lava, lava domos y depósitos piroclásticos. La etapa I ocurrió en ambos extremos del complejo, incluyendo el Cerro Paruma y Cerro Puquios al E, y los primeros estadios de los volcanes Olca y Michincha al O. La etapa II está representada por los Cerros Sur 1 y 2, y por el Cerro Moro ubicados al sur y al norte respectivamente del lineamiento principal en el sector central. La etapa III contiene las primeras emisiones de los volcanes Cumbre Blanca y Candelaria en el sector E; y a las unidades Olca 2 y 3, y Michincha 2 en el sector O. Etapa IV, constituida por unidades con estructuras bien preservadas, correspondientes a Cumbre Blanca 4, Candelaria 3, Paruma 1 y Michincha 3 y 4. Finalmente, la etapa V corresponde a la unidad Michincha 5. Actividad glaciar afectó fuertemente al complejo hace 15-11 ka, formando circos glaciares, valles en U y extensos depósitos morrénicos. Adicionalmente, varias zonas con alteración hidrotermal se distribuyen en las cimas alrededor de los centros de emisión. Las rocas tienen una afinidad calcoalcalina de alto potasio, con contenidos de SiO_2 entre 52,55 y 69,31% vol., correspondiendo a andesitas basálticas, andesitas, traquiandesitas, dacitas y riolitas. Presentan textura porfídica, de desequilibrio (*sieve*, bordes de reacción, coronítica, de descomposición, esquelética), glomeroporfídica, de flujo (traquítica y pilotaxítica), vesicular, y poiquilítica. En general, las unidades poseen una asociación mineral de plagioclasa y clinopiroxeno como fenocristales dominantes, óxidos de Fe-Ti y en menor medida olivino, hornblenda y biotita. Ocasionalmente se observan cristales de plagioclasa de mayor tamaño con texturas de desequilibrio bien desarrolladas. La masa fundamental contiene microlitos de plagioclasa, vidrio, óxidos de Fe-Ti y clinopiroxeno. Aunque no existen registros sobre actividad eruptiva en tiempos históricos, la actividad del complejo se manifiesta por la presencia un campo fumarólico de 0,1 km^2 en la cumbre del volcán Olca y por actividad sísmica continua.

VOLC-1: Volcanismo de la Zona Volcánica Andina Central (ZVAC)

Monogenetic volcanism in convergent plate margins

Karoly Nemeth[1].
(1) Volcanic Risk Solutions, School of Agriculture and Environment, Massey University

Small-scale volcano-magmatic systems are characterized at the Earth´s surface as fields of small volcanoes that were erupted in a single and short eruptive episode. These types of volcanoes were *traditional*? Referred to as monogenetic, expressing their short-lived eruptive activity. The final volcano-magmatic (source-to-surface) architecture of a typical monogenetic volcano is controlled by internal (magmatic) and external (environmental) parameters of the volcanism. Such eruptions will typically result in scoria cones and lava flow fields if no external water from the environment is available; while in suitable environmental conditions, small-volume *wet* volcanoes, such as maars, tuff rings or tuff cones, will form. Recent interest in understanding the volcano-magmatic processes behind the formation of small-volume but more compositionally evolved volcanoes associated with composite- and stratovolcano-dominated regions, such as convergent plate margins, has highlighted the complexity and ambiguity in this type of volcanism. This has an effect not only on the classification of volcanoes but also on the volcano hazard implications of such systems. While *sensu stricto* monogenetic volcanoes are typically associated with intracontinental regions and dominated by basaltic volcanism (which may evolve to complex magmatic suites over time), in convergent tectonic regimes (volcanic arcs and their related sedimentary basins), they are dominated by intermediate to felsic volcanism normally known to produce medium-to-large volume, long-lived polygenetic volcanoes. In the *shadow*? of these polygenetic volcanic systems, there is growing evidence for the important role of small-volume mafic to intermediate, or even silicic, volcanism in arc settings that in many fundamental characteristics shows similarity to typical *sensu stricto* monogenetic volcanoes. In this aspect, the Andean Quaternary volcanic regions host numerous small(*ish*) volume volcanoes that are basaltic to rhyolitic in composition and have links of various strengths to central volcanoes. Here we examine small-volume volcanoes along the Andes from Colombia to Chile and compare their characteristics to those dispersed systems located far from the active subduction in the Patagonian intracontinental regions. We also explore the roles of small-volume volcanoes along the active Japanese arc, some SW Pacific arc segments and in the atypical? (rifted) arc of the Taupo Volcanic Zone in New Zealand.

VOLC-1: Volcanismo de la Zona Volcánica Andina Central (ZVAC)

Volcanic geoheritage as a tool for promoting community-based geoheritage projects: Ollague Geopark

Karoly Nemeth[1], Gabriel Ureta Alfaro[2], Felipe Aguilera. Barraza[3].
(1) Volcanic Risk Solutions, School of Agriculture and Environment, Massey University
(2) Programa de Doctorado en Ciencias Mención Geología, Universidad Católica del Norte, Antofagasta, Chile
(3) Departamento en Ciencias Geológicas, Universidad Católica del Norte, Antofagasta, Chile

Defining the geoheritage value of a region is a complex and long process, however, it is inevitable and it utilizing both qualitative (geosite inventory builder by field observations) and quantitative (Geosite Assessment Methods) methods. Volcanic geoheritage is particularly in great interest as volcanoes are landscape forming elements where syn-eruptive, post-eruptive and inter-eruptive processes can be observed directly in human scale processes and/or leaving behind geological formations that are fascinating, aesthetic or dramatic. The Central Volcanic Zone in Chile is among those regions where tourism is largely based on geotourism due to the presence of numerous easy to access volcanic landforms of strato- and caldera volcanoes. Among these regions, the San Pedro de Atacama region stands out as one of the main hubs of (geo)tourism. In spite of the advanced (geo)tourism in this region, there are numerous relatively easy to access volcanic locations in the proximity (< 150 km from San Pedro de Atacama). Many of these places are located nearby small, economically disadvantaged communities and regions with a rich cultural heritage such as the zone along the Antofagasta (Chile) - Bolivia Railway Line (FCAB). Ollague settlement (222 inhabitants) located in the border of Chile and Bolivia (international route CH-21) and located 12 km northwest from the active (fumarolic activity) Quaternary Ollague lava-dome dominated stratovolcano. The region young volcanic sequences record Plinian pumiceous fall events preserved in great road sections as well as an extensive volcanic debris avalanche deposits (VDA) (area of 80 km^2, length 20 km from the summit and an estimated debris volume of 1 km^3) sitting on Carcote Salar deposits. The uniqueness of this region is that some mafic monogenetic volcanoes (*e.g.* La Porunita, SC2, Luna de Tierra) formed across the VDA hummocks, producing a geomorphologically complex landscape. Here we propose that this about 100 km^2 area in the proximity of the local settlement could be a perfect and easy to achieve and promote volcanic geopark that could be developed jointly with local communities. The idea presented here could be applied to many other regions where diversification of potential geotouristic destinations based on the advancing volcanic geology knowledge of the regions could provide the added value of otherwise disadvantaged regions located in the shadow of the low number of key touristic locations.

VOLC-1: Volcanismo de la Zona Volcánica Andina Central (ZVAC)

Estudio de estructuras magmáticas bajo el volcán Láscar mediante datos de magnetotelúrica y geodesia

Gustavo Pérez [1], Daniel Díaz[1,3], Francisco Ortega-Culaciati[1], Loreto Córdova[2], Cristian Mardones[2].
(1) Geofísica, Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile
(2) Observatorio Volcanológico de los Andes del Sur (OVDAS), Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN)
(3) Centro de Excelencia en Geotermia de los Andes (CEGA)

El volcán Láscar es un estratovolcán ubicado en el norte de Chile, al Este del Salar de Atacama. Es considerado por muchos autores, uno de los volcanes más activos de la Zona Volcánica Central (ZVC). Su actividad comienza antes del último máximo glacial, aproximadamente entre 40-50 ka atrás, y su actividad continúa hasta el día de hoy. Ejemplo de lo anterior, es que desde el 2010 hasta la fecha se han reportado 4 alertas amarillas. Dentro de las erupciones históricas se destaca la erupción de 1993 con un volumen de material expulsado de 0.1 km^3.

Estudios geodésicos recientes han permitido caracterizar fuentes de deformación en diversos sistemas volcánicos y relacionarlos, en algunos casos, a reservorios magmáticos. Además, su uso continuo, ha permitido prever episodios eruptivos siendo uno de los métodos más utilizados por observatorios volcanológicos alrededor del mundo.

En el presente trabajo se utilizan datos geodésicos obtenidos de 3 estaciones GNSS continuas y de campañas, proporcionados por el Observatorio Volcanológico de los Andes del Sur (OVDAS). Una vez procesados, se observa en los datos una tendencia regional, sin embargo, se logran identificar cambios en las series de tiempo que están asociados a procesos internos del volcán.

La magnetotelúrica, por otro lado, ha permitido identificar en el entorno del volcán Láscar, grandes cuerpos magmáticos a diferentes profundidades, además de estructuras superficiales como sistemas hidrotermales.

Los datos de magnetotelúrica utilizados, fueron obtenidos en 3 campañas en los años 2007, 2010 y 2017 respectivamente, siendo ésta última la realizada para mejorar la cobertura de estaciones en el presente trabajo. Se realizó una inversión 3D con un total de 19 estaciones alrededor del volcán, utilizando el software ModEM el que permite incluir la topografía. Se identifican en la superficie sistemas hidrotermales propios de sistemas volcánicos en la zona, también se observa un cuerpo conductor al Sur del volcán, el que es concordante con estudios previos, además de un cuerpo resistivo bajo el volcán que podría estar relacionado con alguna intrusión magmática antigua.

VOLC-1: Volcanismo de la Zona Volcánica Andina Central (ZVAC)

Modelamiento de los peligros y riesgos volcánicos asociados al sistema volcánico Guallatire, Región de Arica y Parinacota, Chile

Maria Paz Reyes[2,1], Felipe Aguilera[2,1], Jose Pablo Sepulveda[2,1], Alfredo Esquivel[3,1].
(1) Centro de Investigación para la Gestión Integrada del Riesgo de Desastres (CIGIDEN), Chile
(2) Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ingeniería y Ciencias Geológicas, Universidad Católica Del Norte
(3) Programa de Doctorado en Ciencias mención Geología, Universidad Católica del Norte, Antofagasta, Chile

En el presente trabajo se evaluaron y zonificaron los peligros volcánicos asociados al volcán Guallatire. Para esto se han construido mapas de peligro a partir de modelos computacionales basados en modelos de elevación digital (DEM). El registro de la historia eruptiva de este volcán es muy escaso y los principales parámetros de construcción de dichos mapas se basaron en criterios geológicos, reológicos y geomorfológicos. Han sido considerados 4 escenarios que varían según el índice de explosividad volcánica (VEI) de 1 a 4, con alturas de columnas eruptivas de 1 a 25 km, duración de la erupción de 2 a 12 horas y volumen erupcionado del orden de 10^6 a 10^9 m^3. Para la zonificación del peligro, se modelaron cuatro eventos volcánicos que se consideran pueden causar mayor daño: 1) transporte, dispersión y depositación de tefra, 2) inundación por lahares, 3) flujos de lava y 4) flujos piroclásticos, utilizando los modelos computacionales ASH3D y TEPHRAPROB, LAHARZ, Q-LAVHA y TITAN2D, respectivamente. Adicionalmente, se realizó cartografía de vulnerabilidad y riesgo, utilizando datos censales, para lo cual se generó una función de vulnerabilidad que fue aplicada en el área de estudio. Los resultados obtenidos muestran que el transporte, dispersión y depositación de tefra, dependiente de la dirección y velocidad del viento, afectaría el sector Este del volcán, principalmente territorio boliviano. Para los flujos de lahares, las zonas que revisten mayor peligro se encuentran ubicadas hacia el O y SO del volcán, asociadas a las estaciones de mayor acumulación de nieve. La formación de coladas de lava de gran longitud y volumen, también afectarían el sector O y SO del volcán. En el caso de eventos explosivos, las zonas impactadas por los flujos piroclásticos cubrirían un radio aproximado de 12 km. En consecuencia, los poblados de Ancuta y Guallatire al encontrarse dentro del radio de 12 km del edificio volcánico, serían los más afectados principalmente por lahares y flujos piroclásticos.

VOLC-1: Volcanismo de la Zona Volcánica Andina Central (ZVAC)

Location and source of magmatic fluid inputs in reservoirs beneath stratovolcanoes from the Central Volcanic Zone: The case of Lascar and Lastarria explosive eruptions

Philippe Robidoux[1], Rizzo A.L.[2], Aguilera F.[3], Aiuppa A.[4], Artale M.[4], Liuzzo M.[2], Nazzari M.[5], Zummo F.[4].
(1) Escuela de Geología , Ciencias, Universidad Mayor
(2) Istituto Nazionale Di Geofisica e Vulcanologia/Sezione Palermo, Palermo, Italy
(3) Universidad Católica del Norte, Antofagasta, Chile
(4) Università degli Studi di Palermo, Palermo, Italy
(5) Istituto Nazionale Di Geofisica e Vulcanologia/Sezione Roma, Roma, Italy

Lascar (5,592 m.a.s.l.) and Lastarria (5,697 m.a.s.l.) are stratovolcanoes from the Central Volcanic Zone; (16°S - 28°S). Irrespective of the similar explosive eruptive style, their complex feeding structures and the origin of their magmatic volatiles is unclear. In addition, both volcanoes are located at the edge of the Andean subduction zone, above ~40–71 km of rigid continental crust[123]. Magma reservoir location and fluids source characterization are investigated for the 1989-1993 explosive eruptive cycle of Lascar and compared with several Holocene eruptive sequences from Lastarria[456]. The geochemistry of noble gases in fluid inclusions (FI) trapped in olivine and pyroxene crystals separated from rocks is investigated. Those data are integrated with the composition of minerals so that a series of mineral-liquid matching compositions are used to estimate depth conditions of crystallizing magmas. The $^{40}Ar/^{36}Ar$ ratios (300–310 and 302-308) and $^{4}He/^{20}Ne$ ratios (5.6–204 and 1.0-55.4) from Lascar and Lastarria FI, respectively, indicate some degree of air contamination, which is probably a mantle feature related to atmospheric volatiles recycling from the slab. The $^{3}He/^{4}He$ ratios in FI from Lascar (6.91–7.12 Ra) are constant, while those from Lastarria (5.31–8.01 Ra) are more variable. The $^{3}He/^{4}He$ measured in olivine-hosted FI from Lascar is between 6.9 and 7.3, falling at the lower limit of MORB range (8±1 Ra). These values are comparable to those in fumaroles, indicating that the latter is representative of the magmatic source. Instead, FI in pyroxene show lower ratios (5.2-5.4 Ra) indicating shallower crystallization than olivine, and the entrapment of fluids contaminated by radiogenic ^{4}He. In Lastarria volcano, olivine FI yields 8.0 Ra, within MORB, while pyroxenes vary between 5.3 and 6.6 Ra, suggesting shallow contamination as observed for Lascar pyroxenes. Fumaroles from Lastarria vary in the same range of pyroxene, indicating that they represent shallow and contaminated magma bodies. Major explosive events were fed by heterogeneous noble gas signatures in Lastarria's magma fluids for at least 3 stage depth ponding zones (one shallow ~1-6 km and two variable intermediate depth zones at ~12-20 and 20-30 km), while Lascar show at least two ponding zones (secondary reservoir at ~2 km and main storage at ~11.5 km). [1]Thorpe *et al.* (1982); [2]Winter (2001); [3]Gardeweg *et al.* (2011); [4]Matthew *et al.* (1999); [5]Mamani *et al.* (2010); [6]Naranjo (2010)

VOLC-1: Volcanismo de la Zona Volcánica Andina Central (ZVAC)

PiCam: Testeo, resultados y análisis de una cámara UV de bajo costo en los volcanes Ollagüe, Olca, San Pedro y Putana, norte de Chile

Felipe Rojas[1], Pilar Arratia[1], **Susana Layana[2]**, Thomas Wilkes[3], Thomas Pering[3], Andrew McGonigle[3].
(1) Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ingeniería y Ciencias Geológicas, Universidad Católica del Norte, Antofagasta, Chile
(2) Doctorado en Ciencias Mención Geología, Facultad de Ingeniería y Ciencias Geológicas, Universidad Católica del Norte, Antofagasta, Chile
(3) Department of Geography, University of Sheffield, Sheffield, UK

La utilidad de las cámaras UV es relativamente limitada en el campo de la vulcanología, en gran medida debido al alto costo asociado con ellas. La PiCam UV es la primera cámara UV de bajo costo construida con el fin de obtener medidas de flujo de SO_2 desde la pluma de distintos volcanes. PiCam es una cámara dual con dos lentes de smartphone (cada uno con filtros de 310 nm y 330 nm respectivamente, siendo el primero el que capta el SO_2), lo que permite la detección del gas en cuestión. El estudio se llevó a cabo en la Zona Volcánica Central Andina (ZVCA), la cual presenta más de 40 volcanes activos distribuidos en el sur del Perú, Bolivia, Argentina y norte de Chile, donde las tasas de emisión de SO_2 fueron medidas por primera vez, usando este tipo de equipo, en 3 de 4 volcanes que presentan desgasificación pasiva continua, los cuales son de norte a sur el volcán Olca, Ollagüe, San Pedro y Putana. Los métodos de calibración usados en este trabajo incluyen la toma de imágenes en cielo limpio, la corrección de corriente oscura y la utilización de 3 celdas de cuarzo con un contenido conocido de SO_2 (100 ppm*m, 467 ppm*m y 1989 ppm*m). Además, se utilizó el software PiCam UV para adquirir las imágenes a una frecuencia de 0,2 Hz (una imagen cada 5 segundos). Las medidas del volcán Olca fueron tomadas cercano a su domo fumarólico, donde una pequeña pero persistente pluma fue captada, con una emisión de SO_2 promedio de 60 ton/día. San Pedro es un sistema único que produce plumas discretas en forma de pulsos que rápidamente se dispersan en la atmósfera, las mediciones muestran un estimado de 20 ton/día del gas. El volcán Ollagüe emite una pluma constante de baja altura con un estimado de ~40 ton/día. Por último, el volcán Putana, que presenta 4 campos fumarólicos en diferentes posiciones en la cima del edificio y de baja altura, no ha entregado valores de emisión de SO_2.

VOLC-1: Volcanismo de la Zona Volcánica Andina Central (ZVAC)

Segmentación del arco volcánico holoceno de la Zona Volcánica Central del norte de Chile a partir de variaciones geoquímicas e isotópicas

Alexander Scheinost[1], Cristobal Gonzalez[2], Rodrigo Gonzalez[1].
(1) Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ingeniería y Ciencias Geológicas, Universidad Católica Del Norte, Antofagasta, Chile
(2) Programa de doctorado en ciencias mención geología, Facultad de Ingeniería y Ciencias Geológicas, Universidad Católica Del Norte, Antofagasta, Chile

La Zona Volcánica Central (ZVC) en el norte de Chile, se extiende entre el volcán Tacora (17,5ºS) al norte y el volcán Nevado Ojos del Salado (27,2ºS) al sur. Es un arco volcánico activo interrumpido entre los 19,16 y 20,73ºS por la ausencia de volcanismo holoceno, segmento conocido como *gap* de Pica. Según estudios previos los dos grandes segmentos localizados al norte y al sur del *gap* se distinguen entre ellos por un incremento relativo en las razones de Pb radiogénico al sur, esto último, asociado al cambio en la composición de la corteza continental bajo el arco correspondiente a los *Terrains* de Arequipa y Antofalla (Ramos 2008). Para determinar el comportamiento geoquímico e isotópico de la ZVC del norte de Chile se recopilaron 1.258 datos geoquímicos y 304 datos isotópicos, provenientes de 33 centros eruptivos holocenos. Los datos fueron compilados en el software Microsoft Access©, se evaluó su distribución estadística mediante STATISTICA y se caracterizaron geoquímicamente mediante el software de código libre GCDkit. Los resultados permitieron determinar tres segmentos geoquímica e isotópicamente distintos (segmentos 1, 2 y 3), en función del comportamiento geoquímico de los óxidos mayores, menores, trazas e isotópico de $^{208}Pb/^{204}Pb$; $^{206}Pb/^{204}Pb$ y $^{87}Sr/^{86}Sr$. Los segmentos delimitados se ubican uno al norte *gap* de Pica denominado segmento 1 y va desde 17, 5º (Tacora) a 19,16ºS(Isluga) que coincide con el segmento septentrional (Worner *et al.*, 1992), y otros dos definidos por el presente trabajo. Segmento 2 entre 20,73º (Irruputuncu) - 22,8ºS (Licancabur), incorporando lineamientos NO-SE como Lipez- Coranzuli- Pastos Grandes y San Pedro- Paniri, finalmente el segmento 3 desde 22,9º(Sur del Licancabur) - 27,2ºS (Lineamiento NO-SE Ojos del Salado), comienza desde la deflexión del arco e incorpora lineamientos NO-SE como Calama-Olacapato-El Toro, Archibarca, y Culampaja. Los dos segmentos meridionales, se caracterizan por un aumento en la concentración de $^{206}Pb/^{204}Pb$ y $^{208}Pb/^{204}Pb$, además, de un aumento del contenido de $^{87}Sr/^{86}Sr$ en el segmento 2 y posterior disminución en el segmento 3. Con respecto a los elementos mayores, el segmento 2 presenta mayores concentraciones de K_2O que el segmento 3, y además disminuye progresivamente la concentración de Na_2O y Ba, mientras que en el segmento 3 aumentan progresivamente. A partir de esas variaciones es posible identificar una segmentación geoquímica en el volcanismo holoceno de la ZVC.

VOLC-1: Volcanismo de la Zona Volcánica Andina Central (ZVAC)

Geología del área Ascotán-Inacaliri: Registro completo del volcanismo Neógeno en la Cordillera Occidental de la Región de Antofagasta

Daniel Selles[1], Moyra Cristina Gardeweg[2].
(1) Aurum Consultores; ahora Teck Resources Ltd., Chile
(2) AURUM Consultores

El área de Ascotán-Cerro Inacaliri fue recientemente cartografiada a escala 1:100.000 por AURUM Consultores para SERNAGEOMIN como parte y financiadas por el del Plan Nacional de Geología. En el área, ubicada unos 100 km al NE de Calama, afloran exclusivamente rocas volcánicas y volcanosedimentarias del Neógeno a Cuaternario. Las rocas más antiguas son epiclásticas y sedimentarias del Mioceno Inferior (Estratos del Cerro del Diablo), de ambiente aluvial y actividad volcánica contemporánea. Esta secuencia es la única unidad que está deformada en un amplio pliegue anticlinal; las posteriores están solo localmente afectadas por fallas. A partir del Mioceno Medio se desarrolla una sucesión de aparatos volcánicos que, con frecuencia, se alinean en cadenas de dirección NO-SE, aunque la paleotopografía de la zona fue en parte nivelada durante el Mioceno Superior por una serie de ignimbritas dacíticas a riolíticas, al menos una de ellas de gran volumen (Ignimbrita Sifón). La cadena volcánica más voluminosa y continua atraviesa en diagonal la carta, con productos volcánicos del Mioceno Medio al Pleistoceno Superior. Además de esta alineación principal, otras alineaciones paralelas han controlado el volcanismo en períodos específicos. Domos dacíticos del Mioceno Medio se alinean al NE de la cadena principal, mientras que domos del Mioceno Superior lo hacen hacia el SO. El volcanismo del Plioceno Inferior está concentrado en la mitad noroccidental de la cadena principal, mientras que durante el Plioceno Superior la actividad se centró cerca de 20 km más al E, en una cadena de volcanes que definen localmente la frontera internacional. La depresión resultante entre estas dos cadenas volcánicas está actualmente ocupada por el salar de Ascotán. La mitad suroriental de la cadena volcánica principal se construyó a partir del Pleistoceno Inferior. En parte de esta cadena se exponen fallas normales conjugadas que forman un graben extensional (graben Inacaliri) que habría estado activo entre 1 y 0,1 Ma. Esta estructura aloja recursos geotérmicos en explotación desde de mayo de 2017. A partir del Pleistoceno Medio se forma el volcán San Pablo al oeste de la cadena principal. Durante el Pleistoceno Superior se desarrollan las últimas evidencias de actividad eruptiva en la cadena principal con la emisión de domos dacíticos de pequeño a mediano volumen, y el volcanismo pasa a concentrarse en el volcán San Pedro el que concentra exclusivamente la actividad holocena de la zona.

VOLC-1: Volcanismo de la Zona Volcánica Andina Central (ZVAC)

Evolución geológica del Complejo Volcánico Guallatiri, Región de Arica y Parinacota, Norte de Chile

José Sepúlveda[1], Manuel Inostroza[2], Alfredo Esquivel[2,3].
(1) Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ingeniería y Ciencias Geológicas, Universidad Católica del Norte, Antofagasta, Chile
(2) Programa de Doctorado en Ciencias Mención Geología, Universidad Católica del Norte, Antofagasta, Chile
(3) Centro de Investigación para la Gestión Integrada del Riesgo de Desastres (CIGIDEN), Chile

El Complejo Volcánico Guallatiri (18°25´S, 69°05´O; 6073 msnm.) es un estratovolcán compuesto ubicado en la Región de Arica y Parinacota en el Norte de Chile. Pertenece a la Zona Volcánica Central y es el centro eruptivo más joven y austral de la cadena volcánica Nevados de Quimsachata. Es uno de los volcanes más activos del Norte de Chile con registros de actividad eruptiva desde el Pleistoceno hasta la actualidad. Erupciones en tiempos históricos han sido pobremente documentadas y sólo han sido registradas pequeñas erupciones de tipo freática durante el siglo XX, mientras que la actividad actual se caracteriza por la presencia de dos campos fumarólicos con intensa y persistente actividad solfatárica. El presente trabajo es un resumen del primer mapeo geológico detallado del volcán junto con su respectiva evolución geológica. El volcán Guallatiri ha sido construido en siete etapas evolutivas, caracterizadas por la emisión de flujos de lava, lava domos y depósitos piroclásticos de flujo y caída. Adicionalmente, depósitos glaciares cubren diversas unidades del volcán. Las rocas del volcán Guallatiri presentan contenidos de SiO_2 entre un 54,43 y 65,86% en peso con una afinidad calcoalcalina y alto contenido de K_2O, correspondiendo a traquiandesitas, traquidacitas y dacitas ricas en anfíbol y biotita, con menor cantidad de clinopiroxeno y olivino, los cuales son productos típicos de centros volcánicos de la ZVC (*e.g.* volcán Parinacota, Tarapacá). La construcción de mapas geológicos de volcanes activos resulta esencial para la futura elaboración de mapas de peligro y riesgo volcánico. En el caso del volcán Guallatiri, los principales peligros detectados corresponden a la caída de tefra, flujos laháricos y piroclásticos que podrían afectar a las localidades de Guallatiri, Ancuta y pequeños poblados en Bolivia.

VOLC-1: Volcanismo de la Zona Volcánica Andina Central (ZVAC)

Zonas de alteración y geoquímica de aguas del área Puchuldiza-Tuja-Cerro Blanco

Sebastian Sierra[1], Manuel Inostroza[2], Cristobal Gonzalez [2].
(1) Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ingeniería y Ciencias Geológicas, Universidad Católica del Norte, Antofagasta, Chile
(2) Programa de Doctorado en Ciencias, Mención Geología, Facultad de Ingeniería y Ciencias Geológicas, Universidad Católica del Norte

El sector de Puchuldiza-Tuja-Cerro Blanco (PTCB) se ubica en el Altiplano de la Región de Tarapacá, norte de Chile y corresponde a un área compuesta por el campo geotérmico Puchuldiza-Tuja, una zona con alteración hidrotermal (Cerro Blanco), rodeados por una docena de vertientes termales menores (*e.g.* Uscana, Chipamire, Maugue, entre otras). El sector se encuentra afectada por actividad tectónica Pliocena-Holocena, lo que ha permitido el ascenso de fluidos, los cuales se manifiestan en superficie a través de géiseres, vertientes termales, piscinas de barro, burbujeantes y en ebullición. El objetivo del presente trabajo es presentar un análisis multiespectral de imágenes satelitales Landsat (ETM+ y OLI) del sector PTCB, junto con nuevos datos de geoquímica de aguas de las vertientes termales menores, con la finalidad de determinar las asociaciones minerales relacionadas al área de PTCB y precisar las características fisicoquímicas de las aguas emitidas en el sector. El análisis multiespectral de imágenes satelitales, mediante razones de bandas, análisis de componentes principales y Least Square Data Fitting (LS-FIT), sugieren una distribución de minerales de arcilla, hematita y goethita, asociados probablemente a una alteración argílica intermedia. En el campo geotérmico de Puchuldiza-Tuja, presenta principalmente hematita asociada a las vertientes termales, mientras que los minerales de arcillas están restringidos a los alrededores de estas. Por otro lado, en el sector Cerro Blanco, los minerales de arcillas y hematita se distribuyen homogéneamente en los cerros Chiguanani, Chucullani y Latarana. Mediciones de los parámetros fisicoquímicos de las aguas indican que las vertientes cercanas al PTCB como Chipamire y Veluyo, presentan un pH entre 5,5 y 5,8, con temperaturas que van desde 34 a 47°C, que corresponden a aguas maduras de composición clorurada sódica, las cuales se encuentran en un equilibrio parcial y que son emitidas por sobre las zonas de alimentación principal del reservorio. Por otro lado, las vertientes ubicadas en los márgenes del PTCB como Quisichata, Mauque, Uscana y Parinacota tienen un rango de pH de 3,6 a 7,3 y temperaturas que oscilan entre 18,3 y 23,3°C, estas son aguas inmaduras de composición sulfatada cálcica, producidas por la oxidación de H_2S al reaccionar con la roca de caja a medida que las aguas sufren migración lateral.

VOLC-1: Volcanismo de la Zona Volcánica Andina Central (ZVAC)

Determinación de la mineralogía y química de depósitos de cenizas volcánicas, norte de Chile

Pamela Toloza[1], Albert Cabré[2], Gabriel Ureta[2], Andrew Menzies[1].
(1) Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de ingeniería y Ciencias Geológicas, Universidad Católica del Norte, Antofagasta, Chile
(2) Programa de Doctorado en Ciencias Mención Geología, Universidad Católica del Norte, Antofagasta, Chile

En este trabajo se presenta la caracterización (química, mineralógica y morfológica) de cenizas volcánicas presentes en dos sectores de la cuenca del Salar de Atacama (sector sur del Valle de la Muerte, y base de los volcanes de Tilocálar, localizados al norte y al sur del Salar, respectivamente), en la Región de Antofagasta. La Formación Vilama se depositó al noroeste del Salar de Atacama durante el Mioceno Superior–Plioceno. Hacia el techo de la secuencia se ubica el miembro Vilama Red Beds (Evenstar *et al.*, 2015), donde se encuentran capas de cenizas semiconsolidadas intercaladas como discontinuidades menores con espesores entre 5-10 cm, mientras que en el área de los volcanes de Tilocálar, existe una única capa de cenizas semiconsolidadas, 20 cm de espesor, la cual está afectada por fallas normales. Esta unidad se encuentra entre depósitos aluviales que separan a la Ignimbrita Tucúraco de los depósitos piroclásticos del volcán Tilocálar Sur, específicamente, en el flanco Este de dicho volcán. Las principales metodologías utilizadas en este estudio incluyeron descripción petrográfica macroscópica, análisis de DRX, FRX y QEMSCAN®. Los resultados preliminares muestran que los depósitos de ambos sectores presentan alto contenido de vidrio (sobre un 40% modal) y bajo contenido de cristales. Los minerales presentes corresponden principalmente a plagioclasas (entre 17 y 19% vol., en su mayoría albita), cuarzo (7-10% vol.), moscovita (3-9% vol.), biotita (1-5% vol.), anhidrita (1% vol.), además de minerales producto de alteración como clorita y calcita (3% vol.). La composición química de estos depósitos varía de 69,93% peso de SiO_2 para la base de los volcanes Tilocálar, hasta un 84.30% peso de SiO_2 en el sector del Valle de la Muerte, ambos casos corresponden a composiciones riolíticas, pertenecientes a series magmáticas calcoalcalina de alto K. Los principales elementos traza detectados en el sector Tilocálar indican altos valores de S (650 ppm), Sr (338 ppm) y Rb (189 ppm), en comparación con el sector más norte (Valle de la Muerte), con concentraciones de S entre 14 y 371 ppm, Sr entre 56 y 232 ppm, y Rb entre 88 y 319 ppm.

VOLC-1: Volcanismo de la Zona Volcánica Andina Central (ZVAC)

Evidence for magmatic and hydromagmatic activity in monogenetic centers: Tilocálar volcano, northern Chile

Gabriel Ureta[1,2], Károly Németh [2], Felipe Aguilera [3], Andrew Mezies [3], Cristóbal González [1], Rodrigo González [3], Diego Jaldin [1], Diego James [3].
(1) Programa de Doctorado en Ciencias Mención Geología, Universidad Católica del Norte, Antofagasta, Chile
(2) School of Agriculture and Environment, Massey University, Palmerston North, New Zealand
(3) Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ingeniera y Ciencias Geológicas, Universidad Católica del Norte, Antofagasta, Chile

Tilocálar volcano corresponds to two monogenetic centers located at the SE of Salar de Atacama Basin, northern Chile. These monogenetic centers are known as Tilocálar Norte (TCN) and Tilocálar Sur (TCS) are the result of the basic magma rise to the surface along the compressional structures of the N-S striking Tilomonte ridge developing an asymmetrical folding, which folds the Tucúcaro Ignimbrite. These volcanoes are built over a basement constituted by Ordovician granitoids, Oligocene-Eocene conglomerates, and sandstones, which are covered by Pliocene Tucúcaro Ignimbrite. TCN is located on the frontal limb of easternmost Tilomonte ridge and corresponds to four andesite lava flows and one small dome (El Maní). They have a maximum extension of 3.9 km to N and 1.2 km to SW from the emission center, and maximum bulk volume (MBV) of 0.53 km^3, whereas El Maní is located on an extensional position of a NW-SE lineament to 300 m SW from the TCN emission center, covering 619 m^2 area and a MBV of 3,016 m^3. El Maní has mafic and felsic products associated with mingling between original magma source related to the TCN lava flows and shallow crustal melts that generated products of the Tucúcaro Ignimbrite during a local transtensional regime. TCS is located on top of the hinge zone of Tilomonte ridge and is composed of pyroclastic deposits, lava flows, and an explosion crater. The pyroclastic deposits are characterized by two agglutinated basaltic andesite scoria fall units, which cover 2.2 km^2 area with a MBV of 0.3 km^3. Four (to the W) and two (to the E) lava flows have been recognized, reaching up 1.8 and 1.4 km length from their emission centers, respectively. The lava flows correspond to basaltic andesite that covers an area of 3.56 km^2 and a MBV of 0.44 km^3. On the other hand, an explosion crater is located 1.2 km SW from the TCS emission center. The crater has a diameter of 288 m (NS) x 363 m (EW), which is surrounded by individual conglomerates, sandstones, granitoids and tuff fragments that are laying on the present day ground surface around the crater rim. Tilocálar volcanoes were formed by a) a mild magmatic volatile-driven explosive phase, related to the emission of agglutinated scoria, b) an effusive phase (lava flows and dome), and c) an explosive phase that formed an explosion crater, probably related to phreatic activity (as so far no juvenile pyroclasts have been identified that could support direct magma and water interaction, hence phreatomagmatism).

VOLC-1: Volcanismo de la Zona Volcánica Andina Central (ZVAC)

Unmanned Aerial Vehicle (UAV) photogrammetry application to morphometric analysis on monogenetic volcanoes a tool for generating low-cost high-resolution DEM in northern Chile

Gabriel Ureta[1,2], Szabolcs Kósik[2], Ian Del Río [1], Felipe Aguilera[3,4], Károly Németh [2], Cristóbal González [1], Diego Jaldin[1], Manuel Inostroza[1], Susana Layana[1], Alfredo Esquivel[1].
(1) Programa de Doctorado en Ciencias Mención Geología, Universidad Católica del Norte, Antofagasta, Chile
(2) School of Agriculture and Environment, Massey University, Palmerston North, New Zealand
(3) Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ingeniera y Ciencias Geológicas, Universidad Católica del Norte, Antofagasta, Chile
(4) Centro Nacional de Investigación para la Gestión Integrada del Riesgo de Desastres (CIGIDEN), Chile

Monogenetic volcanism is known as small eruptive volume and short eruption duration (*e.g.* hours to decades) type of volcanism that fed through a relatively simple conduit. Monogenetic volcanic landforms present a wide spectrum of volcanic and facies architecture types depending on the acting external and internal parameters, magma composition (from basic to acid) resulting in a great variety of volcano shapes and sizes as the results of a complex evolutionary process. The analysis of the volcanic-edifices through measured morphometric parameters can be used to understand the eruptive centers characteristics such as eruptive styles transition, magma batches behavior, volumetric evolution, growth stages, the degree of erosion, vent position and migration, and eruptive scenarios. To know these features are an important parameter to assess volcanic hazards and define eruption scenarios. To study the morphometric parameters of small volume volcanoes can be developed through of high-resolution Digital Elevation Models (DEM) like airborne Light Detection and Ranging (LIDAR). However, LIDAR technology comes with a high cost and different requirement for data acquisitions, which sometimes are unviable due to inaccessibility and danger of the areas. The use of the Unmanned Aerial Vehicle (UAV) as a data acquisition platform permits to generate DEMs of high resolution to centimeter-scale at isolated kilometer-scale zones. This study presents the integrated use of the UAV photogrammetry to generate digital terrain models of low cost and high spatial resolution in monogenetic volcanoes of the Central Andean Volcanic Zone (CAVZ), northern Chile. The determination of the morphometric parameters has been calculated through high resolution (< 1 m/pix) Digital Surface Models (DSM), which were generated from stereoscopic couples of photographs taken with an UAV in monogenetic volcanoes of different morphologic types as scoria cones (*e.g.* SC2, Del Inca), maar (*e.g.* Cerro Tujle), lava flows (*e.g.* Tilocálar volcanoes) and domes (*e.g.* El Maní, La Espinilla). These models present a resolution between 6.12 cm/pix and 98.9 cm/pix, with a coverage area from 1,840 m^2 to 18.3 km^2, and a Root Mean Square (RMS) reprojection error between 0.734 pix and 1.592 pix. This work aims to contribute to our understanding of the small-volume volcanic eruptions and their hazards in northern Chile where such volcanoes have not studied before with this aim.

VOLC-1: Volcanismo de la Zona Volcánica Andina Central (ZVAC)

Toloncha volcano, Central Andean Volcanic Zone, northern Chile: Morphological, petrographic and geochemical analysis

Gabriel Ureta[1,2], Károly Németh [2], Alexander Scheinost[3], Gino Osses[3], Cristóbal González[1], Andrew Menzies[3].
(1) Programa de Doctorado en Ciencias Mención Geología, Universidad Católica del Norte, Antofagasta, Chile
(2) School of Agriculture and Environment, Massey University, Palmerston North, New Zealand
(3) Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ingeniera y Ciencias Geológicas, Universidad Católica del Norte, Antofagasta, Chile

Toloncha volcano is located 28 km to the SE of Salar de Atacama Basin. The Toloncha area is dominated by compressional stress regime that formed N-S trending symmetrical anticlinal ridges and a west facing ridge. This structure is known as Cordón de Tujle, Cordón de Toloncha or Toloncha-Socaire ridge. Toloncha volcano is situated at 3,516 m a.s.l. in the middle part of the anticlinal stratigraphically right above the Tucúcaro Ignimbrite. Based on a DEM of 12.5 m resolution and using the MORLVOC algorithm, was calculated for Toloncha an edifice height of 1,002 m, a maximum volume of edifice 11.83 km^3 and a Height to Basal width ratio of 0.17. It has a small relatively flat summit area of 0.39 km^2 whereas the mean slope of the whole edifice is 14.92°. This volcano has a conical shape, with a circular base and steep, smooth concave profile being classified as a cone. Toloncha volcano presents different lava flows around the central edifice and a dome. Macroscopically at least four types of lithologies can be distinguished: 1) Porphyritic basaltic andesites with 60-65% phenocrysts between 1-3 mm of plagioclase, olivine and pyroxene, and a dark groundmass; 2) Porphyritic andesites with 60-65% phenocryst content. Plagioclase and amphibole microphenocrysts (1-3 mm in diameter) are commonly altered to epidote/chlorite and hosted in a dark-grey groundmass; 3) Tuffs with 35-40% of crystals of plagioclase and amphibole between 0.1–1 cm hosted in a light-grey matrix of ash and lapilli; 4) Breccias matrix supported that correspond to central conduit material. The matrix is fine-grained with hematite alteration, whereas the clasts are sub-rounded to sub-angular ranging between 0.2-4 cm in diameter. Geochemically the Toloncha lavas present a range of 56-60% wt. SiO_2 and correspond to metaluminous medium-K calc-alkaline series. The mayor elements as Fe_2O_3, Al_2O_3, TiO_2, MgO present a relative compatible trending, whereas K_2O and Na_2O present incompatible trending. On the other hand, the trace elements as Sr and Y present high and low concentration, respectively, suggesting that the magma has fractionated garnet ± amphibole in its origin. The morphometric, petrographic and geochemical characteristics suggest the Toloncha volcano formation corresponds to polygenetic activity under compressional control that has one dominant vent and that lack major structural complications, with a magma sourced from partial melting of the mafic continental lower crust (depths > 70 km).

VOLC-1: Volcanismo de la Zona Volcánica Andina Central (ZVAC)

Peperite formation during a phreatomagmatic eruption at Cerro Tujle volcano, northern Chile

Gabriel Ureta[1,2], Károly Németh[2], Felipe Aguilera[3], Cristóbal González[1], Alexander Scheinost[3], Gino Osses[3].
(1) Programa de Doctorado en Ciencias Mención Geología, Universidad Católica del Norte, Antofagasta, Chile
(2) School of Agriculture and Environment, Massey University, Palmerston North, New Zealand
(3) Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ingeniera y Ciencias Geológicas, Universidad Católica del Norte, Antofagasta, Chile

Cerro Tujle is an isolated maar located in the Central Volcanic Zone in northern Chile. This maar is situated 21 km to SE of the Salar de Atacama Basin at 3,554 m a.s.l. at the top of the Cordón de Tujle anticline. This area is characterized by a thick-skinned deformation dominated by a series of NS-trending fault propagation folds and fault-bend folds with asymmetrical E vergence. Morphologically Cerro Tujle maar presents an elliptical crater (333 m across E-W and 279 m across N-S) surrounded by tephra deposits with an estimated erupted bulk volume of 0.024km^3. The erupted material mainly corresponds to andesites with aphiric texture and lithic xenoliths of acid composition, which lies over the Tucúcaro Ignimbrite that covers the whole area. Theses lavas can be separated at least in two types, 1) a brown-red andesite that is located at the north-northwest flank of the crater and 2) underlying black andesites, which surround the crater. A localized domain of magma and sediment mingling occurs at the base of the brown-red andesite showing textural evidence of partial fluidization and vesiculation of the sediment. It also shows globular style contact texture with a coarse-grained volcanoclastic bed. These texturally mixed rocks have been interpreted as peperites that have been described as intruding or invading magma into an unconsolidated wet host sediment, which has been found at the base of the brown-red lavas. On the other hand, in these rocks breccias of black andesite fragments and acid clast have also been recognized. Acid clasts correspond to rhyolitic composition lithic xenoliths, which present disequilibrium textures as breakdown rim width with skeletal and sieve textures. Additionally, pumice clast and devitrification structures have also been noted. These characteristics suggest decompression processes from shallow reservoirs with multiple magma batches and extensive fine scale magma mixing and mingling during magma ascent. Hence, magma would have been channeled from fault plane migrating quickly toward the surface along compressional tectonic regime, resulting in a non-explosive and explosive mixing where it also interacted with groundwater near the surface, recording a stepwise vertical mixing of lithic xenoliths and juvenile material by upward-directed debris jets. The presence of peperites could suggest a period of reduced magmatic output allowing coarse mixing with the unconsolidated shallow lithologies during the phreatomagmatic eruption.

VOLC-1: Volcanismo de la Zona Volcánica Andina Central (ZVAC)

Determinación de flujos termales en el volcán Lascar mediante el uso de imágenes satelitales Landsat TM, ETM+ y OLI durante el periodo 1984-2016

Alvaro Vergara[1], Susana Layana[2].
(1) Departamento de Ciencias Geológicas , Facultad de Ingeniería y Ciencias Geológicas , Universidad Católica del Norte, Antofagasta, Chile
(2) Programa de Doctorado en Ciencias Mención Geología , Facultad de Ingeniería y Ciencias Geológicas, Universidad Católica del Norte, Antofagasta, Chile

El volcán Lascar, actualmente considerado uno de los volcanes más activos de los Andes Centrales, ha manifestado a lo largo de su historia variados eventos eruptivos de diversas magnitudes. Es por esto que el volcán Lascar presenta las condiciones ideales para correlacionar distintos tipos de estudios con los diferentes procesos eruptivos que han sido registrados. Las erupciones más importantes registradas corresponden a erupciones vulcanianas en Septiembre 1986, Febrero 1990, Julio 1995, Julio 2000, Octubre 2002, Diciembre 2003, Mayo 2005, Abril 2006, Abril 2013, Octubre 2015 y la erupción subpliniana de Abril 1993. Mediante el uso de imágenes satelitales Landsat TM, ETM+ y OLI en un periodo que comprende entre 1984 y 2016, se determinaron diversos parámetros termales, incluyendo radiancia espectral, temperatura efectiva, área de anomalías, flujos de calor y masa, con el objetivo de correlacionar el comportamiento y las variaciones de los parámetros termales con las etapas pre-durante-post evento eruptivo. El comportamiento de los parámetros termales se puede dividir en 3 etapas: 1) Pre erupción subpliniana de Abril 1993, donde se registran los valores más altos de radiancia espectral, flujo radiativo y área termal (400 a 600 W/m²srμm, 75 a 90 MW y 25.000 a 30.000 m², respectivamente); 2) Entre la erupción subpliniana de Abril 1993 y la erupción vulcaniana de Abril 2006, esta etapa se caracteriza por la considerable reducción de los parámetros termales, donde los valores de radiancia espectral oscilan en un rango de 10 a 200 W/m²srμm, exceptuando Diciembre 1993 en donde la emisión termal alcanzó valores mayores a 600 W/m²srμm, relacionado con la última etapa evolutiva del ciclo de crecimiento y colapso de domos; 3) Entre la erupción vulcaniana de Abril 2006 y Diciembre 2016, en donde los valores de radiancia espectral, flujo radiativo y área termal son los más bajos de todo el periodo estudiado, lo que está vinculado a un largo proceso de desgasificación pasiva ausente de productos efusivos. Sin embargo, en Abril 2013 y Octubre 2015 los valores presentan alzas debido a la actividad volcánica registrada. Según la descripción de las etapas se puede concluir que existe una correlación directa entre las alzas de los parámetros termales previos a una actividad eruptiva, y disminuciones de los mismos post actividad volcánica.

VOLC-1: Volcanismo de la Zona Volcánica Andina Central (ZVAC)

Características de los volcanes chilenos en los Andes Centrales entre los 24,5ºS y 26,5ºS

Victor Villa[1], Cristian Ramirez[1], Pablo Grosse[2], Jose Antonio Naranjo[1].
(1) Servicio Nacional de Geología y Minería, Chile
(2) CONICET y Fundación Miguel Lillo, Argentina

Introducción El clima árido imperante en el sector sur de los Andes Centrales desde el Mioceno Medio (Alpers y Brimhall, 1988) ha permitido la preservación de cientos de edificios volcánicos, además de calderas de colapso e ignimbritas (Naranjo *et al.*, 2018). De esta manera, los Andes Centrales en esta latitud poseen un completo registro del volcanismo desde el Mioceno Inferior hasta la actualidad. En este trabajo se presenta un resumen de las principales características morfológicas y litológicas del volcanismo constructivo entre los 24,5º y 26,5ºS. Metodología La degradación de los volcanes se estimó mediante una metodología que asigna puntajes a la observación cualitativa de la intensidad de tres rasgos morfológicos determinantes: incisión de quebradas en flancos (50% de ponderación), preservación de coladas y depósitos de avalancha (25%), y preservación de centros de emisión (CE) con y sin cráteres, calderas de cima y escarpes de avalancha (25%). La incisión de quebradas en los flancos de los edificios se pondera en un 50% al interpretarse como la característica morfológica que más información puede entregar sobre procesos externos. Parámetros morfométricos de los edificios se calcularon mediante la utilización de la herramienta *Cut-and-Fill* del programa Global Mapper 16.2.5, con un DEM SRTM de 30 m. La delimitación de los edificios se realizó priorizando los límites cartográficos 1:100.000 actuales (Naranjo *et al.*, 2013a y b, 2016; Villa *et al.*, *en prep.*) y pendientes > 5º. Se identificaron 139 edificios volcánicos, clasificados en conos simples (forma cónica, un centro eruptivo), volcanes compuestos (forma cónica a sub-cónica, varios centros eruptivos) y complejos volcánicos (macizos sin forma cónica, varios centros eruptivos), que incluyen a *clusters* de volcanes espacial y, se infiere, genéticamente asociados. Sobre la base de *peaks* observados en histogramas de edad (Fig. 1.A), los volcanes de la zona de estudio se separaron en 6 grupos (G1: 21 a 18,5 Ma, G2: 18,5-14 Ma, G3: 14-9,6 Ma, G4: 9,6-3,6 Ma, G5 y G6: < 3,6 Ma. Resultados *Grupo 1: 21 a 18,5 Ma* Escasos en el área (7), la mayoría se ubica en una franja de orientación NO-SE entre los paralelos 25,4º y 26ºS (Fig. 1.D). Algunos volcanes > 21 Ma, no considerados en el presente estudio debido a la ausencia de morfologías definidas, se reconocen en la base de volcanes más jóvenes. Corresponden a conos simples y volcanes compuestos, con volúmenes individuales 3, con excepción de los volcanes Colorado y León Muerto (12 y 19,5 km^3, respectivamente), ubicados en la parte oriental de la franja NO-SE. El volumen total asciende a 34,7 km^3, con una tasa de emisión estimada en 13,8 km^3/Ma, valores interpretados como mínimos debido a la sobreimposición del volcanismo subsecuente. Productos: coladas andesíticas de bloques, andesitas basálticas y dacitas, con formas lobulares difícilmente reconocibles, escasos domos dacíticos, y depósitos piroclásticos estratificados (Naranjo *et al.*, 2013a, b). CE: difícilmente reconocibles, redondeados por erosión. Quebradas en flancos: profundas en la mayoría de los edificios, con exposición de núcleos y zonas de alteración hidrotermal, diques y cuerpos hipabisales. Degradación: intensa a moderada, mayor en los volcanes de mayor volumen. *Grupos 2 y 3: 18,5 a 9,6 Ma* Se reconocen casi exclusivamente en el frente occidental del arco volcánico (Fig. 1.D), exceptuando algunos volcanes ubicados en Argentina, sobre el lineamiento Archibarca (Riller *et al.*, 2001; Grosse *et al.*, 2017), al este del eje del arco volcánico. Inmediatamente al sur de la franja de volcanes del G1 se reconocen bajo volcanes más jóvenes, aparentemente distribuidos de manera NO-SE. Corresponden a conos simples y domos, volcanes compuestos y complejos volcánicos, con volúmenes 3 que, excepcionalmente, alcanzan hasta 71 km^3 en el clúster Cordón Conito Infieles. Los volúmenes de los grupos 2 y 3 alcanzan 156 km^3 y 222 km^3, con tasas de emisión de 34,6 km^3/Ma y 50,5 km^3/Ma, respectivamente, lo que suma 378 km^3 con una tasa de 42,4 km^3/Ma. Estos valores son interpretados como mínimos, debido a la sobreimposición del volcanismo subsecuente. Productos: coladas de bloques andesíticos y dacíticos, con formas lobuladas reconocibles de hasta 3 km de largo, con crestas transversales y *levees* localmente preservados. Depósitos piroclásticos en la estratificación interna de los edificios, domos dacíticos menores, y esporádicos depósitos de flujos piroclásticos en las faldas del volcán Quebrado, entre otros (Naranjo *et al.*, 2013a y b, 2016; Villa *et al.*, *en prep.*). CE: predominio de CE con cimas redondeadas, algunos edificios con cráteres parcialmente preservados. Quebradas en flancos: marcadas, principalmente en el G2, que permiten observar estratificación en los flancos altos. Localmente, alcanzan el núcleo de los edificios. Degradación: principalmente moderada en G2, algunos volcanes con degradación débil en G3. Aumenta paulatinamente hacia el norte (Fig. 1.C). *Grupo 4: 9,6 a 3,6 Ma* Es el grupo que abarca la mayor superficie del área de estudio (Fig. 1.D), cubriendo los grupos de volcanes anteriores. Varios volcanes se alejan del eje del arco hacia el este, en territorio argentino, a lo largo de los lineamientos Archibarca y Culampajá (Riller *et al.*, 2001; Grosse *et al.*, 2017). Corresponden a conos simples y domos, volcanes compuestos y complejos volcánicos. El volumen de los edificios en general no supera los 10 km^3, con la excepción de 4 volcanes de hasta 31,6 km^3. Aun cuando la distribución de este grupo es la más extensa, la tasa de emisión calculada no supera 49,7 km^3/Ma, con un volumen de 298 km^3. Productos: coladas de bloques andesíticos y dacíticos, en general de formas lobulares reconocibles con estructuras superficiales (crestas transversales y *levees*) localmente preservadas, y algunos domos andesíticos a dacíticos. Depósitos piroclásticos se reconocen en la estratificación interna de los edificios, y localmente sobre la falda de algunos de los volcanes (Naranjo *et al.*, 2013a y b, 2016; Villa *et al.*, *en prep.*). CE: predominan aquellos con cimas

redondeadas, algunos cráteres medianamente preservados. Quebradas en flancos: marcadas. Localmente, permiten observar estratificación interna. Degradación: moderada. Aumenta paulatinamente de sur a norte (Fig. 1.C). *Grupos 5 y 6: < 3,6 Ma* El volcanismo después de los 3,6 Ma se concentra segmentadamente en la zona fronteriza con Argentina (Fig. 1.D). De esta manera, los volcanes del G5 en Chile (3,6 a 1 Ma) se concentran inmediatamente bajo el volcanismo cuaternario (G6, 3, con la excepción de 4 complejos volcánicos con hasta 67 km^3, y del volcán Llullaillaco (31,6 km^3). De esta manera, mientras el G5 suma 46,8 km^3, con una tasa de 18 km^3/Ma, el G6 alcanza 162,6 km^3 en un millón de años. Dado que los volcanes del G6 se construyen inmediatamente sobre volcanes del G5, su volumen está subestimado, y los del G6 sobreestimados. El volumen de ambos grupos suma 209 km^3, con una tasa de emisión de 58 km^3, similar a la obtenida para los otros grupos. En este caso, al representar la actividad más reciente, el volumen y tasa de emisión de ambos grupos (3,6 Ma al día de hoy) puede considerarse cercano al real. Productos: predominan las andesitas y dacitas de bloques, *coulées* y lavas-domo, en general muy bien preservadas, con estructuras superficiales evidentes (crestas transversales y *levees*), localmente cubiertas por depósitos piroclásticos, los cuales se encuentran en superficie y formando parte de la estructura de los edificios (Naranjo *et al.*, 2013a y b, 2016; Villa *et al.*, *en prep.*). CE: la mayoría son cráteres, con escarpes bien marcados. Quebradas en flancos: incipientes, con excepción de algunos volcanes del G5, en los que están bien marcadas. Degradación: leve. Discusión y conclusiones El volcanismo constructivo en Chile, entre los 24,5º y 26,5ºS, ha sido uniforme desde al menos el Mioceno Inferior, con coladas de lava andesíticas a dacíticas que rara vez superan los 3 km de largo, y depósitos piroclásticos subordinados. La amplia distribución del G4 impide reconocer la extensión original de los grupos G1, G2 y G3, sin embargo, la presencia de volcanes antiguos en la base de algunos edificios del G4 podría indicar que su distribución fue equivalente, con un predominio de volcanes cónicos aislados (conos simples y compuestos) por sobre complejos volcánicos. El volcanismo desde el Plioceno Superior hasta hoy en día (G5 y G6) se ha concentrado en la frontera de Chile y Argentina, en sectores acotados latitudinalmente (Llullaillaco, cordón Lastarria-Bayo y cordón Sierra Nevada, Fig. 1.D). Hacia el este, en Argentina, el volcanismo se extiende casi exclusivamente en franjas con orientación NO-SE, dispuestas sobre (G1, G2 y G3) o paralelas a (G4 y G6) las estructuras Culampajá y Archibarca, asociadas a la presencia de calderas en estas latitudes (Riller *et al.*, 2001, Grosse *et al.*, 2017, y otros), situación que plantea una relación directa entre volcanismo y estas estructuras. En ese sentido, Naranjo *et al.* (2018) plantean que estas dichas estructuras actúan como "conjugadas" con respecto a la compresión principal (O a E), permitiendo el ascenso y concentración de magma a poca profundidad cortical. La degradación de los volcanes entre los 24,5º y 26,5ºS parece ser constante en el tiempo (Fig. 1.B), sin que se evidencien variaciones en los factores externos que afecten la preservación de los edificios (clima, tectónica, entre otros). Aun cuando la excelente preservación de los volcanes impide observar variaciones en los G5 y G6, en los grupos más antiguos (G1 al G4) se reconocen variaciones latitudinales en la degradación, pues esta aumenta paulatinamente de sur a norte (Fig. 1.C). No obstante estructuras menores en volcanes del Mioceno Inferior y Superior posiblemente glaciales (Naranjo *et al.*, 2016; Villa *et al.*, *en prep.*), la degradación de los volcanes no evidencia cambios climáticos importantes que hayan modificado su tasa de erosión desde el Mioceno Inferior al día de hoy. Agradecimientos Parte de este trabajo se realizó en el marco del programa regular de cartografía del SERNAGEOMIN y contó con el financiamiento del Plan Nacional de Geología-PNG. Referencias Alpers, C.N., Brimhall, G.H. 1988. Middle Miocene climatic change in the Atacama Desert, northern Chile: Evidence for supergene mineralization at La Escondida. GSA Bulletin 100: 1640-1656 Grosse, P., Guzmán, S. y Petrinovic, I.A. 2017. Volcanes compuestos cenozoicos del noroeste argentino. En: Muruaga, C.M. y Grosse, P. (Eds.), Ciencias de la Tierra y Recursos Naturales del NOA. Relatorio del XX Congreso Geológico Argentino, San Miguel de Tucumán: 484-517 Naranjo, J.A., Villa, V., Venegas, C. 2013a. Geología de las áreas Salar de Aguilar y Portezuelo del León Muerto, Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 151-152, 1 mapa escala 1:100.000 Naranjo, J.A., Villa, V., Venegas, C. 2013b. Geología de las áreas Salar de Pajonales y Cerro Moño, Regiones de Antofagasta y Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 153-154, 1 mapa escala 1:100.000 Naranjo, J.A., Ramírez, C.A., Villa, V. 2016. Geología de las áreas Cerro Panteón de Aliste y Cerro Colorado, Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 185-186, 1 mapa escala 1:100.000. Santiago Naranjo, J.A., Villa, V., Ramírez, C.A., Pérez de Arce, C. 2018. Volcanism and tectonism in the southern Central Andes: tempo, styles and relationships. Geosphere 14(2): 626-641 Riller, U., Petrinovic, I., Ramelow, J., Strecker, M., Oncken, O. 2001. Late Cenozoic tectonism, collapse caldera and plateau formation in the central Andes. EPSL Journal 188: 299-311 Villa, V., Ramirez, C.A., Ferrando, R., Montecino, D., Naranjo, J.A. *En prep.* Geología de las áreas Salar de Punta Negra y Cerro de Aguas Calientes, Región de Antofagasta. Sernageomin, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica.

VOLC-1: Volcanismo de la Zona Volcánica Andina Central (ZVAC)

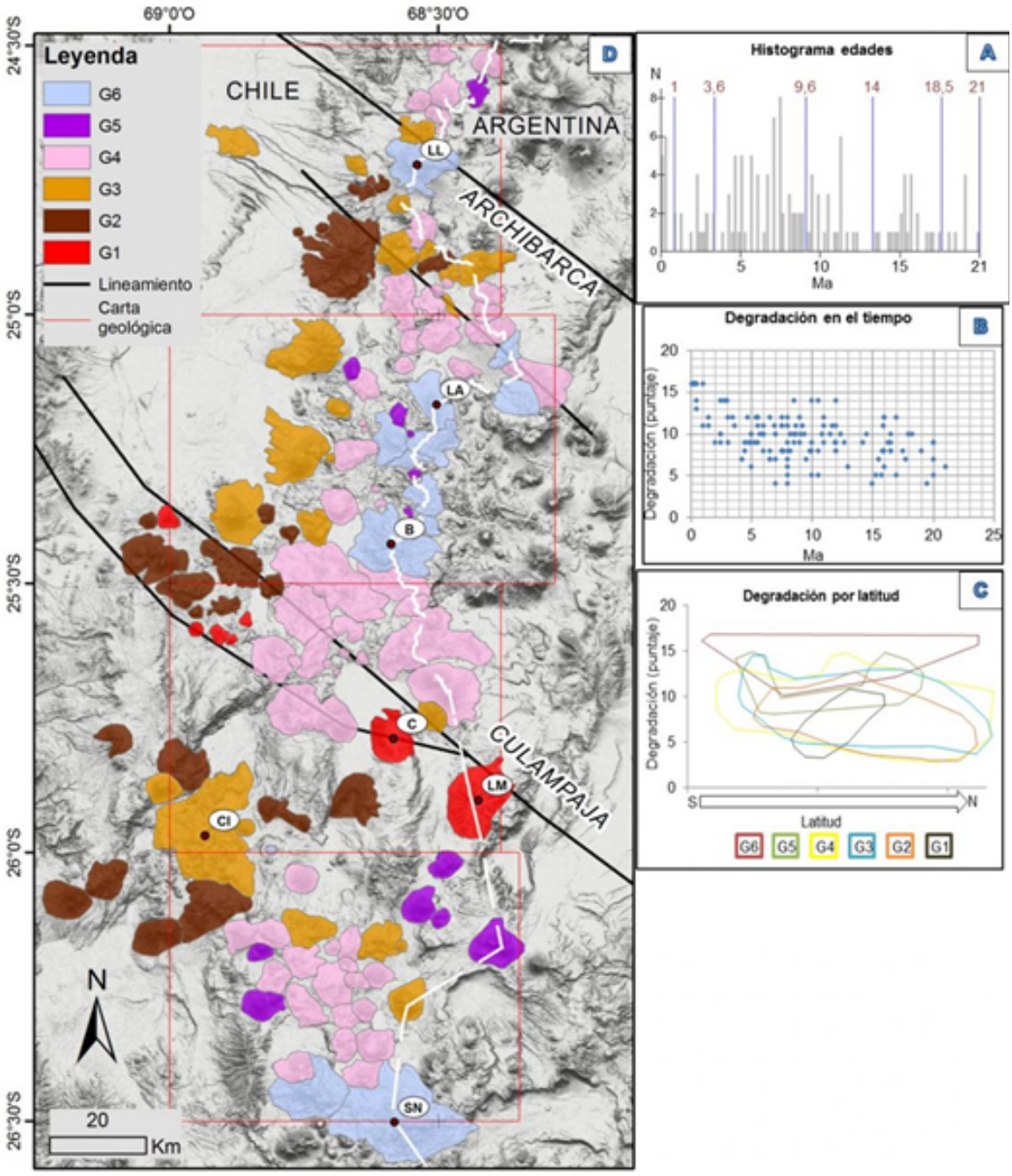


Fig. 1. A: Histogramas de dataciones K-Ar y $^{40}Ar/^{39}Ar$ de volcanes entre los 24,5º y 26,5ºS, en Chile y su frontera con Argentina. Líneas azules indican límites de grupos. B: Degradación de volcanes según su edad. A mayor puntaje, menor degradación. C: Degradación de volcanes según latitud. Líneas de colores indican distribución de grupos de volcanes, según color en simbología. D: Distribución de volcanes en el área de estudio. Rectángulos rojos enmarcan cartas geológicas desarrolladas en Sernageomin. Línea blanca es la frontera entre Chile y Argentina. Se indica ubicación de volcanes Colorado (C), León Muerto (LM), Cordón Conito Infieles (CI), Llullaillaco (LL), Lastarria (LA), Bayo (B) y Sierra Nevada (SN).

VOLC-2: Volcanismo y tectónica del Cuaternario en los Andes del Sur

Modelo estructural del basamento y su posible relación con la actividad holocena del Volcán Antuco, Andes del Sur, Chile.

Amapola Albornoz[1], Andrés Tassara[1], Leonardo Aguirre[1].
(1) Ciencias de la Tierra, Química, Universidad de Concepción, Concepción, Chile

El tramo de la cordillera andina entre los 33°- 46°S y el arco volcánico que la corona, conocida como Zona Volcánica Sur, es un excelente laboratorio natural para estudiar el vínculo entre tectónica y volcanismo. En esta zona, entre los 38° y 46°S, es sabido que el Sistema de Falla Liquiñe-Ofqui controla la locación de la mayoría de los estratovolcanes. Sin embargo, inmediatamente al N de esta latitud, donde se encuentra el grupo volcánico Antuco (Holoceno)-Sierra Velluda (Plio-Pleistoceno) (37.5°S), aún se desconoce si las estructuras que han sido reconocidas en el área (Sistema de Falla Laguna Laja (Melnick *et al.*,2006); estructuras establecidas por Arancibia *et al.* (2009)) cumplen el rol de facilitar el desarrollo del volcanismo y de sus centros eruptivos menores. En este trabajo, a través del análisis cinemático y dinámico de datos de fallas medidas en terreno, demostramos que en la zona hay un dominio extensional, reafirmando lo planteado por estudios anteriores. Nuestros resultados nos permiten construir un modelo estructural tridimensional, donde se visualizan hemigrábenes de polaridad opuesta y una zona de acomodación estructural de dirección NW entre ellos. Esta zona de acomodación NW correspondería a una estructura heredada de procesos preandinos. Cortando transversalmente esta particular zona de debilidad, están ubicados los volcanes Antuco y Sierra Velluda, marcando un notorio lineamiento NE. Es posible que la intersección entre las estructuras mencionadas y su relación con algunas de las fallas NE presentes en el área, facilite el ascenso, emplazamiento y desarrollo del magmatismo y volcanismo holoceno. Referencias: -Melnick, D., Charlet, F., Echtler, H., De Baist, M., 2006. Incipient axial collapse of the Main Cordillera and strain partitioning gradient between the central and Patagonian Andes, Lago Laja, Chile. Tectonics, Vol. 25, TC5004, doi:10.1029/2005TC001918 -Arancibia, Gloria ; Rojas, Constanza ; Cembrano, José. 2009. Relación entre avalanchas volcánicas y zonas de falla regionales: un ejemplo en el Volcán Antuco [37,5°S], Andes del Sur.. En Congreso Geológico Chileno, 12., Santiago, Chile, 22-26 noviembre, 2009: pp.S9-004

VOLC-2: Volcanismo y tectónica del Cuaternario en los Andes del Sur

El rol de las Fallas Transversales Andinas [NW] en la distribución del arco volcánico activo: Zona Volcánica Sur. Evidencias geofísicas en la última década

Daniel Basualto[1,3,2], Fernando Gil[3], Pablo Gonzalez[3], Jonathan Lazo[3], Luis Franco[3,2], Carlos Cardona[3,2], Loreto Cordova[3], Oscar Valderrama[3,2], Juan San Martin[3], Jonathan Quijada[3], Sergio Morales[3], Cristrian Cartes[3], Carolina Bravo[3], Carlos Pinto[3], Miguel Vidal[3].
(1) Departamento de Geología y Obras Civiles, Facultad de Ingeniería, Universidad Católica de Temuco, Temuco, Chile
(2) Programa de Doctorado en Ciencias Geológicas, Ciencias Químicas, Universidad de Concepción, Concepción, Chile
(3) Observatorio Volcanológico de los Ande del Sur OVDAS, Servicio Nacional de Geología y Minería, Temuco, Chile

Son varios los trabajos que han estudiado el rol del Sistemas de Fallas Liquiñe-Ofqui (LOFS) y como estas se integran con las Fallas Transversales Andinas (ATF, Pérez F. et al., 2016) para favorecer la retención/migración de magmas y finalmente controlar la distribución de centros eruptivos en el Arco Volcánico Sur (SVZ). No obstante, debido a lo complejo que se hace caracterizar las ATF, aún no es posible definir el rol que juegan dichas estructuras heredadas, ya que los estudios solo se han acotado a zonas con evidencia en superficie (ej. Mocha-Villarrica, Biobío-Aluminé). Gracias al desarrollo del Observatorio Volcanológico Andes del Sur (OVDAS), se ha podido reconocer no solo la reactivación de algunos segmentos de la LOFS, también se ha logrado identificar la participación de las ATF en la zona de intra-arco para todas las crisis volcánicas gatilladas en esta última década. Desde el año 2008 a la fecha, se han logrado monitorear 10 eventos entre crisis volcánicas (Peteroa 2010/2016) y erupciones, estas últimas con lavas basálticas (Llaima2008, Hudson2010, Villarrica2015), andesítico-basálticas (Calbuco2015), andesíticas (Copahue2012-2014), riodacíticas (Chillan2017/18) hasta riolíticas (Chaitén2008, Cordón Caulle 2011). En todas ellas, se ha podido registrar actividad sísmica asociada espacialmente con las ATF, sugiriendo que el emplazamiento de los grandes estratovolcanes y sus cámaras magmáticas en el SVZ estarían siendo controladas principalmente por las ATF inmersas dentro del LOFS, zonas comunes donde las estructuras se entrecruzan (Sanchez et al., 2013). Debido a la extrema heterogeneidad que alcanza la corteza producto de la intersección entre estas dos estructuras corticales y su compleja distribución de esfuerzos ($\varphi=\sigma_2-\sigma_3/\ \sigma_1-\sigma_3$), donde estos varían según la estructura (ej: ATF:φ=0,6-0,9; LOFS: [NNEφ=0,5-0,7] y [ENEφ=0,2-0,5] Pérez F. et al. (2016)), es complejo establecer un tensor momento sísmico representativo. La tarea se hace más compleja, considerando las bajas magnitudes de los sismos en una crisis volcánica (ML< 4) y la sobrepresión que pueden ejercer los magmas más silíceos, logrando modificar el estrés regional previo a una erupción. Finalmente, no solo la distribución espacial de la sismicidad sugiere el emplazamiento/movilización de los magmas a través las ATF, inversiones del desplazamiento en GPS (Villarrica) y tomografías (Copahue, Llaima, Caulle) muestras cuerpos magmáticos relacionadas espacialmente con este tipo de fallas.

VOLC-2: Volcanismo y tectónica del Cuaternario en los Andes del Sur

Modelo estructural del basamento en torno al Lago Ranco y su relación con el volcanismo presente en el área circundante

Catalina Cabello[1], Andrés Tassara[1], Joaquín Julve[1].
(1) Departamento Ciencias de la Tierra, Facultad Ciencias Químicas, Universidad de Concepción, Concepción, Chile

El Lago Ranco está ubicado en la Región de Los Ríos en la intersección del Sistema de Fallas Liquiñe-Ofqui (SFLO) con un importante lineamiento de orientación NW-SE reconocido desde el antearco hasta el trasarco y heredado desde el Paleozoico. Este contexto estructural sumado a la presencia de complejos volcánicos de diversa naturaleza (Complejo Volcánico Mocho-Choshuenco, Complejo Volcánico Puyehue-Cordón Caulle y Complejo Volcánico Carrán los Venados) lo convierten en un excelente área de estudio para comprender la naturaleza de las estructuras heredadas oblicuas al margen, su participación en la deformación cortical neógena y la relación entre la configuración estructural actual y heredada con el volcanismo existente en la Zona Volcánica Sur (ZVS) de los Andes. Con el objetivo de caracterizar la cinemática y arreglo estructural de la porción occidental del SFLO y su interacción con las estructuras oblicuas presentes en el área, se realizó un análisis estructural basado en datos de terreno agrupados en 6 sitios estructurales que suman un total de cerca de 160 estrías (orientación y cinemática) medidas sobre fallas reconocidas macroscópicamente que afectan a rocas dominantemente neógenas y en menor medida paleozoicas. Resultados preliminares de un análisis cinemático y dinámico de estos datos, revela una deformación relativamente homogénea en toda el área, con un régimen predominantemente transpresional y un stress principal s_1 de orientación EW a WNW relativamente oblicuo a la dirección de convergencia actual. Se han reconocido varias estructuras locales de orientación NW-WNW que muestran una cinemática dominantemente sinestral con una componente menor en el manteo tanto normal como inversa, las que al parecer están segmentado y siendo afectadas por fallas de orientación NE-ENE dextrales relacionadas con la extensión occidental del SFLO. Estos antecedentes preliminares apuntan a una compleja interacción neógena entre ambos sistemas estructurales. Durante el Congreso mostraremos resultados finales de este análisis enmarcados en un modelo estructural que permita relacionar las estructuras presentes en el basamento del área con los sistemas volcánicos que lo coronan.

VOLC-2: Volcanismo y tectónica del Cuaternario en los Andes del Sur

Magma-driven crustal deformation modulated by pre-existing tectonic structures at the restless Laguna del Maule volcanic field, Chile

Nicolas Garibaldi[1].
(1) Geoscience, University of Wisconsin - Madison

Volcanic unrest at the large, rhyolite-producing Laguna del Maule (LdM) volcanic field atop the Andes at 36 °S, has resulted in uplift at rates >20 cm/yr since 2007. Geophysical surveys (GPS, InSAR, seismic reflection, seismic tomography, magnetotellurics, gravity) have located the current center of doming on the west edge of the lake basin, above a 2-7 km deep, high crystallinity mush. Using the 60 m of warping of a 9.4 ka paleoshoreline, a longer-term doming event is also recognized in southern portion of the LdM volcanic field. We investigated geological structures at LdM and the nearby Troncoso canyon to determine if deformation is consistent with either doming event, tectonics, or a combination. At LdM, a total of 352 measured structures -faults, fractures, and folds- cut young lake sediments. The vast majority of the faults are normal (< 10 cm offset), strike NE, and dip steeply (60°-80°). Open fractures have a weakly preferred NE strike and steep (>80°) dips, and folds hinges trend SE. Structures are concentrated on the NW portion of LdM, whereas these features are largely absent in the SE. The two structural domains are separated by the projection of the NE-oriented Troncoso canyon, which is likely a regional structure. In the canyon, 158 faults cutting Neogene volcanics were measured. The majority are NW-striking, steeply dipping strike-slip faults, and NS to NE-striking, moderately dipping normal faults. To infer the stress tensor responsible for observed faulting, we completed paleostress inversions at three sites: the faulted NW domain of the lake, and two areas on the SE flank of the Troncoso canyon. We interpret the paleostress results (SE trending s_3 and SW trending s_1, both subhorizontal) as a record of NW-SE tectonic elongation under ~NS, dextral transpression. At four LdM sites, we estimated horizontal elongation direction from normal fault heave and attitude. Two sites show NW-SE tectonic elongation; elongation at the other two sites is sub-parallel to that predicted from doming 9.4 kyr ago. At the four sites, normal fault attitude is more consistent with tectonics rather than doming. We interpret these results as local reactivation of pre-existing tectonic faults to accommodate elongation caused by doming. On the NW side of the lake, the reactivation of pre-existing faults may facilitate crustal elongation as a response magma injection. On the SE side, the apparent lack of faults may instead favor surface uplift, and doming.

VOLC-2: Volcanismo y tectónica del Cuaternario en los Andes del Sur

Análisis de actividad sísmica detectada por experimento local de periodo corto en el Cerro Domuyo, Neuquen.

Laura Beatriz Godoy[1], Alberto T. Caselli[3,2], Ivan Fernandez - Melchor[3,2], Silvina Nacif[1,4].
(1) CONICET
(2) Laboratorio de estudios y seguimientos de volcanes activos, Universidad Nacional de Rio Negro, General Roca, Argentina
(3) Instituto de Investigación en Geología y Paleontología, CONICET, General Roca, Argentina
(4) Instituto Geofísico Sismológico F. Volponi, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de San Juan, San Juan, Argentina

El Cerro Domuyo está ubicado al noroeste de la provincia de Neuquen, Argentina. Esté no posee indicios de actividad eruptiva magmática en tiempos actuales. Se manifiesta con la presencia de un campo geotermico de gran extensión de unos 42 km² definido en un principio por JICA 1983, el cual ha sido motivo de estudio por su alta entalpía (T >220°C), lo que lo caracteriza como un recurso de energía renovable muy importante para la producción de energía eléctrica.

En la zona de estudio se instalo una red de tres estaciones, desde el 13 de diciembre del 2015 al 14 de marzo del 2016, compuestas por sensores de corto periodo S13 (Geotech) de componente vertical y sismógrafo Reftek 130B. Las estaciones registraron de forma continua 100 muestras por segundo.

Para el proceso de los datos sismológicos se trabajo dentro del Paquete de Programas SEISAN (Havskov and Ottemoller, 2012) en el cual se elaboro la base de datos con formato SEISAN. Luego se realizó una identificación de todos los eventos tanto Volcánicos como Tectónicos de acuerdo a su análisis frecuencial en ventanas de 15 minutos. Todos los eventos detectados se clasificaron en Volcano Tectónico (VT), Largo Periodo (LP), Hibridos (HY) y Regionales (RE), siguiendo los parámetros de clasificación usados por de Lahr et al. 1994.

Solo se presentan los resultados referidos a los eventos VT. Se determinó el arribo de las ondas de cuerpo P y S para obtener posteriormente los parámetros hipocentrales del evento (Lienert, 1994). Luego se realizó el calculo de magnitud local dentro de SEISAN, a cada uno de los eventos localizados. Se localizaron 531 eventos VT, los mismos son superficiales sus profundidades son inferiores a los 8 km. Y poseen una magnitud que va desde -1,1 a + 2,6

Havskov, J., Ottemöller, L., Voss, P., 2012, Seisan: earthquake analysis software v. 10.4. Department of Earth Science, University of Bergen, Norway, manual, 372 pp.

JICA (Japan International Cooperation Agency), 1983, Interim report on the northern Neuquén geothermal development project: Tokyo, Japan International Cooperation Agency Open-File Report.

Lahr J, Chouet BA, Stephens CD, Power JA, Page RA (1994) Earthquake classification, location, and error analysis in a volcanic environment: implications for the magmatic system of the 1989–1990 eruptions at Redoubt Volcano, Alaska. J Volcanol Geotherm Res 62 : 137–151

Lienert, B. R., & HAVSKOV, J. (1994). Hypocenter 3.2. Hawaii Institute of Geophysics & Planetology, Honolulu.

VOLC-2: Volcanismo y tectónica del Cuaternario en los Andes del Sur

Modelo estructural cinemático y dinámico de la zona de falla Liquiñe-Ofqui y centros volcánicos mayores en torno al lago Todos los Santos (41°S).

Danny Alexis Herrera[1].
(1) Geologia, Ciencias Químicas, Universidad de Concepción

El lago Todos los Santos (LTS) está ubicado en la Región de Los Lagos y se encuentra rodeado de centros eruptivos, entre los que destacan el Grupo Volcánico Tronador (GVT) y la cadena volcánica formada por los volcanes La Picada, Osorno, Puntiagudo y Cordón Cenizos de orientación N60ºE. Estos se caracterizan por presentar productos basálticos a andesíticos. El basamento de esta zona está conformado por rocas intrusivas (meso-cenozoicas) que presentan múltiples evidencias de deformación frágil. Sobre estas rocas hemos realizado un estudio geológico-estructural para establecer la relación entre el volcanismo presente y la actividad de la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui (ZFLO). Con el fin de evaluar la deformación y esfuerzos presentes en cada sitio, se realiza un análisis cinemático (Faultkin-Marret y Allmendinger, 1990) y dinámico (MIM-Yamaji, 2000). De manera similar, se estudian los datos obtenidos para las unidades del basamento y a escala regional. Resultados cinemáticos son interpretados en base a la distribución de los ejes de deformación P y T. En tanto, los resultados dinámicos son analizados según la orientación de los esfuerzos principales σ_1 y σ_3 impuestos por la subducción, y la razón de esfuerzos, que permite evaluar el tipo de régimen. Los datos se dividen en sitios estructurales, denominados: Gaviota, La Cascada, Peulla, de deformación homogénea (eje P ENE-WSW, eje T NNW-SSE) y Petrohué, Isla Margarita, Ralún-Cayutue de deformación heterogénea. El σ_1 en estos sitios varía entre NE-SW a E-W con un σ_3 asociado NW-SW a NNE-SSW con regímenes transpresivos a transtensivos. El basamento Mesozoico muestra una deformación heterogénea con 2 estados de esfuerzo asociados (σ_1 NE-SW y σ_3 NW-SE de cizalle simple; otro de σ_1 EW y σ_3 NS; régimen transtensional) y el basamento Cenozoico presenta una deformación homogénea con un σ_1 NE-SW y σ_3 NW-SE caracterizado por un régimen transpresivo. Finalmente, a escala regional los resultados obtenidos, quedan bien expresados con un σ_1 ENE-WSW, σ_3 NNW-SSE y un régimen transpresivo. Preliminarmente, se determina que la distribución del volcanismo en LTS estaría influenciado por la ZFLO, evidenciado por la gran cantidad de datos de cinemática dextral, de orientación NNE-SSW y régimen transpresional. Estas fracturas se podrían entender como parte de las fallas R de un modelo de Riedel asociados a esta gran falla maestra, en donde fracturas de tensión (NE-SW) permiten el ascenso de magmas con baja diferenciación.

VOLC-2: Volcanismo y tectónica del Cuaternario en los Andes del Sur

Análisis estructural del lineamiento Villarrica-Quetrupillán-Lanín, Regiones de la Araucanía y Los Ríos, Chile

Claudia Kunstmann[1], **Jose Piquer**[1], Catalina Moreira[1].
(1) Instituto de Ciencias de la Tierra, Universidad Austral de Chile, Valdivia, Chile

El lineamiento Villarrica-Quetrupillán-Lanín (V-Q-L) es una cadena transversal al arco volcánico de orientación NW, ubicada en las Regiones de la Araucanía y Los Ríos. Trabajos anteriores plantean que esta alineación se puede asociar a la presencia de un sistema de fallas en el basamento de los tres volcanes, sin embargo, esta no ha sido documentada en terreno. En este trabajo se presentan los resultados de un estudio de detalle en terreno, a través del cual se busca probar la existencia o inexistencia de un sistema de fallas NW y caracterizar otras estructuras presentes en el basamento. Se realizan análisis cinemáticos y dinámicos a partir de los datos de planos de falla, y un estudio de las orientaciones de los volcanes de flanco, para poder con lo anterior, comprender el control estructural del volcanismo en la zona.

En terreno se observan diferentes litologías afectadas por procesos de deformación, en las cuales se efectúa un estudio estructural. Los resultados muestran una deformación heterogénea en la zona, con presencia de cuatro estados de esfuerzos, cuya evolución se caracteriza por un primer estado de esfuerzos con un σ NNW, desarrollado en el Jurásico Inferior-Cretácico Inferior, luego uno WNW, durante el Cretácico Superior. Seguido a este, un tercer estado con σ ENE, relacionado a la dirección de convergencia actual, y por último un σ N-S.

La observación del basamento de los tres estratovolcanes, muestra que la dirección del lineamiento V-Q-L coincide con una serie de fallas orientadas NW, de esta forma, se interpreta que sí existe un sistema de fallas que ejerce un control en el magmatismo de la zona. Esta, es considerada como una Estructura Transversal a los Andes reactivada bajo distintos estados de esfuerzos durante el Meso-Cenozoico. Adicionalmente, se documentó la presencia de fallas de orientación NE, y de fallas N-S pertenecientes a la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui (ZFLO).

El amplio rango composicional (basaltos a dacitas) presente en la cadena, es atribuible a la presencia de la ZFLO, del sistema de fallas NW y a fallas NE. La distribución de los volcanes de flanco en los alrededores de los tres volcanes, permite inferir la orientación de sus estructuras alimentadoras y relacionarlas con el grado de diferenciación de los magmas. Los volcanes Villarrica y Lanín presentan volcanes de flanco orientados NE y composición más básica, mientras que el Volcán Quetrupillán los tiene en una tendencia NW y una composición más diferenciada.

VOLC-2: Volcanismo y tectónica del Cuaternario en los Andes del Sur

Estudio del comportamiento volcano-sismico del volcán Llaima post-terremoto del Maule del 2010

Gonzalo Labrin[1], Cristian Farías[2], Luis Franco[3], Carlos Cardona[3].
(1) Departamento de Geología y Obras Civiles, Facultad de Ingeniería, Universidad Católica de Temuco, Temuco, Chile
(2) Departamento de Ciencias Matemáticas y Físicas, Facultad de Ingeniería, Universidad Católica de Temuco
(3) Observatorio Volcanológico de los Andes del Sur, Servicio Nacional de Geología y Minería, Temuco, Chile

El volcán Llaima es uno de los más activos de Sudamérica. Sin embargo, después del terremoto Mw=8.8 del Maule, 2010, entró en una fase de relativa calma, que se mantiene hasta hoy. Para poder entender mejor cuáles son las estructuras más activas en el volcán, y cómo estas han alterado la actividad del Llaima post-Maule, estudiamos la sismicidad tipo Tectónica local (TL) de él, en el período Enero, 2010 - Diciembre, 2012. Relocalizamos la sismicidad TL ya localizada por el Observatorio Volcanológico de los Andes del Sur, y recalculamos los mecanismos focales de estos sismos. Utilizando la información proporcionada por la localización y sus mecanismos de foco, proponemos un mapa de las estructuras actualmente activas del volcán Llaima, y además reconstruimos el tensor de esfuerzos en 2-D. Nuestros resultados muestran un sistema estructural complejo, distinto a otros modelos reportados en la literatura. Las zonas de mayor extensión se encuentran al sur del volcán, y al Este del edificio, más cerca del sistema de fallas Liquiñe-Ofqui. Adicionalmente, encontramos que la respuesta dinámica del volcán al terremoto del Maule tuvo una corta duración, y se concentró principalmente en dos clusters de sismos TL al S y SO del volcán, este último con una marcada ausencia un mes después de ocurrido el terremoto, mientras que el otro fue la principal fuente de sismicidad TL en el período estudiado. Además, y dada la marcada disminución en la actividad sísmica ligada a la dinámica de fluidos en este período, concluimos que la mayoría de la actividad del Llaima post-terremoto del Maule ha estado ligada a un complejo de sistema de fallas, que controla el tensor de esfuerzos local de este volcán.

VOLC-2: Volcanismo y tectónica del Cuaternario en los Andes del Sur

Modelo estructural para el volcán Calbuco y su relación con el Sistema de Fallas Liquiñe-Ofqui

Maria Angela Medrano[1,2,3].
(1) Pontificia Universidad Católica de Chile, Chile
(2) Ciencias de la Tierra, Facultad de Química, Universidad de Concepcion, Concepción, Chile
(3) ciencias de la tierra, ciencias Quimicas, Universidad de Concepción

El Volcán Calbuco (VC) es un estratovolcán ubicado en el extremo sur del segmento Transicional de la Zona Volcánica Sur de los Andes. Ha evolucionado durante ~300 Ka. sobre un basamento de granitoides miocenos y rocas ígneas máficas y metasedimentarias del Paleozoico Superior. El cono volcánico está compuesto de productos que atestiguan una evolución composicional andesítica-basáltica hasta andesítica en la actualidad. Estas características maduras en comparación al contexto volcánico regional, son atribuidas a un mayor tiempo de estadía en la corteza, lo que incrementa su potencial para generar erupciones de carácter explosivo como la del pasado 22 de abril de 2015. Ubicado al oeste de la traza principal del Sistema de Falla Liquiñe-Ofqui (SFLO) el VC no ha sido directamente relacionado a él ni a otro sistema de estructuras. A través del análisis cinemático y dinámico de datos de fallas y diques observados en terreno, este trabajo pretende elaborar un modelo que describa la arquitectura de los sistemas de falla presentes en el área y su relación espacial y/o genética con la actividad volcánica y, la composición de sus magmas. El análisis *strain-stress* de los datos registrados revela dos soluciones de esfuerzo principales (σ_1 y σ_3) una de primer orden cercana a la dirección de convergencia de placas, N62°-64°E y otra de segundo orden semi-ortogonal al margen. De esta forma la deformación transpresiva, producto de la convergencia de placas, es acomodada por medio de fallas dextrales NE-SW y NNE-SSE (19°-56) ubicadas al SE de la región estudiada. El bloque occidental de área parece acomodar la compresión ortogonal al margen a través de estructuras inversas N5°-64°E y dextrales N83°E. Esto es compatible con deformación transpresiva y compresiva registrada en la rama occidental del SFLO. Las fallas oblicuas al margen N39°-75°W de cinemática sinestral-inversa están favorecidas a la activación bajo el campo de estrés con σ_1 EW (segundo orden) sin embargo también muestran compatibilidad con el régimen NE-SW. Estos resultados se relacionan a una partición local de la deformación en el basamento del volcán, expresada en estructuras cuya cinemática en conjunto actúa para elevar el bloque de basamento sobre el cual se emplaza el Volcán Calbuco y genera espacios de almacenamiento y diferenciación magmática. Un análisis refinado de estos resultados serán presentados en este congreso.

VOLC-2: Volcanismo y tectónica del Cuaternario en los Andes del Sur

Estudio de la fuente del sismo M_L 4.0, del día 06 de diciembre de 2017 y de sus réplicas en la Caldera del Agrio, Neuquén, Argentina

Verónica Matilde Montenegro[1,2], Silvana Spagnotto[1,3], Denis Legrand[4], Alberto Caselli [1,2], Marcia Hantusch[1,2], Maurizio Ripepe[5], Giorgio Lacanna[5], Ivan Fernández Melchor[1,2].
(1) CONICET
(2) Laboratorio de Estudio y seguimiento de volcanes activos, Instituto de Investigación en Paleobiología y Geología , Universidad Nacional de Río Negro, General Roca, Argentina
(3) Universidad Nacional de San Luis
(4) Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México
(5) Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Florencia

El volcán Copahue es un estratovolcán activo de la Zona Volcánica Sur, en el límite entre Argentina y Chile. Varios estudios enfocados en el control estructural de esta zona volcánica fueron realizados por Folguera & Ramos (2000), Melnick et al. (2006), Folguera & Ramos (2006), entre otros. Estos propusieron para la Caldera del Agrio un origen tectónico transtensional, atribuyéndolo a un sistema de fallas transcurrentes dextrales en la zona de falla Liquiñe-Ofqui (ZFLO), otorgándole un origen de tipo pull-apart a la caldera. En el presente trabajo se determinaron las localizaciones y mecanismos focales del sismo m_L 4.0 del día 6 de diciembre de 2017 y de las principales réplicas asociadas a este sismo principal.

Los registros sísmicos fueron obtenidos de una red temporal de 8 estaciones sísmicas banda ancha de tres componentes, que fueron instaladas dentro de la Caldera del Agrio, Neuquén durante el mes de diciembre de 2017. La localización obtenida para el evento principal del día 6/12/17 fue 37.849°S, 71.062°S, a 3.1 km de profundidad, con errores de rms de 600 metros en latitud y 700 metros de longitud. La profundidad por su parte, obtuvo errores de 1,2 km (rms). Dentro de las horas siguientes al evento principal, se registraron más de 100 sismos de magnitudes menores a m_L 2.

Para la obtención de los mecanismos focales, se utilizó la polaridad del primer arribo de la onda P y la relación de amplitudes entre S y P. También se realizó el modelado por inversión de forma de onda para la resolución del mecanismo focal del evento principal usando ISOLA (Sokos & Zahradnik 2008, 2013). Pudimos elegir uno de los dos planos del mecanismo focal obtenido ya que las réplicas se ubican en uno solo de los planos. Esta solución del evento principal es rumbo 116° buzamiento 78° y deslizamiento 25°, con primeros movimientos, mientras que la solución del momento tensor da como resultado rumbo 113° buzamiento 80° deslizamiento 35°. El resultado obtenido sugiere que la fuente sismogénica es una falla transcurrente dextral de alto ángulo, y su localización coincide con el grupo estructural de fallas normales que forman el Paso Copahue- Graben del Lago Caviahue, mencionadas por JICA (1992) y Rojas Vera et al. (2009). El conocimiento de los mecanismos focales y el campo de esfuerzos pueden ayudar a comprender que control ejercen las estructuras de la región ejercen sobre el comportamiento del volcán Copahue.

VOLC-2: Volcanismo y tectónica del Cuaternario en los Andes del Sur

Postglacial rebound of an elastic upper crust due to flexural unbending: A first-order mechanism in the decompression of shallow volcanic systems during deglaciation

David Rodrigo Mora[1], Andrés Tassara[2].
(1) Programa de Doctorado en Ciencias Geológicas, Ciencias Químicas, Universidad de Concepción, Concepción, Chile
(2) Ciencias De La Tierra, Ciencias Químicas, Universidad de Concepción, Concepción, Chile

Decompression induced by large deglaciations on volcanic systems are commonly studied using models of surface loads on an elastic half-space, i.e. of infinite elastic thickness. We investigated the postglacial rebound due to flexural unbending of an elastic plate of finite thickness as a first-order mechanism in the decompression of shallow volcanic systems during deglaciation. We implement two analytical models to investigate the magnitude of crustal decompression caused by deglaciation at upper crustal magmatic reservoirs: the first one is based on flexural deflection of an axisymmetric thin elastic disc, whereas the second one considers a 2D thin elastic plate and includes the hydrostatic recovering of the mantle. Considering a published numerical climate model describing the space-time evolution of deglaciation after the Last Glacial Maximum (LGM) along the Southern Volcanic Zone (SVZ) of the Andes, we demonstrate that changes in pressure at upper crustal levels (< 10 km depth) at the scale of several hundred years are of the order of 10-100 MPa. Total decompression and decompression rate are therefore 1-2 orders of magnitude larger than values estimated by previous authors, who assumed glacial loads are supported by an elastic half space. The large decompression caused by flexural unbending of an elastic plate of finite thickness estimated by us can easily surpass the tensile strength of rocks, creating adequate conditions for failure of the reservoir walls, dike propagation inside and outside the reservoir and the eventual collapse of the reservoir accompanying an explosive eruption. We apply our results to the analysis of postglacial eruptions of SVZ volcanoes, which erupted large volume (>10 km^3) mafic ignimbrites hundreds to one thousand years after deglaciation onset. We show that this time lag is necessary to achieve a decompression of several tens of megapascals at depths of some kilometers that are consistent with the location of magmatic reservoirs as estimated by independent petrologic, seismic and/or geodetic studies. Moreover the northward increase of this time lag is in agreement with a smaller size of the Andean ice cap in the north than in the south during the LGM. The proposed mechanism could promote large explosive eruptions of volatile-rich magmas in subduction zones, both for past deglaciations and for current accelerated ice retreat caused by climate change over subduction-related arcs in high latitudes.

VOLC-2: Volcanismo y tectónica del Cuaternario en los Andes del Sur

Control estructural del basamento sobre el volcanismo Cuaternario en el Complejo Volcánico Chaitén-Michinmahuida

Ramiro Alejandro Muñoz[1], Andres Tassara Oddo[1], Pamela Perez-Flores[2].
(1) Ciencias de la Tierra, Ciencias Químicas, Universidad de Concepción
(2) Ingeniería estructural y geotécnica, Ingeniería, Pontificia Universidad Católica de Chile, Santiago de Chile, Chile

La erupción 2008-2009 del Volcán Chaitén fue la gran erupción riolítica (VEI=4-5) del último siglo. Dada su rareza, ofrece una oportuidad única para entender factores que controlan la dinámica de sistemas riolíticos potencialmente catastróficos. Estudios de deformación (InSAR; Wicks et al., 2011) y sismicidad coeruptiva sugieren que la activación de estructuras del basamento jugó un rol fundamental conduciendo el magma desde un reservorio somero rápidamente hasta la superficie. Con el fin de estudiar en detalle la configuración estructural del basamento bajo el Complejo Volcánico Chaitén-Michinmahuida (CVChM), realizamos un estudio de deformación frágil registrada en rocas metamórficas paleozoicas e intrusivos Cretácico-Mioceno. El análisis cinemático y dinámico permite caracterizar la deformación y el campo de esfuerzo asociado. Nuestros resultados muestran una deformación heterogénea caracterizada por dos estados de esfuerzo principales; σ_1 NE-SW compresivo a transpresivo, y σ_1 E-W transcurrente. Esto evidencia una partición parcial de la deformación en el intraarco donde se emplaza el CVChM, dominado por el Sistema de Fallas Liquiñe-Ofqui (SFLO) y estructuras oblicuas al margen. Respetando el modelo de Cembrano y Lara (2009), el Volcán Michinmahuida se emplaza en la intersección entre el SFLO con una estructura NE-SW que conecta con el Volcán Chaiten, pero éste estaría controlado por una estructura preandina NW-SE inversa-sinestral en la que se emplaza un reservorio somero tipo ramp-and-flat (Sill). El movimiento de estructuras NE-SW serían las responsables de la erupción del Volcán Chaitén, seguido por el colapso del reservorio NW-SE. Así, el régimen transpresivo que domina el área, implicaría que estructuras corticales extensionales NE-SW facilitan el ascenso de magmas máficos directo desde la fuente, mientras que los dominios compresionales NW-SE dificultarían el ascenso de magmas, forzándolos a tener mayor tiempo de residencia en la corteza, generando magmas evolucionados, como en el caso del Volcán Chaitén, lo que evidencia una clara relación entre la tectónica y el volcanismo Cuaternario. CEMBRANO, J. Y LARA, L. 2009. The link between volcanism and tectonics en the southern volcanic zone of the Chilean Andes: A review. Tectonophysics. 471 (1-2), p. 96-113. WICKS, C., DE LA LLERA, L. C., LARA, L.E., LOWENSTERN, J. 2011. The role of dyking and fault control in the rapid onset of eruption at Chaitén Volcano, Chile. Nature 478: 374-377.

VOLC-2: Volcanismo y tectónica del Cuaternario en los Andes del Sur

Modeling time varying deformation at the Laguna del Maule volcanic complex using visco-elastic assumptions

Camila Novoa[1], Dominique Remy[1], Muriel Gerbault[1], Megan Grainger[1], Sylvain Bonvalot[1], Andres Tassara[2], Loreto Cordoba[3], Carlos Cardona[3].
(1) GET OMP UPS IRD CNRS, 14 av. Edouard Belin, 31400, Francia
(2) Programa Doctorado en Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Químicas, Universidad de Concepción, Concepcion, Chile
(3) Observatorio Volcanológico de los Andes del Sur (OVDAS), Chile

The Laguna del Maule (LdM) is a rhyolitic volcanic field situated in the Southern Volcanic Zone (SVZ) of Chile, and it is a most active rhyolitic complex in the world with a minimum of 50 rhyolitic eruptions in the last 26.000 years. The last eruption was ~2200 years ago, but for the last 11 years LdM has been experimenting the fastest inflation measured in a volcano with no eruption on Earth. We analyzed the surface displacements observed at LdM with GPS in the period 2012 – 2018, and we created ascending and descending INSAR time series between 2003 and 2017 including ENVISAT, ALOS1-2 and SENTINEL data. Our data reveals an elliptical displacement pattern that remains constant in time, but the temporal evolution shows a decrease in the uplift rate, with a rate close to 0.23 m/yr from 2007 to 2011 and 0.15 m/yr from 2015 to 2017, in agreement with previous studies. Using an elastic approach the ground displacements can be explained by an eruptible magma with a pressure increasing from 2007 until now,assuming a sill like source or as a large massive source; both of geometries fitting equally well the data, with a X^2 close to 1.1. Another possibility that we explored is that the temporal evolution could be related to the viscoelastic relaxation behavior associated to a large massive source, acting as a long lived crystal rich reservoir beneath LdM. Using a three dimensional finite element method (Adeli) we can fit the spatial pattern and temporal evolution of the data with an injection of mafic magma for the first 4 years in the base of theviscoelastic shallow reservoir, assuming it has a viscosity ~ 10^1 [Pa s]. After that, the increase in ground surface displacement for the next 6 years is related to the viscoelastic behavior, promoting the amplification of the surface displacement by ~ 50%. Our results highlight that although a sill like source in an elastic medium could provide good fits for surface displacements in LdM, a massive source acting as a viscoelastic shell can also reproduce the spatial pattern and the temporal evolution, and we note that this hypothesis might best account for the geophysical and geochemical data in this zone.

VOLC-2: Volcanismo y tectónica del Cuaternario en los Andes del Sur

Decodificación del sistema alimentador y de la evolución magmática del Complejo Volcánico Nevados de Chillán

Andrés Sebastián Oyarzún[1], L.E Lara[2], Andrés Tassara[3], Laura Hernández[4].
(1) Programa Doctorado en Ciencias Geológicas, Ciencias Químicas, Universidad de Concepción
(2) SERNAGEOMIN
(3) Ciencias de la Tierra, Ciencias Químicas, Universidad de Concepción
(4) Geología Económica Aplicada, Universidad de Concepción

Un sistema alimentador o *plumbing system* puede ser visualizado como una serie de reservorios magmáticos interconectados, los que definen zonas de magma y *mush* en relación con el contenido de cristales en el fundido, lo que a su vez influye en su capacidad de ser eruptable (Zellmer y Annen, 2008). Durante su transferencia a través del *plumbing system*, el magma es afectado por una serie de procesos que lo llevan a su diferenciación. El objetivo de esta investigación es, a partir del estudio petrológico, inferir las características del sistema alimentador asociado al Complejo Volcánico Nevado de Chillán (CVNCh) y deducir los procesos magmáticos involucrados en su evolución. La motivación para esto radica principalmente en el vacío de información que existe respecto de la naturaleza y geometría de este sistema, cuya capacidad de interactuar con el campo de stress regional es también una incógnita. Por ejemplo, para el caso de estudio existe la idea de una estructura del basamento transversal al arco volcánico que controla la evolución de largo plazo (*kinematically uncoupled* según Cembrano and Lara, 2009). Esa hipótesis parece ser corroborada por lo datos instrumentales asociados a la actividad eruptiva reciente (www.sernageomin.cl), que muestran una marcada polaridad NW-SE de la actividad sísmica. Sin embargo, los centros de emisión holocenos se distribuyen de una manera más compleja tanto en las estructuras centrales como en la periferia. Por otra parte, los datos de campo muestran que, para las familias de diques que intruyen unidades pleistocenas y basamento, existiría una partición composicional según dominios estructurales. A su vez, los datos preliminares sugieren un reservorio profundo y otro somero en el que se generarían magmas más ácidos a partir de un *mush*. Por otro lado, los enclaves máficos en lavas ácidas sugieren que el reservorio superficial es ocasionalmente perturbado por el ingreso de magmas basálticos de mayor temperatura. El estudio en curso contempla la modelación de los procesos magmáticos con aplicación de geobarometría para inferir los parámetros intensivos de los distintos componentes magmáticos, todo ello acompañado de un control geocronológico que permitirá comprender la evolución espacial y temporal del sistema, y la influencia de los procesos tectónicos.

VOLC-2: Volcanismo y tectónica del Cuaternario en los Andes del Sur

Análisis Geofísico de la región del Volcán Copahue y zonas aledañas

Stéfanie Pechuan[1], Silvina Nacif[1], Mario Giménez[1].
(1) Instituto Geofísico y Sismológico Ing. Volponi, Universidad Nacional de San Juan, Ruta 12-Km17, San Juan, Argentina.

Resumen

El área de estudio se localiza entre los 37° y 39°S sobre los Andes Neuquinos, allí se encuentra el volcán Copahue también conocido como Complejo Volcánico Caviahue-Copahue (CVCC). El CVCC ha sido estudiado en forma continua desde la década de los 90 hasta la actualidad debido a sus frecuentes erupciones (Folguera 2016, Caselli 2016). En este trabajo integramos nueva información gravimétrica, aeromagnética y sismológica con el fin de caracterizar la estructura en profundidad del Volcán Copahue y su entorno. A partir de datos gravimétricos satelitales y utilizando un programa de inversión se obtuvo un modelo 3D de densidad, observándose zonas de alta densidad vinculadas con chimeneas fósiles y zonas de baja densidad vinculadas a la geometría de la caldera de Copahue. De manera paralela, se procesaron datos aeromagnéticos (inéditos), para la obtención de la anomalía magnética y la reducción al Polo de la misma, con el fin de ser comparadas con los datos gravimétricos. Esta comparación se llevó a cabo mediante la relación de Poisson. Del total de la sismicidad localizada, en este trabajo solo se reporta la sismicidad con error en parámetros de localización menor a 10 km, la cual se concentra en la Caldera del Copahue. Para el conjunto de sismos localizados en la caldera, las incertezas en latitud y longitud (mediana) son de 5.45 y 6.15 km, respectivamente. La incerteza en el hipocentro es de 3.2 km. Esta sismicidad a ~ 5 km de profundidad está directamente relacionada a la actividad volcano-tectónica del Copahue. En el modelo integrador geológico-geofísico se observa que la mayor sismicidad se encuentra vinculada con la cámara magmática del volcán.

Introducción

El límite (perpendicular al margen) entre los Andes Centrales y los Andes del Sur ocurre aproximadamente a los 33°S en coincidencia con la terminación de la subducción plana y a los 38°S culmina la parte norte de la SVZ (Southern Volcanic Zone). La SVZ consiste en una cadena de estratovolcanes de arco (33-50°S) andesíticos a basálticos, los cuales al sur de los 38°S se alinean con el sistema de falla Liquiñe Ofqui (LOFS). Desde esta latitud hacia el norte los desplazamientos de rumbo son absorbidos en el retroarco a lo largo del territorio argentino por el sistema de fallas Antiñir-Copahue (Folguera et al. 2004). La naturaleza del vínculo entre la tectónica y el vulcanismo en la SVZ está controlada por diferentes parámetros, tales como el espesor de la corteza y la presencia (o no) de sistemas activos de falla intra-arco. En la parte norte de la SVZ la corteza es relativamente más gruesa (~ 50 km), esto favorece la diferenciación del magma; la presencia de un sistema activo de fallas de intraarco (LOFS) en la porción central y sur de la SVZ permite la existencia de una serie de vías que pueden favorecer los procesos de diferenciación del magma (Cembrano y Lara, 2009). Otro factor tal como la naturaleza local del basamento del sistema volcánico tiene un impacto en la arquitectura tridimensional de la corteza superior, incluso bajo la misma cinemática intra-arco. En la región entre los 34 y 36° S las grietas profundas debido a tensión cortical se conectarían con las antiguas fallas inversas inactivas que afectan a la cubierta y alimentan los sistemas volcánicos individuales; al sur de los 38° las grietas de tensión pueden alcanzar directamente la superficie (Cembrano y Lara, 2009). El CVCC se ubica a los 37.8542° de latitud sur y a los 71.1625° de longitud oeste y su rasgo más predominante es la Caldera de Agrio-Caviahue. En la parte norte y centro de la caldera, se reconocen fallas inversas con componente de rumbo dextral (Folguera et al. 2004, Rojas Vera et al. 2009). Estas estructuras están asociadas con el sistema de fallas Mandolegüe de orientación ENE, que representa una zona de transferencia entre el LOFS y el Antiñir-Copahue. El volcanismo de arco de esta región está asociado a la subducción empinada (Bohm et al. 2002) de la placa oceánica de Nazca por debajo de la Sudamericana y está controlado por la zona de falla de rumbo dextral Liquiñe-Ofqui (LQFZ) que se extiende por ~ 1200 km en dirección NNE y acomoda parte de la componente paralela de la subducción oblicua. El lineamiento volcánico Mandolegüe, oblicuo al tren andino, se encuentra en la terminación norte del LOFS y el sistema de fallas de dirección NE Antiñir-Copahue (Folguera et al. 2015). El LOFS constituye una vía localizada de ascenso y descenso de magma, las fallas NNE focalizan el emplazamiento de intrusiones de diques sintectónicos y la distribución de paleofluidos en reposo, principalmente cuando se producen dilataciones. Estos elementos estructurales constituyen vías para la migración de magma y fluido hidrotermal. La variación del campo de estrés local tiene un fuerte control sobre los sistemas de vetas y la orientación de los diques en la escala de afloramiento (Pérez-Flores et al. 2016). En cuanto a la sismicidad reportada con anterioridad, Ibañez et al. (2008) detecta señales sísmicas relacionadas con el Copahue a partir del despliegue de una red de 6 estaciones ubicadas al este del cráter a una distancia no mayor de 8 km y adicionalmente, Lundgren et al. (2017) presentan la sismicidad del catálogo del Observatorio Volcanológico de los Andes del Sur (OVDAS) correspondiente al período que va desde el año 2013 hasta mediados del 2016. El objetivo de este trabajo es poder aportar a la caracterización geofísica de la región del Copahue y zonas aledañas a partir de distintas fuentes de datos disponibles



en el Instituto Geofísico Sismológico F. Volponi de la Universidad Nacional de San Juan.

Datos

Se realizaron levantamientos gravimétricos terrestres sobre las rutas y accesos disponibles en el área, con un espaciamiento medio de 2 km, utilizando un gravímetro Scintrex CG3. Esta información se complementó con datos previos obtenidos por el IGN (Instituto Geográfico Nacional) e YPF (Yacimientos Petrolíferos Fiscales), tratando de cubrir la totalidad del área de trabajo. Sin embargo, como el área comprende una parte importante en territorio chileno, y debido a que no se cuenta con los datos de gravedad terrestres de éste país vecino, es que se trabajó con datos del modelo EIGEN-6C4 (Förste et al., 2014). Los datos magnéticos fueron relevados por la Empresa Carson Aerogravity durante fines de 2004 y principio de 2005, en líneas Oeste-Este espaciadas cada 2 km y líneas de control norte-sur cada 10 km. Este relevamiento sólo cubre el área del lado argentino de la zona de estudio. Para el modelo de densidad se utilizó un servicio de inversión geofísica denominado VOXI Earth Modelling de Geosoft, que brinda herramientas para generar modelos Voxel 3D a partir de relevamientos de datos de gravedad y magnetismo tanto aéreo como terrestre. Los datos sismológicos fueron obtenidos a partir de una red local localizada en el centro de Neuquén con la cual se detectó sismicidad asociada al volcán Copahue. A fin de mejorar esta localización se agregó a esta base de datos la estación de INPRES localizada en el pueblo de Caviahue y una estación de la red FDSN localizada a aproximadamente 120 km al sur del Copahue. Se localizaron un total de 55 sismos ocurridos en un periodo de 1 año, en este trabajo solo se reporta la sismicidad con error en parámetros de localización menor a 10 km.

Resultados

La carta de anomalías de Bouguer muestra a las anomalías positivas asociadas con las cadenas volcánicas, mientras que las negativas con la Fosa de Loncopué y a los valles y Mallines ubicados entre las mismas. A nivel más superficial, observamos el gradiente vertical de la carta de Bouguer, con el cuál se resaltan los efectos más superficiales (Álvarez et al. 2016) asociados a variaciones de densidad superficiales posiblemente vinculadas con escurrimientos lávicos expuestos sobre la topografía. Calculando la anomalía magnética y reduciéndola al Polo se observa un cambio de polaridad a partir de los 37°30´S, con una interrupción en la región de Cavihaue. Es probable que este cambio obedezca a la influencia del desgarro de la placa de Nazca descripto por Pesicek et al. (2012). Las anomalías basadas en la relación de Poisson, obtenida a partir del , deben ser equivalente en signo a las anomalías magnéticas reducidas al polo. Sin embargo, al compararlas, observamos que existe un notable cambio de polaridad magnética en la zona de Caviahue, con lo cual nos hace pensar que en el momento de emplazamiento éste volcán recalentó la región por encima del punto de Curie (≈580°C) desmagnetizando las rocas preexistentes que posteriormente al enfriarse se magnetizaron con un campo de polaridad opuesta a la anterior. A partir de los datos observados de la anomalía residual de Bouguer, se definió el área para realizar el modelo de inversión geofísica a través de un polígono cerrado, obteniendo así el modelo de densidad. En el mismo se observan zonas de alta densidad vinculadas con chimeneas fósiles y zonas de baja densidad vinculadas a la geometría de la caldera de Copahue. La sismicidad registrada en el período desde el 1 de julio de 2016 al 31 de junio del 2017 se asocia a niveles corticales (< 20 km) y a niveles subcorticales. Los sismos corticales más superficiales se localizan principalmente en la Caldera del Agrio-Caviahue y los más profundos (entre 5 km y 20 km) a una distancia no mayor de 40 km de la misma. Sin embargo, en este trabajo no se presenta toda la sismicidad localizada, solo se analiza aquella con incertezas en los parámetros de localización menores a 10 km. Se calculó magnitud la cual varía entre 1.8 y 3.3. La sismicidad reportada en este trabajo estaría asociada a las cámaras propuestas por Lundgren et al. (2017).

Agradecimientos

Agradecemos al INPRES por confiarnos datos de una de sus estaciones sismológicas, CANA, la cual fue de gran utilidad en la realización de este trabajo.

Referencias

Álvarez O, Linceklinger F, Sánchez M, Weidmann C, Ariza J, Giménez M., 2016. Modelos globales de gravedad GOCE y EGM2008. RAGA 73 (1): 134 - 148. Bohom M, Lüth S, Echtler H, Ascha G, Bataille K, Bruhn C, Rietbrock A, Wiggerb P., 2002. The Southern Andes between 36 and 40S latitude. Tectonophysics 356 (2002) 275–289. Caselli A.T, Agusto M, Velez M.L, Forte P, Bengoa C, Daga R, Albite J.M, Capaccioni B., 2016. The 2012 eruption, in Copahue Volcano, Active Volcanoes of the World, edited by F. Tassi, O. Vaselli, and A. T. Caselli, pp. 49–59, Springer, Berlin. Cembrano y Lara., 2009. The link between volcanism and tectonics in the southern volcanic zone of the Chilean Andes: A review.Tectonophysics, pages 96-113 Folguera A, Ramos V, Reginald L, Hermanns, Naranjo J.A., 2004. Neotectonics in the foothills of the southernmost central andes 37–38 s. Tectonics, 23(5). Folguera A, Rojas Vera E,

VOLC-2: Volcanismo y tectónica del Cuaternario en los Andes del Sur

Vélez L, Tobal J, Orts D, Agusto M, Caselli A, Ramos V.A., 2015. A Review of the Geology, Structural Controls, and Tectonic Setting of Copahue Volcano, Southern Volcanic Zone, Andes, Argentina. Folguera A, Rojas Vera E, Vélez L, Tobal J, Orts D, Agusto M, Caselli A, Ramos V., 2016. A review of the geology, structural controls, and tectonic setting of copahue volcano, southern volcanic zone, andes, argentina. In Copahue Volcano, pages 3–22. Springer. Ibáñez J.M, Del Pezzo E, Bengoa C, Caselli A, Badi G, Almendros J., 2008. Volcanic tremor and local earthquakes at copahue volcanic complex, southern andes, argentina. Journal of Volcanology and Geothermal Research. 174 (2008) 284–294. Lundgren P, Nikkhoo M, Samsonov S.V, Milillo P, Gil-Cruz F, Lazo J., 2017. Source model for the Copahue volcano magma plumbing system constrained by InSAR surface deformation observations, J. Geophys. Res., submitted. Mas L.C, Mas G.R., 2015. Geothermal energy development at Copahue Volcano. Copahue Volcano, Active Volcanoes of the World, DOI 10.1007/978-3-662-48005-2_1. Pérez-Flores P, Cembrano J, Sánchez-Alfaro P, Veloso E, Arancibia G, Roquer T., 2016. Tectonics, magmatism and paleo-fluid distribution in a strike-slip setting: Insights from the northern termination of the Liquiñe–Ofqui fault System, Chile. Pesicek J, Engdahl E, Thurber C, DeShon H, Lange D., 2012. Mantle subducting slab structure in the region of the 2010 M8.8 Maule earthquake (30–40°S), Chile. Geophys J Int 191:317–324. Rojas Vera E, Folguera A, Gímenez M, Martínez P, Ruiz F, Ramos V., 2009. Evolución tectónica de la fosa de loncopué. RAGA, 64(2):214–230.

VOLC-2: Volcanismo y tectónica del Cuaternario en los Andes del Sur

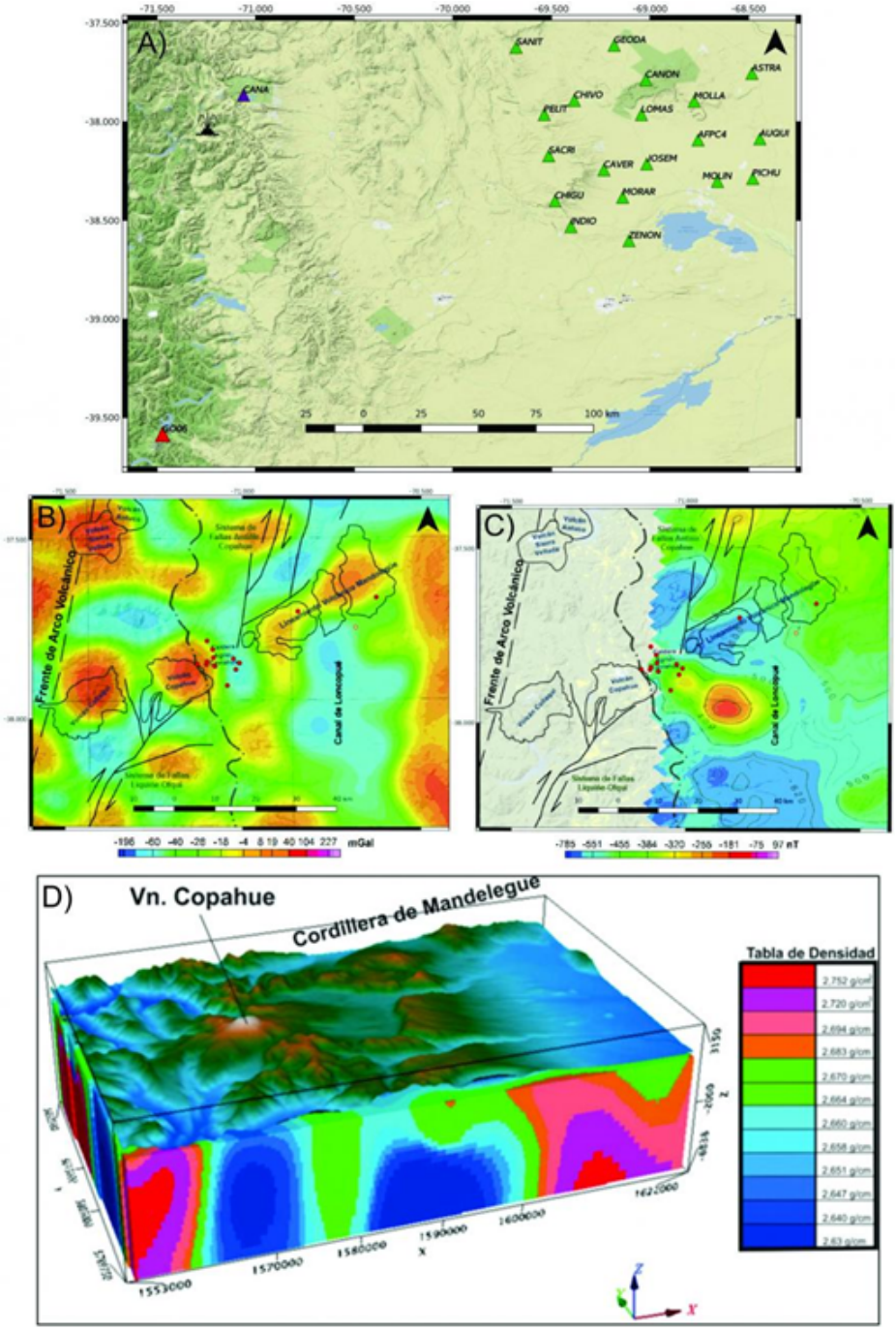


Figura 1. A) Mapa de estaciones sismológicas. Los triángulos verdes corresponden a las estaciones de la red AÑELO. El triángulo violeta y rojo a la estación de INPRES y FDSN, respectivamente. B) Carta de anomalía de Bouguer obtenida a partir del modelo global EIGEN-6C4 (Förste et al., 2014), corregida por efecto topográfico. En rojo se observan los sismos con profundidades menores a 5 km y en rosado de más de 5 km. C) Anomalía magnética reducida al Polo con sismos reportados en este trabajo. D) Modelo de densidad (modelo integrador geológico-geofísico).

VOLC-2: Volcanismo y tectónica del Cuaternario en los Andes del Sur

Modelo estructural del basamento y su relación con la actividad volcánica del Complejo Volcánico Mocho-Choshuenco (39,9°S; 72°W), Andes del Sur, Chile.

Carolina Peña[1], Andrés Tassara[1], Ernesto Cofré[1], Mario González[1].
(1) Departamento Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias Químicas, Universidad de Concepción, Concepción, Chile

El complejo volcánico Mocho-Choshuenco (CVMC) es uno de los complejos volcánicos más peligrosos de la Zona Volcánica Sur (ZVS). Se encuentra ubicado en el intra-arco de la región de Los Ríos, Chile, en donde coexiste la ZVS con el Sistema de Falla Liquiñe-Ofqui (SFLO), paralelo a la fosa, y un sistema de fallas pre-andinas de rumbo NW-SE. El SFLO se extiende por unos 1.200 km a lo largo de los Andes del Sur, entre los 38°S y los 46°S, relacionándose directamente con el emplazamiento del arco magmático perteneciente a la ZVS. Estos sistemas estructurales cumplen un rol importante en la distribución de la deformación y en el mecanismo de transporte y almacenamiento de los magmas, lo que convierte este lugar en un sitio ideal para comprender de qué manera se relaciona la tectónica con el volcanismo. En este estudio se entregan nuevos antecedentes estructurales, dinámicos y cinemáticos, que condicionarían la formación y evolución del CVMC, tomando como precedente el trabajo realizado por Esparza (2004). Los datos de terreno analizados evidencian un campo de esfuerzos homogéneo, con un régimen dominante transpresional, lo cual es concordante con la convergencia oblicua presente a nivel regional, con un σ_1 orientado N46°E y un σ_3 hacia el N42°W. Mientras que la cinemática es acorde a un modelo de riedel, dominado por el movimiento dextral del SFLO, producto de la partición de la deformación generada por la orientación de la convergencia, acomodando la componente paralela a la fosa. Por otro lado, este régimen tectónico permite una reactivación de fallas pre-existentes de dirección NW, facilitando la circulación de fluidos magmáticos e hidrotermales y controlando la disposición y geometría tanto del complejo volcánico, como de los diques y los centros eruptivos menores. Como resultado final, se presenta un modelo estructural del basamento del CVMC, aportando a la comprensión del sistema y a la forma en que interactúan los diferentes factores. Esparza, E. y otros. Structural control at Mocho-Choshuenco volcanic Complex zone, Southern Andes. IAVCEI General Assembly, Pucón, Chile, November 14-19, 2004. 2004, 2004, v.5:s02a_pth_025.

VOLC-2: Volcanismo y tectónica del Cuaternario en los Andes del Sur

Relaciones preliminares entre actividad sísmica y estructuras en el Vn. Lonquimay

Elisa Ramírez[1], Cristián Farías[2], Haroldo Lledó[1], Daniel Basualto[1], Pablo Moreno[1].
(1) Departamento de Obras Civiles y Geología, Facultad de Ingeniería, Universidad Católica de Temuco
(2) Departamento de Ciencias Matemáticas y Físicas, Facultad de Ingenierìa, Universidad Católica de Temuco, Temuco, Chile

Estudios anteriores en la zona volcánica de la región de la Araucanía relacionan el volcanismo con la disposición estructural relativa a la zona de falla Liquiñe Ofqui (ZFLO), mediante modelos transpresionales y transtensionales. Sin embargo, la complejidad de los sistemas de fallas locales y los detalles de la geoquímica de estos volcanes no están incorporados en los modelos existentes. Una compilación reciente de datos sísmicos generados por el OVDAS desde el 2010 al 2018 para el volcán Lonquimay muestran dos grupos de sismos someros, unos ubicados al sur del cráter principal de ML< 3, y otro grupo de sismos más numerosos pero de menor magnitud ML< 2 ubicados bajo el cráter principal. Ambos grupos de sismos están alineados en un sentido norte sur, paralelo pero excéntrico a una rama principal de la ZFLO. Por otra parte, en exploraciones recientes de terreno se han reconocido fallas lístricas secundarias, 5 km al noroeste del cráter principal que presentan una orientación NE, concordantes con un sistema transtensivo, el que es paralelo a la denominada fisura oriental, lugar donde se han registrado las últimas erupciones volcánicas, entre las que destaca la que dio origen al cráter Navidad, en 1988. Los datos geoquímicos recopilados dan cuenta de una variación composicional de basalto a dacita, sin embargo, estas variaciones no están directamente asociadas a las estructuras reconocidas, sino que reflejarían una diferenciación de una cámara magmática. En este trabajo se busca modelar los regímenes del campo de estrés local en 2D usando simulaciones numéricas y estudiar la relación entre la sísmica y la dinámica estructural de la zona con las variaciones geoquímicas del volcanismo en la Araucanía, en específico del volcán Lonquimay. Proyecto Interno UCT 412-3877: Volcano-tectónico: programa multidisciplinario sobre el control tectónico en el volcanismo de la zona sur.

VOLC-2: Volcanismo y tectónica del Cuaternario en los Andes del Sur

Characterization of crustal structures at Nevados de Chillan Volcanic Complex by exploitation of digital elevation models (DEM) and the possibility of automatic lineament extraction

M Riede[1], A Tassara[2], A Oyarzún[3].
(1) Ciencias de la Tierra, Ciencias Químicas , Universidad de Concepción
(2) Departamento Ciencias de la Tierra, Facultad Ciencias Químicas , Universidad de Concepción
(3) Doctorado Ciencias Geologicas, Universidad de Concepción

The relation between volcanism and tectonics has been studied in the past. Cembrano and Lara (2009) postulated that a relationship does exists between the orientation of feeder dykes and the evolution of volcanoes in the South Volcanic Zone (SVZ). They establish that the interaction of the Liquiñe Ofqui Fault System (LOFS) with NE structures generates extension, aiding the rise of basic magmas, whereas its interaction with NW structures generates compression, slowing magma ascension and favoring differentiation toward the acidic extreme. The Nevados de Chillan Volcanic Complex (CVNCh, 36,8°S), emplaced in the SVZ, is an ideal place to study these interactions, as it presents NE and NW structures, both with different stress regimes. While the NE oriented structures are coupled with the current tectonic setting dictated by plate convergence, the NW structures are uncoupled from it. In this study, lineaments from the study area were manually traced using hillshades from an Alos Palsar DEM (12.5 m/pixel) in the software ArcGis. Furthermore, LINE, a module from the software PCI Geomatica, was used to automatically extract lineaments from de DEM. Different methods were explored, from the input of hillshades and multidirectional images in the software to the modification of LINE parameters, as to obtain the best fitting lineaments. The automatically obtained results will be compared with the manual ones, so as to assess their validity and possible application to the extraction of lineaments in other volcanoes of the SVZ. Finally, using NETVOLC and MORVOLC, two codes that work with the software ENVI, information on the orientation of feeder structures of the CVNCh will be obtained and related to the lineaments and local stress regime. Altogether, this information can be of help for future studies that seek to relate the crustal structures in the CVNCh to its volcanism

VOLC-2: Volcanismo y tectónica del Cuaternario en los Andes del Sur

The interplay between NE-striking transverse faults and Pleistocene-Holocene dike systems in the Southern Volcanic Zone

Javiera Ruz[1,2], Gerd Sielfeld[1,2], Ashley Stanton Yonge[1], Pablo Iturrieta[1], José Cembrano[1].
(1) Departamento de Ingeniería Estructural y Geotécnica, Escuela de Ingeniería, Pontificia Universidad Católica de Chile, Santiago, Chile
(2) Centro de Excelencia en Geotermia de los Andes (CEGA, FONDAP-CONICYT), Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, Chile

Dikes are thought to be the most efficient way of transporting magma through the upper crust and are the prevailing feeding mechanism of volcanic systems. As they propagate, dikes may either occupy existing fractures or create their own (as in Andersonian dikes), and so, can be found randomly or systematically oriented. Whereas Andersonian dikes are expected to propagate parallel to the direction of the maximum compressive stress (σ_1), the propagation of dikes along existing cracks depends on their orientation with respect to σ_1. If optimally oriented,these faults and fractures may reactivate in extension, allowing melt flow through this conduit. Therefore, it is important to analyze the spatial and genetic relation between faults and dykes, to better understand the kinematic constraints and interplay of faulting and transport of magma. The Tatara-San Pedro-Pellado (TSPP) is a NE-aligned volcanic complex found in the Southern Volcanic Zone. NE striking transverse faults close to the TSPP are kinematically consistent with the prevailing Quaternary orogen-scale and spatially associated to parallel NE mafic dike swarms. To understand the role of inherited structures in magma transport, we performed detailed structural mapping and fault slip analysis. Preliminary results show a regional NE-striking steeply dipping right lateral transtensional fault system parallel to the TSPP alignment, that cuts Oligo-Miocene volcanoclastic rocks of the *Cura Mallín* Formation and Mid Pleistocene volcanic rocks. Near San Pedro Volcano, transtensional faults with a right lateral displacement have orientations ranging from N40E/74W to EW/58N. The western termination of this NE transtensional system consists of EW striking steeply dipping normal faults and NS striking Melado Valley fault, which is kinematically consistent with a crustal 6.0Mw right lateral earthquake (2012). Second order NW to WNW striking steeply dipping left lateral faults are observed in structural sites in the east end of the study area, where structures cut a Late Cretaceous granodiorite intrusion. Age of deformation of one of these faults will be obtained with Ar-Ar dating on clays in fault gouge. Future fieldwork will be done to better constrain cross-cutting relations between dikes and faults,and dynamic analysis of fault slip data will be carried out to determine the stress field(s) related to the fault populations. We are grateful to FONDAP-CONICYT project 15090013(CEGA) and FONDECYT project 1141139.

VOLC-2: Volcanismo y tectónica del Cuaternario en los Andes del Sur

Towards a unified conceptual model relating active tectonics and volcanism at the Southern Andes

Andres Tassara[2], Luis Lara[1], Amapola Albornoz[2], Daniel Basualto[1], Catalina Cabello[2], Carlos Cardona[1], Francisco Garcia[2], Danny Herrera[2], Nadia Jara[2], Javiera Jiminez[2], Francisco Letelier[2], Angela Medrano[2], Ramiro Muñoz[2], Andrés Oyarzun[2], Carolina Peña[2], Vicente Yáñez[2], Joaquin Julve[2], Iñigo Echeverria[2].
(1) SERNAGEOMIN
(2) Ciencias de la Tierra, Universidad de Concepción

The mechanism by which faults and volcanoes interact at subduction zones are still poorly understood. The Southern Volcanic Zone (SVZ) of the Andes (33°-46°S) is an ideal place to study these connections because of the very active nature of this region, particularly during the last decade, and sufficient knowledge on long-term links between tectonics and magmatism, as reviewed almost 10 years ago by Cembrano and Lara (2009). For the southern SVZ (south of 38°S), they propose that extensional and compressional regimes are created at the intersection of the Liquiñe-Ofqui Fault Zone (LOFZ) with oblique NE- and NW-oriented faults, favoring respectively the rapid ascent of basic magmas from lower crust (e.g. Llaima volcano LLV) or upper crustal stagnation and differentiation toward acidic magmas (e.g. Puyehue-Cordon Caulle Volcanic Complex PCCVC). Along the Northern SVZ, a dominance of intermediate-to-acidic volcanism is associated to prevailing compressive structures linked with Neogene fold-thrust belts (e.g. Laguna del Maule Volcanic Complex LMVC). This explains the first-order spatial distribution of volcanic products along the SVZ and is valid under the stress regime imposed by the oblique convergence between Nazca and Sudamerica during the interseismic phase of the megathrust seismic cycle. However, eruptions are statistically more common after large megathrust earthquakes that presumably develop a transient but likely large-scale perturbation (reversion) of the interseismic stress field. We recognize this apparent paradox and consider the occurrence of the Mw8.8 Maule 2010 earthquake as an opportunity to get deeper insights into the relationship between megathrust seismic cycle, active crustal faulting and volcanism at different spatio-temporal scales. We have been performing a research that combines a) kinematic and dynamic analysis of basement structure below 9 selected volcanoes and integrated at the scale of the entire SVZ, b) temporal evolution of deformation field by geodetic data (InSAR and GPS) and seismicity for the end-member cases of LMVC, LLV y PCCVC, and for the SVZ as a whole. Partial results of this research will be exposed at this meeting by undergrad and graduate students associated with the project, but here we will try to integrate most of these results in a unified conceptual model on the relationship between active tectonics and volcanism at the Southern Andes

VOLC-2: Volcanismo y tectónica del Cuaternario en los Andes del Sur

Caldera del Agrio: Colapso volcano-estructural a partir de erupciones fisurales?

Nicolas Vigide[1], Juan Manuel Albite[2], Alberto Tomás Caselli[3].
(1) Universidad de Buenos Aires. CONICET, Instituto de Estudios Andinos ?Don Pablo Groeber? (IDEAN), Buenos Aires, Argentina
(2) Universidad de Buenos Aires. CONICET, Instituto de Geociencias Básicas, Aplicadas y Ambientales (IGeBA), Buenos Aires, Argentina
(3) Laboratorio de Estudio y Seguimiento de Volcanes Activos, IIPG, CONICET - Universidad Nacional de Río Negro

La Caldera del Agrio se encuentra en el límite entre Argentina y Chile, al Oeste en la provincia de Neuquén, Argentina. Se ubica dentro de la Zona Volcánica Sur (ZVS; Stern 2004), unos 35 km al este del arco volcánico actual, y sus rocas han sido enmarcadas dentro del denominado Complejo Volcánico Caviahue-Copahue. Estratigráficamente, este complejo está compuesto por rocas precaldera (Fm. Hualcupen), sin-caldera (Fm. Las Mellizas) y post-caldera (Fm. Copahue). El origen de la Caldera del Agrio es debatido por varios autores: Pesce (1989) y otros autores consideran un colapso de cámara magmática; mientras que Melnick et al. (2006) contemplan una generación del tipo cuenca de pull-apart y un consecuente volcanismo posterior. A partir de un análisis de estructuras y levantamiento de perfiles de la de secuencia sin-caldera, fue posible determinar las 5 líneas de evidencias que postulan Gottsmann y Martí (2008) para sostener un modelo de graben-caldera: (1) la presencia de diques piroclásticos que pueden ser observados sobre trazas de fallas de rumbo senestrales NO-SE que atraviesan el valle de la Laguna Las Mellizas el arroyo Los Baños y el arroyo Blanco; (2) brechas co-ignimbríticas de matriz tobácea-lapillítica que se ubican de manera lateral o basal a las demás litofacies ignimbrítcas; (3) domos lávicos que se emplazan sobre las trazas de fallas, y que se encuentran lateralmente asociados a la ignimbrita; (4) el fuerte control estructural de los bloques proporciona una pendiente escalonada hacia el norte, mientras que en el sector SO se observan bloques con un control extensional, con una deformación más simétrica; (5) las variaciones de espesor de los depósitos de ignimbritas varían entre los 10 y los 70 m dentro de la caldera, mientras que los espesores extra-caldera son cercanos a los 5 metros. El análisis de facies permitió interpretar que los depósitos de ignimbritas aflorantes, de composición traquítica y de alto a extremadamente alto grado de soldadura de la Fm. Las Mellizas, habrían tenido origen a partir de una actividad fisural multicentral. Asimismo, la relación espacial de las facies y las estructuras asociadas conllevan a inferir que el colapso de la Caldera del Agrio corresponde a un colapso volcano-estructural asociado a erupciones fisurales; cuyas estructuras principales de emisión serían estructuras heredadas NO-SE (Perez-Flores et al., 2016).

VOLC-3: Volcanismo submarino y geología de islas oceánicas

Evolución geomorfológica de las islas volcánicas chilenas: nuevas perspectivas

Laura Becerril[1], Luis Enrique Lara[1].
(1) Subdirección Nacional de Geología, Servicio Nacional de Geología y Minería

La Islas Volcánicas Oceánicas y los Montes Submarinos (IVOMS) relacionados con hotspots constituyen laboratorios naturales únicos para estudiar el origen y evolución del volcanismo intraplaca. Su crecimiento es el resultado del balance entre tres procesos principales: el magmatismo, la tectónica y la erosión, que crean y desmantelan espacio-temporalmente su morfología. Conocer y cuantificar cuál es el factor dominante que rige en la evolución geomorfológica de este tipo de ambientes es una tarea difícil que requiere estudios con suficiente resolución espacial y temporal para resolver la interacción entre ellos.

Los IVOMS en Chile están representados por el archipiélago de Juan Fernández, las islas San Félix-San Ambrosio y la llamada Easter Seamount Chain que incluye a las islas Salas y Gómez e Isla de Pascua, además de numerosos montes submarinos. Los factores que controlan la evolución geomorfológica de estos IVOMS, tales como la historia de emersión y subsidencia, la magnitud de los movimientos verticales o las tasas de crecimiento y erosión son todavía poco conocidos. Por ello, nuevos estudios se están llevando a cabo con el objetivo de comprender la interrelación de los factores más relevantes, prestando especial atención a los movimientos verticales y las tasas de erosión a corto y largo plazo que tienen lugar tanto en la Isla de Pascua como en la isla de Robinson Crusoe, que representan extremos opuestos en términos de edad y madurez geomorfológica. Antecedentes preliminares muestran que, al margen de su reducido volumen en comparación con ejemplos arquetípicos como Hawaii, las tasas de crecimiento y erosión en Robinson Crusoe son comparables destacando episodios de rápido desplazamiento vertical.

Conocer cómo estas islas han evolucionado y avanzan en su proceso de desmantelamiento es de suma importancia para comprender procesos internos del planeta, pero también para vislumbrar qué procesos geológicos pueden ser esperados en el futuro y facilitar la adaptación a ellos.

VOLC-3: Volcanismo submarino y geología de islas oceánicas

Definición de "monte submarino" y algunas implicancias de este término

Juan Lorenzo Díaz[1], Luis Lara[2].
(1) Escuela de Ciencias del Mar, Facultad de Ciencias del Mar y Geografía, Pontificia Universidad Católica de Valparaíso
(2) SERNAGEOMIN, Chile

Al revisar los aspectos relevantes de las definiciones de "monte submarino" que se han propuesto en el pasado se puede apreciar que hay criterios comunes:

a) aislamiento o distinción respecto del fondo marino adyacente;

b) pendientes grandes;

c) relieve mayor a 1.000 m;

d) forma cónica;

e) montados sobre el fondo oceánico;

f) origen volcánico.

Respecto de a), lo que es destacable es que un monte debe notarse respecto de su entorno.

Respecto de b) y en conjunto con a), las laderas o flancos de un monte submarino tienen pendientes más grandes que el entorno, como para que el monte se destaque.

Respecto de c), se puede apreciar que todo se inició con la definición de Shepard (1963) con un valor de 500 brazas, que luego otros autores redondearon a 1.000 m. Pero no hay sustento tras esto. Que un rasgo tenga que elevarse más de 1.000 m es algo arbitrario. Lo anterior se refuerza con la definición de Wessel *et al.* (2010), quienes establecen que un monte submarino podría elevarse tan solo de 50 m a 100 m.

Respecto del punto d), forma cónica, es efectiva, aunque algunos montes tienen una forma algo alargada o tienen cima trunca. Además, la forma cónica sería la forma más gruesa que adoptan los montes submarinos. Al revisarlos en detalle, se aprecia que la forma en planta puede ser: circular, elíptica, triangular, rectangular, pentagonal o inclusive con forma de estrella (Mitchell, 2001).

Respecto de e), el término "fondo oceánico" es más bien vago y mueve a confusión. Pero la definición de Wessel *et al.* (2010) aporta un elemento concreto: la corteza oceánica.

Respecto de f), origen volcánico, es útil destacar lo mencionado por Hekinian *et al.* (2004), en cuanto a que existe algún tipo de fuente de magma bajo la corteza oceánica, que logra abrirse camino a través de la propia corteza oceánica, para liberar dicho magma sobre el fondo marino. De este modo, poco a poco, se construye un monte submarino, por acumulación de lavas (rocas volcánicas), diques (rocas plutónicas) y escombros que derivan de los procesos de remoción en masa (erosión).

Aunando todos los criterios anteriores, se propone la siguiente nueva definición de "monte submarino":

"Monte submarino es un rasgo geomorfológico elevado, cuya base es aproximadamente equidimensional, está montado sobre la corteza oceánica, destacándose respecto del fondo marino adyacente por poseer flancos con mayores pendientes y es de origen volcánico-magmático."

VOLC-3: Volcanismo submarino y geología de islas oceánicas

Variabilidad de estilos de deformación y volcanismo reciente en la zona de "outer-rise" entorno a las dorsales de Copiapó y Juan Fernández

Alexandra Fuenzalida-Artigas[1], Andrei Maksymowicz[1], Luis E. Lara[2], Efrain Rivera[1], Eduardo Contreras-Reyes[1], Sergio Ruiz[1].
(1) Departamento de Geofísica, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(2) SERNAGEOMIN, Chile

Introducción El proceso de subducción de la placa oceánica de Nazca bajo Sudamérica controla los procesos geodinámicos, tectónicos y volcánicos, a lo largo del margen chileno. Durante los últimos años se han realizado esfuerzos para la comprensión de los fenómenos asociados con la formación de estructuras y relieve en la placa oceánica de Nazca (Lara et al., 2017; Reyes et al., 2017), los efectos de la subducción de dichos rasgos en los procesos de generación y ruptura de grandes terremotos (Poli et al., 2017), y a una mayor escala temporal, sus efectos en la estructura y deformación presente en el ante-arco marino de la placa Sudamericana (Contreras-Reyes et al. 2015; Maksymowicz, 2015). Este trabajo se enfoca en el estudio de la zona de "outer-rise" entre los 27ºS y los 34ºS (Figura 1). En este segmento del margen chileno subductan las cadenas de montes submarinos de Copiapó y Juan Fernández y la zona de fractura de Challenger, así como numerosos rasgos batimétricos de menor escala (Figura 1a). Hacia el continente, en la zona sur de este segmento, se produjo el terremoto de Illapel de 2015 (Mw 8.3), el cual fue seguido de un tsunami que afectó a la comunidad. Poli et al. (2017) proponen una relación genética entre la subducción de zonas de falla presentes en la placa subductante (generadas durante su formación en el centro de expansión y por flexura del "outer-rise") y la sismicidad de tipo enjambre (con signatura de "repeaters") generada, antes y después, del terremoto Mw 8.3 de Illapel en 2015. Así mismo, la geometría, el rumbo y las propiedades reológicas de estas fallas oceánicas en subducción constituirían una barrera para la propagación hacia el sur de la ruptura durante dicho evento. En tal caso, la presencia de fluidos en los sedimentos y en las zonas internas de la corteza y el manto oceánica/o controlada/o por fallas explicaría, al menos en parte, las propiedades sismotectónicas del margen de subducción chileno. De acuerdo con lo anterior, es importante caracterizar en detalle la geometría y sedimentación de las estructuras que se encuentran al oeste de la fosa, previas a subductar, para así entender su formación y potenciales efectos futuros en el contacto sismogénico. Paralelamente a la subducción de zonas de fracturas oceánicas y zonas de fallas ligadas la flexura del "outer-rise", es necesario estudiar la subducción de montes submarinos y dorsales oceánicas en la evolución de la tectónica continental (Maksymowicz, 2015). En este sentido, es de particular interés comprender el rol relativo de los procesos magmáticos (asociados a "hot-spots") y tectónicos (derivados del campo de esfuerzos intraplaca o la carga flexural en el campo cercano) en la génesis y evolución geológica de montes e islas oceánicos/as de diversos tamaños. Además, analizando la batimetría realizada al sur de la dorsal de Juan Fernández, Hirano et al. (2013), muestran que la generación de pequeños montes submarinos ("petit-spots") estaría asociada a las fracturas producidas por flexura en la zona de "outer-rise", lo que sugeriría fusión parcial del manto superior y ascenso magmático en la placa oceánica inmediatamente antes de la subducción, cuestión que a su vez modificaría las propiedades reológicas del contacto sismogénico. Por lo tanto, utilizando las técnicas de batimetría multihaz y perfilador de sub-fondo marino, el presente trabajo pretende (1) estudiar la morfología y sedimentación de grandes zonas de falla oceánicas cercanas a la fosa, en torno a las dorsales de Copiapó y Juan Fernández, (2) reconocer las relaciones temporales entre las estructuras volcánicas y la fábrica o estructura tectónica de la placa de Nazca, especialmente grandes zonas de falla asociadas al proceso de flexura de "outer-rise" y (3) detectar estructuras volcánicas significativamente más jóvenes que los montes submarinos de las cadenas vecinas, que podrían representar fases de volcanismo secundario (rejuvenecido o tipo "petit-spots") en los montes submarinos. Adquisición de datos En el marco del proyecto "Impacto de la morfología, sedimentación y deformación asociada de fallas oceánicas y montes submarinos en la estructura tectónica continental y contacto sismogénico chileno (AUB 170003-CONICYT)", se registraron datos de batimetría multihaz y perfilador de sub-fondo utilizando los equipos Kongsberg EM-122 y SBP-120, respectivamente, a bordo del buque oceanográfico chileno Cabo de Hornos, entre los días 6 y 13 de febrero de 2018. La ruta total se extendió entre las latitudes de Iquique y Valparaíso. El registro de datos se realizó a una velocidad de entre 5 y 7 nudos para obtener un mapeo detallado. Incluso considerando las condiciones de navegación tales como vientos y mareas que introdujeron ruido de cabeceo, principalmente en los trayectos de dirección este-oeste, se registraron datos batimétricos de calidad suficiente para obtener grillas con pixeles de 100 m x 100 m y resolución vertical inferior a 25 m. Resultados preliminares Los datos batimétricos muestran, por primera vez, la estructura detallada de los montes submarinos Copiapó I y Copiapó II, pertenecientes a la dorsal de Copiapó en la zona adyacente a la fosa (Figura 1b), cuya profundidad en la cima es -2764 m y -1017 m, respectivamente. Para el caso de Copiapó II, esto corresponde a un incremento de elevación de ~500 m respecto a lo observado previamente en batimetrías de baja resolución. En la figura se observa con claridad el patrón de fracturas asociadas a la flexura del "outer-rise", con dirección aproximada N-S (curvas negras), y el patrón de fracturas heredadas de la formación de la placa oceánica (fábrica) en dirección noroeste (curvas magenta). Hacia el Este del monte submarino Copiapó II, la corteza oceánica adyacente a la fosa (incluyendo el monte Copiapó I) muestra con mayor claridad el efecto de ambos patrones estructurales, lo que muestra el incremento de la deformación en la zona de mayor flexura y sugiere una reactivación de las estructuras de la



VOLC-3: Volcanismo submarino y geología de islas oceánicas

fábrica oceánica en la zona del "outer-rise". Hacia el Sur, el segmento que incluye el relieve más oriental de la dorsal de Juan Fernández (O'Higgins Ridge, Figura 1c), presenta marcadas diferencias con la zona norte en comparación a la zona en torno a la Dorsal de Copiapó donde destaca la presencia de numerosos "petit-spots". Nuevamente se observa el patrón noroeste de la fábrica de la placa oceánica, pero aquí las estructuras del "outer-rise" aparecen completamente rotadas al noreste alineándose paralelamente a la dorsal de Juan Fernández. Esta rotación de las estructuras del "outer-rise", ha sido descrita anteriormente (von Huene et al.,1997) y correlacionada con el límite sur de la ruptura del terremoto de Illapel 2015 (Poli et al., 2017). Adicionalmente, se observa una correlación entre lineamientos de estos pequeños montes submarinos con la fábrica noroeste de la placa oceánica. Estos resultados muestran una variabilidad de los procesos de reactivación tectónica y magmática en la zona del "outer-rise", donde cambios en el régimen de esfuerzo, temperatura, espesor elástico -y otros parámetros físicos-, se acoplarían a una mayor activación del volcanismo intraplaca. Agradecimientos Este proyecto fue financiado por el proyecto AUB170003 PIA-CONICYT a través del programa de asignación de tiempo de uso del Buque AGS-61, AM agradece el apoyo de los proyectos FONDECYT Nº11170047 y Nº3150160, EC-R agradece el apoyo del proyecto FONDECYT Nº1170009, SR agradece el apoyo del proyecto FONDECYT N°1170430. Referencias E. Contreras-Reyes, J. Ruiz, J. Becerra, H. Kop., C. Reichert, A. Maksymowicz and C. Arriagada. Structure and tectonics of the central Chilean margin (31°–33°S): implications for subduction erosion and shallow crustal seismicity. Geophys. J. Int, V. 653 (2), pp. 776-791, 2015. doi: 10.1093/gji/ggv309 N. Hirano, S. Machida, N. Abe, T. Morishita, A. Tamura and S. Arai. Petit-spot lava fields off the central Chile trench induced by plate flexure. Geochemical Journal, 47(2), pp. 249-257, 2013.

L.E. Lara, J. Díaz-Naveas; J. Reyes, B. Jicha, V. Astudillo, G. Orozco and S. Kay. Unravelling short-lived rejuvenated volcanism and a rapid transition from shield stage at O´Higgins seamount, Juan Fernández Ridge, SE Pacific. Geology, submitted.

A. Maksymowicz. The geometry of the Chilean continental wedge: tectonic segmentation of subduction processes off Chile. Tectonophysics, 659, pp. 183–196, 2015. doi: dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2015.08.007

P. Poli, A. Maksymowicz and S. Ruiz. The Mw 8.3 Illapel earthquake (Chile): Preseismic and postseismic activity associated with hydrated slab structures. 2017. Geology doi:10.1130/G38522.1

J. Reyes, L.E. Lara and D. Morata. Contrasting P-T paths of shield and rejuvenated volcanism at Robinson Crusoe Island, Juan Fernandez Ridge, SE Pacific. J. Volcanol. Geotherm. Res. 341, pp. 242–254, 2017.

R. von Huene, J. Corvalán, E.R. Flueh, K. Hinz, J. Korstgard, C.R. Ranero and W. Weinrebe. Tectonic control of the subducting Juan Fernández Ridge on the Andean margin near Valparaíso, Chile. Tectonics, 16: pp. 474-488, 1997.

VOLC-3: Volcanismo submarino y geología de islas oceánicas

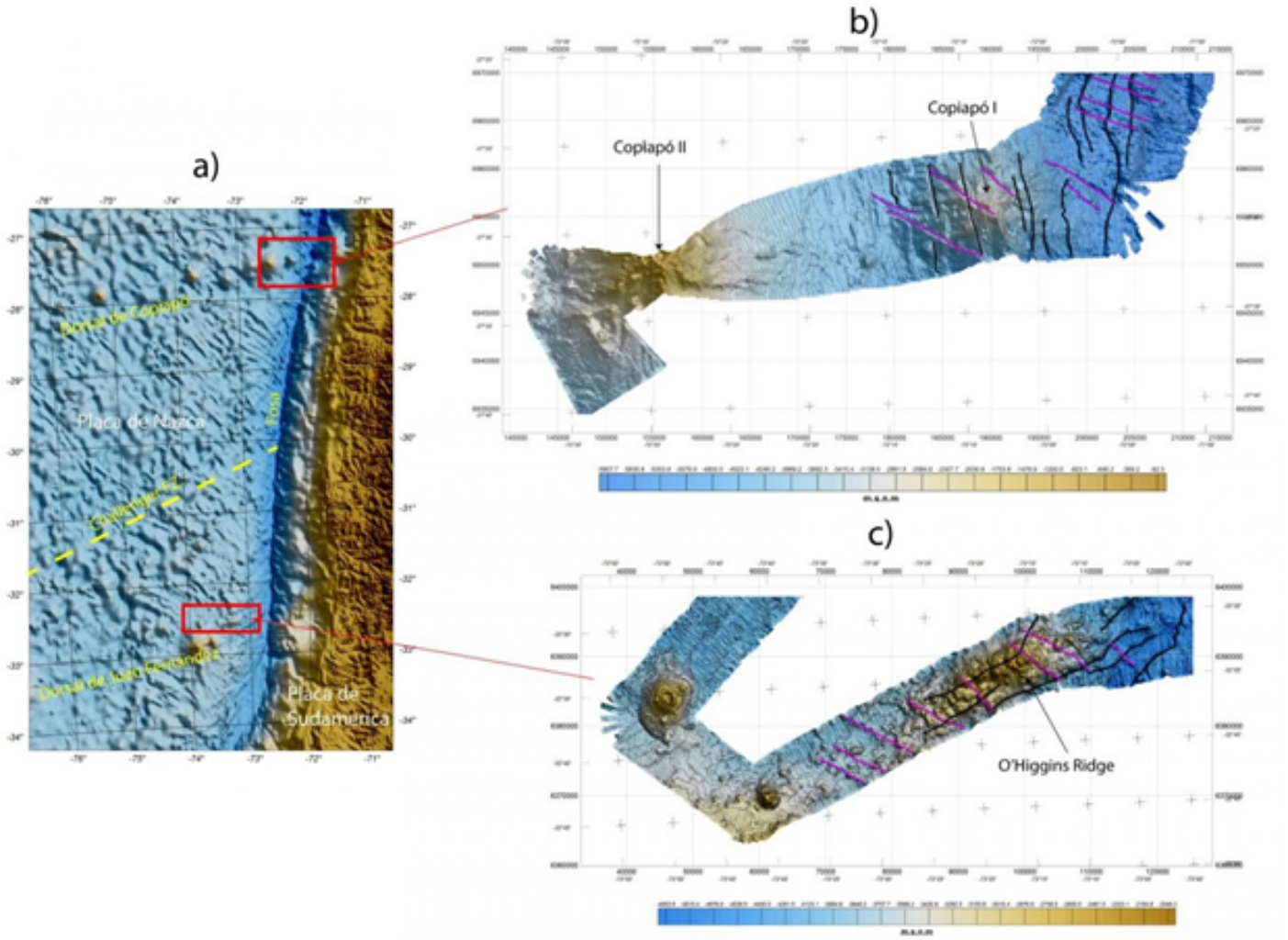


Figura 1: Morfología de la zona de estudio. a) Mapa de elevación de la zona de estudio (Topex). Se indica a la ubicación de los principales rasgos batimétricos de la placa oceánica de Nazca. En rojo se indican las zonas representadas en los otros paneles. b) Batimetría multihaz de la dorsal de Copiapó. Las curvas negras indican el patrón de fracturas asociadas a la flexura de "outer-rise" y en magenta las estructuras de la fábrica de la placa oceánica. c) Batimetría multihaz en torno a la dorsal de Juan Fernández. Las curvas negras y magenta señalan los patrones de ruptura del "outer-rise" y de la fábrica de la placa oceánica, respectivamente.

VOLC-3: Volcanismo submarino y geología de islas oceánicas

Progresión de edades y origen de la Dorsal de Juan Fernández

Luis E Lara[1], Javier Reyes[2].
(1) Sernageomin
(2) CEGA, FCFM, Universidad de Chile, Santiago, Chile

La Dorsal de Juan Fernández es un alineamiento volcánico de ca. 800 km de longitud compuesto por montes submarinos, guyots e islas oceánicas situado en el Pacífico suroriental. Aunque ha sido tradicionalmente considerada como un caso de volcanismo generado a partir de una pluma mantélica, siendo normalmente incluido entre los casos de hotspots mejor definidos (e.g., Anderson, 2005; Jackson et al., 2017) no existían argumentos sistemáticos que avalaran dicha teoría. En efecto, los altos valores de 3He/4He en la isla Robinson Crusoe eran, probablemente, la única evidencia indiscutible de participación del manto profundo en su petrogénesis. Una de las mejores pruebas de un origen asociado a una pluma estática del manto es la progresión de edades en las islas y montes submarinos de una cadena y, para Juan Fernández, eso solo podía intuirse a partir de algunas imprecisas edades K-Ar en las islas Alejandro Selkirk y Robinson Crusoe y una edad $^{40}Ar/^{39}Ar$ de fusión total en el monte O'Higgins. En esta contribución integramos 21 edades $^{40}Ar/^{39}Ar$ obtenidas en masa fundamental mediante calentamiento por pasos para las etapas de volcanismo de escudo en islas y montes submarinos a lo largo de la cadena, a partir de lo cual, asumiendo una fuente del volcanismo estacionaria en el tiempo, obtenemos una velocidad de largo plazo de ~90 mm/año para la placa de Nazca. Este valor es algo más alto que los modelos geodinámicos más aceptados, aunque aún consistente con ellos. La nueva geocronología, combinada con los modelos petrológicos desarrollados recientemente, permiten plantear un caso sólido de hotspot enraizado en una pluma mantélica primaria de baja temperatura potencial.

VOLC-3: Volcanismo submarino y geología de islas oceánicas

Volcanismo explosivo en volcanes de escudo: evidencias desde el magmatismo rejuvenecido en la isla Robinson Crusoe

Luis E Lara[1], Javier Reyes[2].
(1) Sernageomin
(2) CEGA, FCFM, Universidad de Chile, Santiago, Chile

El estilo eruptivo en los volcanes de escudo, particularmente aquellos de grandes dimensiones que forman islas oceánicas, es dominantemente hawaiiano con una representación menor (en volumen eruptado) de episodios de volcanismo explosivo. No obstante, estos episodios explosivos, aunque de baja magnitud o IEV, son relativamente comunes en volcanes arquetípicos como el Kilauea en Hawaii (Swanson *et al.,* 2014). Y en efecto, el ciclo eruptivo en curso del volcán Kilauea ha evolucionado de forma tal que, a mayo-junio 2018, la fase fisural ha drenado un volumen suficiente de magma como para generar un descenso del nivel en el cráter principal, que a su vez podría inducir un ciclo de volcanismo explosivo freatomagmático como el ocurrido, por ejemplo, en la erupción de 1924. En la isla Robinson Crusoe se ha documentado una fase de volcanismo rejuvenecido, posterior a la formación de los volcanes de escudo, datada en *ca*. 0,7-1,7 Ma (Reyes *et al.,* 2017; Lara *et al.,* en revisión). Esta fase se desarrolló a partir de varios centros de emisión aislados y poco volumétricos, destacando en ella un rasgo característico e inusual en la isla: presencia de horizontes de material piroclástico tanto de caída como de flujo. En efecto, en el sector occidental de la isla (Bahía del Padre) se observa una secuencia de caída piroclástica con bombas decimétricas que a *ca*. 500 m del centro de emisión presenta un espesor de 2-3 m con partículas tamaño lapilli grueso. En tanto, en el sector oriental (Piedra Agujereada a Puerto Francés), afloran tobas de ceniza y líticos en capas de espesor métrico rellenando paleorelieves deprimidos. Las características físicas de los depósitos en la isla Robinson Crusoe sugieren mecanismos eruptivos algo diferentes a los propuestos para el volcanismo explosivo en Hawaii. Preliminarmente, e integrando argumentos texturales y petrológicos, sugerimos que el volcanismo explosivo representa la erosión de conductos eruptivos nuevos generados durante el ascenso rápido del magma desde reservorios profundos. Un análisis más sistemático de estas unidades permitirá refinar este modelo y de paso contribuir a la comprensión de las condiciones que controlan la explosividad en volcanes de escudo.

VOLC-3: Volcanismo submarino y geología de islas oceánicas

Revisitando la geocronología de Isla de Pascua y su evolución geomorfológica

Luis E Lara[1], Laura Becerril[1], Felipe Sepúlveda[2].
(1) Sernageomin
(2) Ciencias de la Tierra, Universidad de Concepción, Concepción, Chile

La geocronología es una herramienta básica de la geología y un componente indispensable en cualquier modelo evolutivo. En terrenos volcánicos cuaternarios, los esquemas evolutivos han sufrido de una cierta restricción metodológica que está siendo superada por los continuos avances de la tecnología y el conocimiento de los sistemas isotópicos. Isla de Pascua es uno de esos lugares donde el esquema evolutivo se basa en una geocronología no exhaustiva que puede mejorarse significativamente para interrogar, a partir de ella, los modelos existentes. En efecto, en los años 70 y 80 se hizo un esfuerzo sostenido por datar mediante K-Ar las rocas volcánicas isleñas (REF). De esa información resulta un esquema que plantea la existencia de dos complejos volcánicos ancestrales (Rano Kao y Poike) datados en ca. 1 Ma, erosionados durante un periodo de inactividad, seguidos de un volcán de escudo moderno (Terevaka) construido en los últimos 400 ka. A su vez, la dorsal de Salas y Gómez exhibe una progresión de edades que resulta más compatible con una pluma fija independiente situada en las inmediaciones de esa isla. Datos recientes obtenidos mediante el método $^{40}Ar/^{39}Ar$ muestran que tanto Rano Kao (ca. 300 ka) como Poike (ca. 900 ka) serían más recientes y parcialmente contemporáneos con la base del Terevaka. Por otra parte, suelos cubiertos por lavas de los centros fisurales del Terevaka han sido fechados en el rango de 6-11 ka, lo que significa que gran parte del volcán de escudo sería holoceno. Una consecuencia inmediata de lo anterior es que Isla de Pascua debería ser considerado un volcán activo y consecuentemente incluido en la estrategia de monitoreo instrumental. A su vez, las ideas vigentes sobre paleoecología de la isla, que atribuyen a factores climáticos la variación del paisaje y la vegetación, podrían ser desafiadas por esta actualización de la geocronología, que muestra eventos eruptivos contemporáneos con esos cambios. Asimismo, la evolución geomorfológica (movimientos verticales, retroceso de la costa o depresión de los acuíferos, entre otros) podría ser revisada. A la luz de estos antecedentes, incluso la idea tradicionalmente sostenida acerca del poblamiento de la isla.

VOLC-3: Volcanismo submarino y geología de islas oceánicas

Análisis paleoambiental de los guyots Alfa y Beta, Dorsal de Juan Fernández, Pacífico Suroriental, Chile

Badith Joshua Muñoz[1], Luis E. Lara[2].
(1) Geología, Facultad de Ingeniería, Universidad de Atacama, Copiapó, Chile
(2) Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago, Chile

La Dorsal de Juan Fernández representa el volcanismo de intraplaca episódico que ha construido una cadena volcánica submarina sobre la placa de Nazca en el Pacífico suroriental. Además de las islas Robinson Crusoe y Alejandro Selkirk, destacan algunos montes submarinos de gran volumen cuya morfología corresponde a guyots, es decir, estructuras volcánicas de techo plano cuyo origen se asocia a la fase de arrasamiento a nivel del mar. Para comprender mejor los procesos que controlan la evolución morfológica de estos componentes, particularmente su historia de movimientos verticales, se ha seleccionado como caso de estudio los guyots Alfa y Beta, que complementan el análisis avanzado para el grupo del monte y guyot O'Higgins. En este caso, el material sedimentario que cubre a los guyots permitiría establecer rangos cronológicos para la formación de la superficie erosionada, además de caracterizar las condiciones paleoambientales de la sedimentación y el proceso de progresivo hundimiento que experimentan durante el trayecto sobre una placa oceánica en proceso de maduración. El contenido de material microfosilífero y de componentes líticos recuperado en muestras de tres cruceros oceanográficos será sistemáticamente estudiado para establecer también diferencias espaciales y temporales a lo largo de la dorsal. Preliminarmente, las asociaciones de microfósiles y la distribución composicional muestran diferencias que sugieren procesos comunes, pero también particularidades relacionadas al desarrollo de las fases de construcción principales y la transición del volcanismo de escudo a la fase de volcanismo rejuvenecido.

VOLC-3: Volcanismo submarino y geología de islas oceánicas

Una conceptualización de los *hotspots* de tipo secundario: primeros datos isotópicos de He-Os y nuevos de Sr-Nd del complejo de islas San Félix-San Ambrosio

Nicolás Philippi[1], Cristian Rodrigo[1].
(1) Geología, Ingenieria, Universidad Andrés Bello, Viña del Mar, Chile

El complejo volcánico oceánico San Félix-San Ambrosio (COVOSSFA), ubicado en el Pacífico Suroriental a 940 km de la zona costera norte de Chile continental, corresponde a un caso de volcanismo intraplaca en la placa de Nazca. El complejo está conformado por las islas San Félix, San Ambrosio y el islote González, las cuales están constituidas principalmente por lavas alcalinas y secuencias hialoclásticas. El análisis geoquímico indica un enriquecimiento en elementos LILE y HFS de la isla San Ambrosio (2,86 - 2,93 Ma) al islote González (¿1 Ma?), lo que sugiere una disminución en la fusión parcial entre un evento y otro, mientras que el empobrecimiento de HREE en ambas islas correspondería, posiblemente, a granate residual en la fuente (> 60 km). Las signaturas isotópicas de Sr-Nd-He-Os indican una afinidad con miembros HIMU, EMI, EMII, BSE y FOZO, lo que implica una heterogeneidad de la fuente y que parte del material mantélico proviene del manto inferior. Por otra parte, los bajos valores isotópicos de He obtenidos en este trabajo, categorizan a este complejo volcánico como un *hotspot* secundario, ya que sólo cumple con uno de los cinco criterios establecidos para clasificar *hotspots* asociados a plumas profundas. Por lo tanto, la pluma del COVOSSFA está relacionada a un fenómeno menos caliente y menos voluminoso que un *hotspot* primario, y que, en conjunto con la interpretación de modelos tomográficos globales, posiblemente tiene su origen en una pluma "estancada" en la zona de transición.

VOLC-3: Volcanismo submarino y geología de islas oceánicas

Petrogénesis del volcanismo de escudo en la Dorsal de Juan Fernández: fusión desde una pluma mantélica heterogénea de baja temperatura

Javier Reyes[1,2], Luis E. Lara[3], Folkmar Hauff[4], Kaj Hoernle[4,5], Diego Morata[1,2], Daniel Selles[6], Oliver Cooper[1].
(1) Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Chile
(2) Centro de Excelencia en Geotermia de Los Andes, Chile
(3) Servicio Nacional de Geología y Minería, Chile
(4) GEOMAR Helmholtz-Zentrum für Ozeanforschung Kiel, Alemania
(5) Institut für Geowissenschaften, Christian-Albrechts Universität zu Kiel, Alemania
(6) Aurum Consultores, Chile

La Dorsal de Juan Fernández (JFR) es una cadena volcánica (~800 km) relacionada al ascenso de una pluma mantélica fija en el Pacífico SE (placa de Nazca). Nuevos datos geoquímicos e isotópicos de roca total para muestras representativas de la etapa evolutiva de escudo en la dorsal (guyot O'Higgins, monte Alpha, e islas Robinson Crusoe y Alejandro Selkirk) son utilizados en un modelo petrogenético que busca entender este magmatismo intraplaca en una visión espacial y temporal. Las lavas que forman volcanes de escudo en Juan Fernández consisten principalmente en basaltos toleíticos, transicionales y alcalinos (más enriquecidos en Robinson Crusoe). Las diferencias composicionales entre las unidades volcánicas se explican por cristalización fraccionada de olivino + clinopiroxeno ± plagioclasa, mezcla/recarga magmática, y acumulación de olivino. Las características geoquímicas (ej. bajo CaO a un MgO dado, anomalías Ti-Ta-Nb, valores HREE, empobrecimiento en Rb y U) e isotópicas (campo acotado cercano a Fuente FOZO-A con participación adicional de HIMU y DM) sugieren la presencia de piroxenita (corteza oceánica reciclada) como heterogeneidad en la fuente mantélica. Para cuantificar las propiedades de la pluma, usamos el software OBS1 (Kimura y Kawabata, 2015) en melts primarios calculados a partir de muestras parentales, estimando algunos parámetros como temperatura potencial (valores promedio de 1306°C en Robinson Crusoe y 1336°C en Alejandro Selkirk), grado total de fusión parcial (3.8 vs. 8.0 wt%), y fracción de piroxenita presente (9 vs 6 wt%). La profundidad de término de fusión (~2.4 GPa) es aparentemente relacionada al límite litosfera-astenosfera bajo la placa de Nazca. Luego, los magmas de la etapa de escudo en la dorsal de Juan Fernández habrían sido generados por fusión parcial de una pluma mantélica de baja temperatura potencial, con cambios temporales en sus propiedades termales y litológicas reflejadas en enriquecimientos geoquímicos más marcados en Robinson Crusoe y signatura DM más notoria en Alejandro Selkirk. Esto confirma la observación de que las piroxenitas y plumas mantélicas heterogéneas están envueltas en la petrogénesis de varios OIB a nivel global, y aporta nuevos antecedentes a la discusión sobre la naturaleza de las plumas y la aparente inconsistencia entre la firma geoquímica y la ausencia de evidencia geofísica en un mismo lugar.

VOLC-3: Volcanismo submarino y geología de islas oceánicas

Edad U-Pb en circones del Intrusivo Punta Larga en la Isla Robinson Crusoe: magmatismo silíceo de intraplaca durante la formación del volcán de escudo

Javier Reyes[1,2], Luis E Lara[3], Diego Morata[1,2], Fernando Barra[1,2], Roberto Molina[1].
(1) Departamento de Geología, Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Chile
(2) Centro de Excelencia en Geotermia de los Andes, Chile
(3) Servicio Nacional de Geología y Minería, Chile

Resumen El Intrusivo de Punta Larga (IPL) es un cuerpo plutónico formado por sienitas de clinopiroxeno emplazado en lavas basálticas representativas de la etapa de formación del volcán de escudo de la Isla Robinson Crusoe (RC) en la Dorsal de Juan Fernández (JFR). Mediante nuevas dataciones U-Pb en circones se determinaron edades de cristalización en torno a 3.89 y 3.71 Ma, coetáneas a la etapa de desarrollo del volcán de escudo, cuya composición es esencialmente basáltica (4.10 – 3.40 Ma). El periodo de actividad volcánica rejuvenecida (1.67 – 0.77 Ma) no afectó el sistema geocronológico de IPL, que además se caracteriza por la presencia de escasos circones heredados de eventos magmáticos anteriores (en torno a 23 – 27 Ma). 1. Introducción La Dorsal de Juan Fernández (JFR) es una cadena volcánica formada por varias islas, montes submarinos y guyots, emplazada sobre la placa de Nazca en el Pacífico SE, que se constituye como un clásico ejemplo de volcanismo intraplaca tipo OIB ('ocean island basalts´). Una de las principales unidades volcánicas de la JFR es la Isla Robinson Crusoe (RC), un voluminoso complejo volcánico de escudo parcialmente erosionado, formado principalmente por basaltos transicionales y basanitas, representativas de las etapas evolutivas de volcanismo de escudo y rejuvenecido, respectivamente (Reyes et al., 2017), generado a partir de la fusión parcial de una pluma mantélica heterogénea de baja temperatura potencial (Reyes, 2018). Sin embargo, entre las abundantes rocas volcánicas básicas de RC, destaca la existencia de un cuerpo intrusivo, denominado Intrusivo Punta Larga (IPL; Morales, 1987). El IPL consiste en sienitas faneríticas de clinopiroxeno emplazadas en basaltos alterados de la secuencia representativa del volcanismo de escudo en RC. Dichas sienitas se constituyen principalmente de ortoclasa, plagioclasa, clinopiroxeno, y en menor medida cuarzo, óxidos Fe-Ti, apatito y circón; con textura adcumulada, y alteración variable a epidota, clorita y minerales tamaño arcilla. Esta contribución reporta dos nuevas edades U-Pb en circones para IPL, que buscan establecer el periodo de actividad volcánica en que este cuerpo cristalizó mediante correlaciones con las edades $^{40}Ar/^{39}Ar$ de las rocas extrusivas de RC. 2. Preparación de muestras y técnicas analíticas Los circones fueron separados mediante chancado, tamizado, separación gravitacional con mesa Gemeni, separación magnética con Frantz, y finalmente concentración de cristales de circón utilizando líquidos densos. Los cristales son pulidos y observados mediante lupa óptica (con el objetivo de identificar fracturas e inclusiones). Tras esta inspección, son analizados en el microscopio electrónico de barrido (SEM FEI Quanta 250) ubicado en las dependencias del Centro de Excelencia en Geotermia de Los Andes (CEGA, Departamento de Geología, Universidad de Chile) para obtener imágenes de catodoluminiscencia. Las edades U-Pb fueron analizadas en el Laboratorio de Geoquímica Isotópica del CEGA, Universidad de Chile utilizando un sistema de ablación láser de excímeros ArF de longitud de onda de 193 nm (Photon Machine Analyte G2) acoplado a un espectrómetro de masas por inducción de plasma con multicolectores (LAMC-ICPMS) modelo Neptune Plus (Thermo Scientific), equipado con nueve detectores Faraday y ocho contadores iónicos (CCD). El diámetro del láser usado para la ablación fue de 30 µm. Como primera estandarización se usó el circón de Plešovice (Sláma et al., 2008), y como segundo estándar el circón 91500 Wiedenbeck et al. (1995; 2007) o Sri Lanka-2 (SL-2; Gehrels et al., 2008). La reducción de datos fue realizada por el operador mediante el uso del software Lolite (Paton et al., 2010) y los resultados son graficados con el complemento Isoplot de Microsoft Excel (Ludwig, 2003). Una descripción más detallada de los equipos y métodos utilizados en el estudio puede encontrarse en Leisen et al. (2015). 3. Gecronología U-Pb en circones de IPL Las dos sienitas de clinopiroxeno analizadas corresponden a las muestras LL270711-1 y LL270711-2. Para la primera fueron datados 21 cristales de circón, cuyos diagramas de concordia Wetherill (Fig. 1A) y concordia Tera–Wasserburg (Fig 1B) muestran edades concordantes entre ~4.00 y 3.55 Ma. En tanto, los 23 circones analizados de la muestra LL270711-2 muestran dos familias de edades, la más numerosa entre ~4.16 y 3.54 Ma (n=19, Fig. 1C), y una poco representativa (n=4) en el rango ca. 23.00 – 27.00 (Fig. 1D). Las edades más probables, obtenidas mediante el algoritmo TuffZirc (Ludwig, 2003) son 3.71 (+0.07 -0.05) Ma para LL270711-1 (n = 15 de 21), y 3.89 (+0.05 -0.04) Ma para LL270711-2 (n = 11 de 19), ambas con nivel de confiabilidad superior al 93.5% (Fig. 1E). 4. Magmatismo bimodal durante la formación del volcán de escudo En base a las observaciones de campo para IPL, y a las características analíticas anteriormente mencionadas, las edades más probables (~3.71 y 3.89 Ma) son interpretadas como edades de cristalización del cuerpo intrusivo. Luego, es posible establecer comparaciones con edades disponibles para las diferentes etapas del volcanismo intraplaca de JFR. Reyes et al. (2017) reconoce al menos dos etapas evolutivas bien representadas en RC: una voluminosa secuencia de basaltos toleíticos, transicionales y alcalinos, con intercalaciones de picritas, típicas de la etapa de formación de un volcán de escudo. Sobre ella, de manera local y discordante, se encuentran depósitos piroclásticos y coladas de lava basanítica representativas de la etapa de volcanismo rejuvenecido (también llamada post-erosional). Recientes esfuerzos geocronológicos ($^{40}Ar/^{39}Ar$ en masa fundamental) dataron la etapa de escudo al menos entre 4.10 y 3.40 Ma. En tanto, el volcanismo rejuvenecido ocurrió al menos

entre 1.67 y 0.77 Ma (edades tomadas de Lara et al., sometido). Luego, las edades U-Pb obtenidas para IPL son coetáneas con el volcanismo de escudo, representando la producción bimodal reflejada en la formación de sienitas consanguíneas y basaltos de manera simultánea. El evento más reciente de volcanismo rejuvenecido no habría reiniciado el sistema geocronológico del circón en IPL, ya que no existen edades inferiores a 3.54 Ma. En tanto, las edades con valores mayores a 20 Ma (n=4) fueron obtenidas para cristales de circón interpretados como heredados de algún evento magmático anterior, incluso anterior al registro cronológico más antiguo disponible para JFR (~9.26 Ma en el guyot O'Higgins; Lara et al., sometido). Referencias Gehrels, G.E.; Valencia, V.A.; Ruiz, J. 2008. Enhanced precision, accuracy, efficiency, and spatial resolution of U-Pb ages by laser ablation-multicollector-inductively coupled plasma-mass spectrometry. Geochemistry, Geophysics, Geosystems 9 (3). Lara, L.E.; Reyes, J.; Jicha, B.; Diaz-Naveas, J. 40Ar/39Ar constraints for the age progression along the Juan Fernández Ridge, SE Pacific: insights into deep mantle processes. Leisen, M.; Barra, F.; Romero, R.; Morata, D.; Reich, M. 2015. Geocronología U-Pb de Circones Mediante Ablación Láser Acoplado a un ICP-MS Multicolector: Metodología Utilizada en el Laboratorio de Geoquímica Isotópica del Centro Fondap CEGA, Universidad de Chile. XIV Congreso Geológico Chileno: La Serena, Chile. Ludwig, K.R. 2003. Isoplot / Ex 3.00. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronological Center (Berkeley, CA, USA), 70p. Morales, A.J., 1987. Geología de las islas Robinson Crusoe y Santa Clara, Archipiélago Juan Fernández, V Región, Chile, Universidad Católica del Norte (103 pp.). Paton, C.; Woodhead, J.; Hellstrom, J.; Hergt, J.; Greig, A.; Maas, R. 2010. Improved laser ablation U-Pb zircon geochronology through robust down-hole fractionation correction. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 11. Reyes, J.; Lara, L.E.; Morata, D. 2017. Contrasting P-T paths of shield and rejuvenated volcanism at Robinson Crusoe Island, Juan Fernández Ridge, SE Pacific. Journal of Volcanology and Geothermal Research. 341, 242–254. Reyes, J. 2018. Petrogénesis y geocronología 40Ar/39Ar del volcanismo intraplaca de la Dorsal de Juan Fernández, placa de Nazca, Pacifico SE. Tesis de Doctorado. Universidad de Chile. Sláma, J.; Košler, J.; Condon, D.; Crowley, J.; Gerdes, A.; Hanchar, J.; Horstwood, M.; Morris, G.; Nasdala, L.; Norberg, N. Schaltegger, U.; Schoene, B.; Tubrett, M.; Whitehouse, M. 2008. Plešovice zircon — A new natural reference material for U–Pb and Hf isotopic microanalysis. Chemical Geology 249: 1-35. Wiedenbeck, M.; Allé, P.; Corfu, F.; Griffin, W.L.; Meier, M.; Oberli, F.; von Quadt, A.; Roddick, J.C.; Spiegel, W. 1995. Three natural zircon standards for U–Th–Pb, Lu–Hf, trace element and REE analyses. Geostandards Newsletter 19: 1–23. Wiedenbeck, M.; Hanchar, J.M.; Peck, W.H.; Sylvester, P.; Valley, J.; Whitehouse, M.; Kronz, A.; Morishita, Y.; Nasdala, L.; Fiebig, J.; Franchi, I.; Girard, J.; Greenwood, R.; Hinton, R.; Kita, N.; Mason, P.; Norman, M.; Ogasawara, M.; Piccoli, P.; Rhede, D.; Satoh, H.; Schulz Dobrick, B.; Skår, O.; Spicuzza, M.; Terada, K.; Tindle, A.; Togashi, S.; Vennemann, T.; Xie, Q.; Zheng, Y. 2004. Further characterisation of the 91500 zircon crystal. Geostandards and Geoanalytical Research, 28: 9-39.

VOLC-3: Volcanismo submarino y geología de islas oceánicas

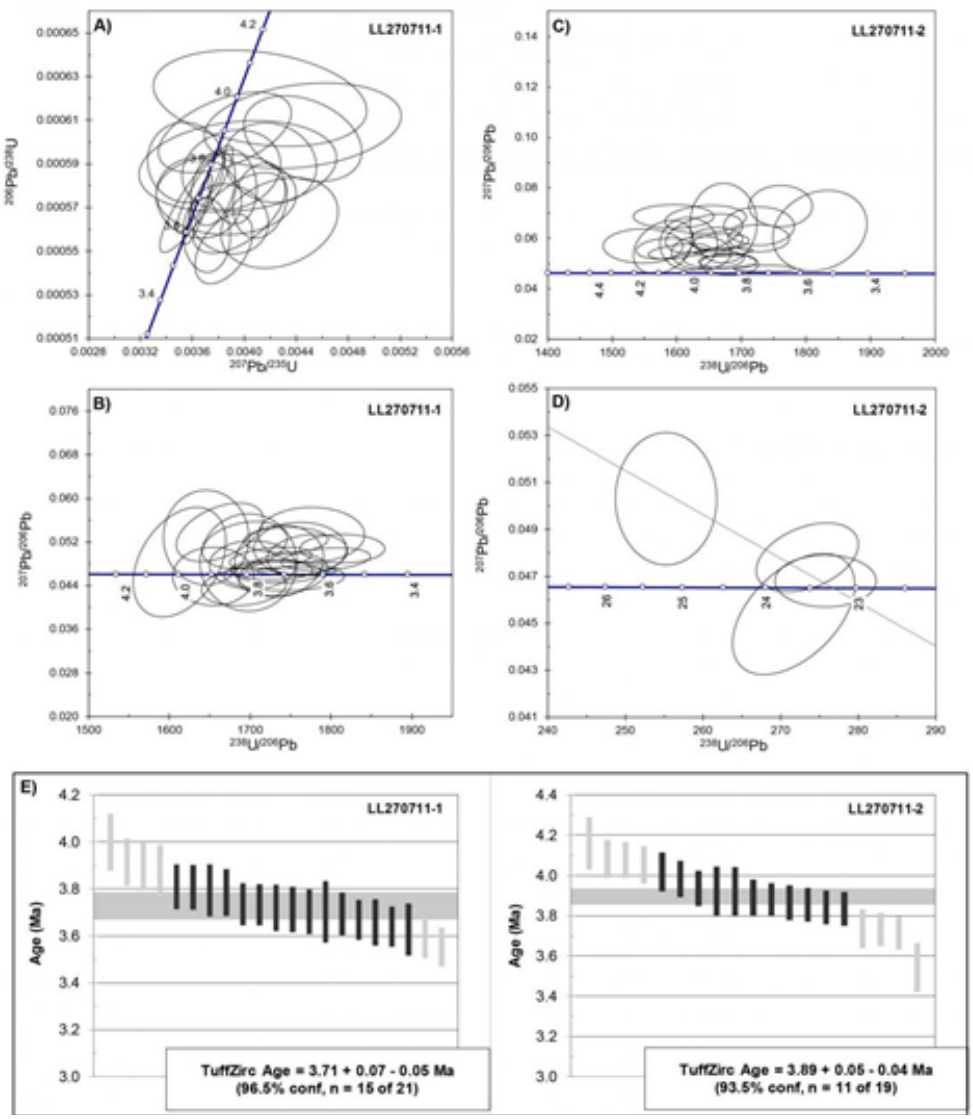


Figura 1. Edades U-Pb obtenidas para el IPL de RC. El código de la muestra es indicado en la esquina superior derecha. A) y B) Diagramas de concordia Wetherill y concordia Tera-Wasserburg para la muestra LL270711-1. C) Diagrama de concordia Tera-Wasserburg para la población de datos más abundantes (n= 19 de 23) de la muestra LL270711-2. D) Diagrama de concordia Tera-Wasserburg para la población con edades mayores a 20 Ma (n= 4 de 23), correspondientes a circones heredados. E) Edad más probable calculada con el algoritmo TuffZirc (Ludwig, 2003) para cada una de las muestras de sienita de clinopiroxeno del IPL.

VOLC-3: Volcanismo submarino y geología de islas oceánicas

Patrones de ascenso y almacenamiento magmático contrastantes para el volcanismo de escudo y rejuvenecido en la Dorsal de Juan Fernández

Javier Reyes[1,2], Luis E Lara[3], Diego Morata[1,2].
(1) Departamento de Geología, Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Chile
(2) Centro de Excelencia en Geotermia de los Andes, Chile
(3) Servicio Nacional de Geología y Minería, Chile

La Dorsal de Juan Fernández (JFR) es un ridge asísmico emplazado sobre la placa de Nazca que está caracterizado por la presencia de volcanismo en etapa de formación de escudo y volcanismo rejuvenecido (Reyes et al., 2017; Truong et al., 2018: Lara et al., sometido), dos periodos de actividad magmática reportados en varios ambientes de intraplaca oceánico a nivel global. Un reciente modelo para el ascenso y almacenamiento magmático propone condiciones contrastantes para cada etapa en la isla Robinson Crusoe (RC) (Reyes et al., 2017). En esta contribución, presentamos nuevos datos de geoquímica de roca total, química mineral y análisis textural para otras unidades volcánicas de la Dorsal con el objetivo de extender el modelo a toda la JFR. Las lavas de escudo en el guyot O'Higgins, monte Alpha e isla Alejandro Selkirk, corresponden principalmente a basaltos transicionales y picritas, mientras que el volcanismo rejuvenecido está representado por flujos de lava basaníticos en el techo de O'Higgins. La química mineral de clinopiroxeno y olivino muestra valores muy similares a los campos de cada etapa en RC, con patrones de cristalización complejos interpretados como feno-, ante- y xenocristales. Para la cristalización de los fenocristales del escudo se obtuvieron valores de presión inferiores a ~2.4 kbar y temperaturas entre ~1141 y 1192°C. Por otro lado, la presión para las basanitas del volcanismo rejuvenecido fue estimada entre ~0.0 y 12.0 kbar, y la temperatura en el rango 1266 – 1287°C. Estos nuevos antecedentes, principalmente las grandes similitudes texturales y geoquímicas entre los edificios de JFR, permite extender el modelo propuesto para RC a toda la cadena volcánica. Luego, la etapa de volcanismo de escudo está formada por magmas basálticos almacenados en una cámara magmática somera donde los líquidos pueden diferenciarse o ser afectados por acumulación de olivino. Además algunos melts pueden extruir rápidamente sufriendo leve o nula diferenciación. Por otro lado, la etapa de volcanismo rejuvenecido está caracterizada por el ascenso rápido de magmas basaníticos primarios con cristalización polibárica y ocasional almacenamiento por corto tiempo en reservorios con poco volumen. Condiciones similares han sido propuestas en otras islas oceánicas, lo que sugiere que este comportamiento contrastante describe un patrón común a nivel global.

VOLC-4: Volcanismo monogenético: origen y procesos relacionados

Evidences of water influenced Strombolian style explosive eruptions forming scoria cones at Punatekahi, Taupo Volcanic Zone, New Zealand

Gabriel Ureta Alfaro[1], Juliana Velandia Bahamon [2], **Karoly Nemeth[3]**, Szabolcs Kosik[3], Andrea Todde[3], Felipe Aguilera. Barraza[4].
(1) Programa de Doctorado en Ciencias Mención Geología, Universidad Católica del Norte, Antofagasta, Chile
(2) Geology Program, Universidad de Caldas, Manizales, Colombia
(3) Volcanic Risk Solutions, School of Agriculture and Environment, Massey University
(4) Departamento en Ciencias Geológicas, Universidad Católica del Norte, Antofagasta, Chile

Basaltic volcanic eruptions along the Taupo Volcanic Zone are volumetrically minor but represent diverse monogenetic volcano types. Punatekahi Complex formed along a NE-SW trending normal fault system just NW of Lake Taupo. The eruptive products overlay a complex stratigraphy of the Whakamaru Ignimbrite (~350 ka) covered by lacustrine volcaniclastic units [Waiora Formation (~350-200 ka)] and covered by the subhorizontal lacustrine beds of the Huka Falls Formation (~200-25 ka). Pyroclastic succession of extensive explosive phreatomagmatism resulting the formation of the K-trig basaltic tuff cone just about 3 km to the SW from the Punatekahi Complex. The Punatekahi Complex is well exposed due to active quarrying in two chain of open pit scoria quarries providing accessible half section of scoria cones. In the northern side of the basaltic cones excavation reached the deep level of the former volcanic craters exposing numerous unconformity surfaces marking the 3D architecture of the former cones. In this sections agglomeratic scoria, clastogenic spatter and rheomorphic lava flows forming individual lumps of coherent-like rock bodies inferred to be ponded in local vents of the growing cones. In this succession non-welded scoria forming loose, grain-supported moderately vesicular layers. Vesicle shapes of scoria deposits indicate vesicle collapses due to suddent cooling contraction. Chilled margins of lapilli and presence of accidental volcanic lithics indicating effect of external water during the magmatic gas-driven explosive fragmentation. In addition, the successions expose a laterally continuous dm-to-m thick unit that is very rich in cauliflower shape bomb and lapilli. This specific unit in the middle of the cone inferred to be the product of sudden access of external water to the active fountain feeding conduit causing contractions, chilling and quench fragmentation. In the SW vents scoriaceous successions show bedded characters with some low to moderately vesicular ash and lapilli suggesting more steady state fragmentation where mild external water influence is inferred. The demonstrated architecture is coherent with the syn-eruptive paleo-environment and also highlight the prospect of more explosive phases to interfere with otherwise normal Strombolian style explosive eruption phases if basaltic magma would erupt in areas where the shallow subsurface rock units are porous and potentially influenced by ground water tables.

VOLC-4: Volcanismo monogenético: origen y procesos relacionados

Historia eruptiva holocena del Grupo Volcánico Carrán – Los Venados, región de Los Ríos

Lizette Bertin[1], Hugo Moreno[2].
(1) Red Nacional de Vigilancia Volcánica, Servicio Nacional de Geología y Minería, Copiapó, Chile
(2) Oficina Técnica de Puerto Varas, Servicio Nacional de Geología y Minería, Puerto Varas, Chile

El Grupo Volcánico Carrán – Los Venados (GVCLV), ubicado en la región del Los Ríos, está formado por al menos 70 centros volcánicos que comprenden conos de piroclastos, cráteres y maares, alineados en una orientación N60 - 70°E. A partir de un análisis tefroestratigráfico, fotogeológico y geocronológico, se han reconocido al menos 70 erupciones desde el Pleistoceno Superior (16 ka) al reciente, que incluye a las 3 erupciones históricas de los años 1907, 1955 y 1979, caracterizados por la emisión de productos de composición basáltica a andesita-basáltica durante erupciones de baja a alta explosividad, siendo frecuentes las erupciones de tipo estromboliana y freatomagmática. Las primeras manifestaciones de actividad eruptiva corresponden a lavas pleistocenas del estratovolcán Los Guindos, seguido de lavas "aa" postglaciales de largo alcance (hasta 14 km de longitud) que rellenan el fondo de los valles Nilahue y Melipué, originadas en erupciones hawaiianas. Durante el Holoceno, la actividad eruptiva se caracteriza por erupciones estrombolianas y freatomagmáticas, que dan origen a la construcción de conos de piroclastos y maares, respectivamente, en los sectores de Carrán y Los Venados. Las muestras orgánicas colectadas fueron datadas mediante radiocarbono 14C utilizando la técnica AMS en Beta Analytic Inc. La erupción anterior a la erupción del maar Riñinahue en 1907, corresponde a la erupción freatomagmática del maar Santo Domingo, ocurrida hace ~200 AP, la cual generó depósitos de oleada piroclástica y la obstrucción del río Riñinahue que produjo más tarde un lahar de ~60 M m3. A partir del registro eruptivo histórico y prehistórico, y asumiendo que el patrón eruptivo de las erupciones volcánicas sigue una distribución aleatoria de Poisson (De la Cruz-Reyna, 1991), se realizaron cálculos de probabilidad de ocurrencia de una erupción, considerando que tal probabilidad en un intervalo de tiempo determinado (t) es igual a (1 - exp (-λt)), donde λ corresponde a la taza de erupción (número de erupciones en el intervalo total de tiempo), y la recurrencia queda definida como su inverso. De esta manera, se obtiene que la probabilidad de ocurrencia de una erupción del GVCLV dentro de un periodo de 100 años es entre 93% (considerando solo las erupciones históricas) y 36% (considerando todo el registro eruptivo postglacial). Se estima que en el GVCLV ocurre una erupción cada 37 años (según el registro histórico) o cada 220 años (según el registro postglacial).

VOLC-4: Volcanismo monogenético: origen y procesos relacionados

Evolved magmas in minor eruptive centers; the unique case of the Rayhuén Crater, Antillanca Volcanic Complex, Southern Volcanic Zone, Chile

Alicia Del Pilar Escribano[1], Luis Lara[2].
(1) Ingeniería Geológica, Ingeniería, Universidad Católica de La Santísima Concepción, Concepción, Chile
(2) sernageomin

Minor eruptive centers(MEC) are generally thought as evidence for deeper mantle sources and usually used to further understand the magmatic evolution of arc stratovolcanoes. MEC magmas are mostly basaltic to basaltic-andesitic being usually attributed to extensional settings, even in orogenic arcs as is the case of the Southern Volcanic Zone (SVZ). However, Antillanca Volcanic Complex (AVC, 40ºS) hosts a vent that erupted evolved products ca. 2.5 ky ago. In fact, the Rayhuén Crater is an explosion landform where a pyroclastic sequence is exposed in its inner wall. The sequence covers a wide range of compositions from basaltic bombs to dacitic pumice with poikilitic pargasite and edenitic rims, both rare features in the SVZ where most of the volcanic rocks are mafic and hornblende is scarce or absent. Furthermore, these deposits contain different gabbroic xenoliths all with cumulate textures typical of deep basalt intrusions. Whole rock geochemistry reveals linear trends in Harker diagrams, LILE enrichment (Ba/La = 9-27) and HFSE depletion related to LREE (La/Nb = 3,1-8,6). Mineral geochemistry indicates that plagioclase is mostly anorthite (72,88-91,51 % An). In this context we hypothesize that amphibole would be the result of basaltic melts reacting with - olivine and pyroxene-rich mafic lower crust, similar to the gabbroic xenoliths present. Observation of thin sections reveals two plagioclase populations; one with sieve texture and the other with crystal zonation. Geothermometry indicates temperatures accordant to lower crust for a gabbroic sample (1156-1272ºC) and temperatures and pressures of shallower levels for silica-rich andesites (856,8-948-8ºC, 3,2-6-8 kbar respectively).Whole rock and mineral geochemistry comparations with neighbor Puyehue-Cordón Caulle Volcanic Complex illustrate similarities in major and trace elements, though TiO2, FeO, MnO and P2O5 are relatively lower in Rayhuén. Small scale heterogeneities in the mantle sources and magmatic evolution seems to be a result of local-scale anisotropies of the crust and tectonic regimes despite the general features of regional-scale arc segments.

VOLC-4: Volcanismo monogenético: origen y procesos relacionados

El enjambre de diques de Cerro Negro (36°S) en la Zona Volcánica Sur Transicional: implicancias en las condiciones tectónicas que condicionan el emplazamiento de volcanes monogenéticos

Javier Andrés Espinosa[1], Pablo Salas[1], Joquín Cortés-aranda[1].
(1) ciencias de la tierra, ciencias químicas, Universidad de Concepción

La distribución de volcanes monogenéticos máficos en la Zona Volcánica Sur (ZVS) ocurre principalmente en su segmento Sur (ZVSS; López-Escobar et al, 1995). En este tramo del arco, la primera aparición de este volcanismo está asociada espacialmente al Volcán Lonquimay (38,4°S), latitud que coincide con el límite norte de la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui (ZFLO), estructura regional que permite el acomodamiento de estrés generado por la convergencia de placas. Por otra parte, la distribución de los volcanes monogenéticos se desarrolla principalmente en un *trend* NE subsidiario a la ZFLO o bien sobre su traza principal NS. Además, este segmento se caracteriza por presentar un espesor cortical <~35km (Tassara y Echaurren, 2012). De este modo, una tectónica transtensiva y un limitado espesor cortical, serían factores de primer orden en el desarrollo de este volcanismo (Stern, 2004; Kereszturi y Németh, 2013). Recientemente se ha dado a conocer la ocurrencia de un campo de volcanes monogenéticos máficos, entre los 35,5°S y los 36,5°S en la Zona Volcánica Sur Transicional (ZVST). Algunos de sus productos eruptivos constituyen la manifestación más primitiva de basaltos de arco en la ZVS (Salas et al, 2016). Sin embargo, las condiciones tectónicas difieren de las del segmento Sur de la ZVS, tanto en espesor cortical (hasta ~45km a los 35°S) como en la distribución de esfuerzos (corteza no particionada) y no serían adecuadas para el emplazamiento de magmas poco diferenciados, lo que contrasta con la ocurrencia de al menos 33 centros monogenéticos pleistocenos (Salas et al, 2016). En el sector de Cerro Negro (36°S), aflora un enjambre de diques máficos que abarca una superficie de 13km^2. Estos presentan espesores de hasta 9m y hasta 400m de extensión. Se observan composiciones andesíticas y andesítico-basálticas con hornblenda y olivino, respectivamente. Su edad se estima pliocena puesto que cortan tobas de la Formación Campanario, datada en el sector en 3,4 ± 0,8 Ma (K/Ar en plagioclasa; Muñoz y Niemayer, 1984). Además 3 volcanes monogenéticos máficos ocurren en las inmediaciones en un radio menor a 6km, Hoyo Colorado, Puerta de Saso y el par de conos monogenéticos de Cajón Rodríguez. Esta investigación utiliza este campo de diques para entender el ambiente tectónico y las estructuras que permiten el emplazamiento somero de magmas poco diferenciados, aportando así a la comprensión y significado tectónico de los volcanes monogenéticos máficos que ocurre en la ZVST.

VOLC-4: Volcanismo monogenético: origen y procesos relacionados

Parámetros eruptivos de la erupción que da origen al volcán Huililco, región de la Araucanía

Virginia Toloza[1], **Felipe Flores**[1].
(1) Red Nacional de Vigilancia Volcánica, Servicio Nacional de Geología y Minería

El volcán Huililco corresponde a un cono de piroclastos escoriáceo y lavas andesíticas basálticas asociadas, ubicado a 8 km al sur de Curarrehue, en el valle Rinconada y a 12 km al noreste de complejo volcánico Quetrupillán. El depósito piroclástico generado por la erupción que da origen al volcán Huililco, se puede reconocer a lo largo del valle del río Trancura, desde el sector homónimo hasta la localidad de Puesco. El horizonte disminuye su espesor hacia el norte y sur de Carén, donde alcanza su máximo con 1,5 m y corresponde a un nivel de caída piroclástica de escorias, tamaño lapilli fino y ceniza gruesa, en menor medida ceniza fina y de forma aislada partículas tamaño lapilli medio, alcanzando un máximo de 3,5 cm. En varios de los puntos de exposición del depósito es posible observar estratificación paralela del horizonte con variaciones granulométricas. En la zona más proximal del volcán, no se ha logrado visualizar el depósito de tefra, pero si afloran bombas piroclásticas.

Según las relaciones estratigráficas de este depósito, con los originados por los volcanes Lanín y Quetrupillán, la edad del evento se acota entre 2.500 y 2.000 años AP. El análisis de los depósitos de tefra han permitido determinar algunos de los parámetros eruptivos del evento, según el trazado de las isópletas, la columna eruptiva debió alcanzar como máximo 14 km de altura hasta la zona de Paraguas, logrando cubrir un área de alrededor de 140 km2 alrededor del volcán, según la isópaca de 10 cm; en base a éstas mismas curvas, se estima un volumen mínimo de 0,08 km3. De acuerdo a los parámetros eruptivos señalados, se postula que el evento de actividad explosiva corresponde a una erupción de tipo estromboliana, con IEV igual a 3.

VOLC-4: Volcanismo monogenético: origen y procesos relacionados

Productos volcánicos del Grupo Volcánico Alto Palena, región de Los Lagos

Virginia Toloza[1], Alvaro Amigo[1], Lizette Bertin[1].
(1) Red Nacional de Vigilancia Volcánica, Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago, Chile

A lo largo de la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui (ZFLO) se emplazan una serie de centros eruptivos menores, asociados a erupciones monogenéticas. Entre las localidades de Villa Santa Lucía y La Junta, se encuentra el Grupo Volcánico Alto Palena, compuesto por al menos 24 centros de emisión consistentes principalmente de conos piroclásticos, algunas veces asociados con flujos de lavas, y maares, de actividad holocena.

A raíz de la emergencia ocurrida en diciembre del 2017, por el aluvión que afectó a la Villa Santa Lucía, se realizaron estudios de peligro volcánico en la zona sur y en los alrededores de Villa Vanguardia, donde la ZFLO intersecta un lineamiento de dirección N35°E que se extiende por más de 25 km de longitud. Esta estructura controla al menos 19 cráteres volcánicos y conos de piroclastos, seis de los cuales se ubican a menos de 3 km de Villa Vanguardia. En los alrededores de esta localidad, a partir de un análisis tefroestratigráfico, fotogeológico y geocronológico, se han identificado al menos 13 eventos eruptivos compuestos por flujos de lavas, depósitos piroclásticos de caída y corrientes de densidad piroclástica, donde los estilos eruptivos más frecuentes han sido erupciones estrombolianas y freatomagmáticas. Los productos del Grupo Volcánico Alto Palena poseen composición basáltica (46 – 51% SiO2), de bajo potasio. En un depósito de corriente de densidad piroclástica densa escoriácea, asociado probablemente a un colapso menor de una columna eruptiva estromboliana, se obtuvo una edad 14C de 5.900 años AP. Los centros de emisión más jóvenes corresponden a dos cráteres ubicados a 3 km al sur-oeste de Villa Vanguardia, que han generado erupciones estrombolianas con emisión de piroclastos y flujos de lava. Dichos productos afloran en el mismo pueblo, y no se descarta la aparición de un nuevo centro de emisión en esta zona, por lo que es probable que sea fuertemente afectada por una erupción, constituyendo una zona susceptible a un alto peligro volcánico.

VOLC-4: Volcanismo monogenético: origen y procesos relacionados

Primitive Quaternary volcanic rocks in the Northern Andes: what can we learn from them?

Juliana Velandia[1], Hugo Murcia[2], **Karoly Nemeth[3]**, Carlos Borrero[2].
(1) Geology Program, Universidad de Caldas, Manizales, Colombia
(2) Departament of Geological Sciences, Universidad de Caldas, Manizales, Colombia
(3) Volcanic Risk Solutions, School of Agriculture and Environment, Massey University

The Pijaos Monogenetic Volcanic Field (PMVF) is one of the three monogenetic volcanic fields recognised in the San Diego - Cerro Machin Volcano Tectonic Province (SCVTP) in the central Colombian Andes. The PMVF products have been identified as the most mafic expression in the whole SCVTP (MgO: 10-11 wt.%; Mg# = 71-72), and it was formed by at least two volcanic eruptions: the Guacharacos eruption that produced three pyroclastic cones, and the El Tabor eruption that formed a maar. The products from both eruptions show a calc-alkaline signature, related to the convergent margin between the Nazca plate subducting the South American plate. Eruptive products carry two mineral phases: olivine (Fo71-90) and clinopyroxene (Wo38-45, En45-54, Fs7-12). Olivine thermometry indicates that it was the first formed mineral phase under temperatures in the range 1352 - 1367 °C for Guacharacos eruption, and 1331 - 1362 °C for El Tabor eruption. Clinopyroxene-liquid thermobarometry indicated that this mineral phase crystallised after olivine did, between 0.56 and 1.5 GPa at 1200 - 1289 °C for the Guacharacos eruption, and between 0.77 - 1.66 GPa at 1164 - 1254 °C for the El Tabor eruption. Fractional crystallisation and assimilation appear to have affected the PMVF magma during ascent, as indicated by the high content of elements such as Ba (1213-1274 ppm), Sr (595-786 ppm), Cr (594-833 ppm) or Ni (213-264 ppm). Assimilation may come from 1) amphibole and biotite of the upper crust, 2) pyroxene xenocrysts, and/or 3) LILE elements sourced from the subducted crust by dehydration reactions of hydrous minerals. These facts may explain the geochemical characteristics of the PMVF.

VOLC-5: Caracterización, evaluación y comunicación de peligros y riesgo volcánico

Árboles milenarios, testigos vivos de erupciones volcánicas: registro eruptivo del volcán Calbuco durante los últimos 500 años mediante dendroquímica en *Fitzroya cupressoides*

Lizette Bertin[1], Duncan Christie[2], Claudio Alvarez[3], Ariel Muñoz[4], Antonio Lara[2], Paul Sheppard[5].
(1) Red Nacional de Vigilancia Volcánica, Servicio Nacional de Geología y Minería, Copiapó, Chile
(2) Instituto de Conservación, Biodiversidad y Territorio, Facultad de Ciencias Forestales y Recursos Naturales, Universidad Austral de Chile, Valdivia, Chile
(3) Laboratorio de Dendrocronología, Facultad de Ciencias Forestales y Recursos Naturales, Universidad Austral de Chile, Valdivia, Chile
(4) Laboratorio de Dendrocronología y Estudios Ambientales, Facultad de Ciencias del Mar y Geografía, Pontificia Universidad Católica de Valparaíso, Valparaíso, Chile
(5) Laboratory of Tree-ring Research, University of Arizona, Tucson, USA

El volcán Calbuco registra al menos 18 erupciones en los últimos 300 años, la última ocurrida en abril de 2015, con dispersión de tefra hacia el noreste, causando diversos impactos en Chile y Argentina en infraestructura, conectividad vial, viviendas, agricultura, fuentes de agua, entre otros. Ello generó una movilización importante de recursos, que pone de manifiesto la necesidad de entender mejor la dinámica y frecuencia eruptiva de los volcanes activos, para la generación de medidas de mitigación. Las erupciones volcánicas, entre otros disturbios (cambios en el clima, terremotos, incendios, ataques de insectos o talas selectivas), generan anomalías de crecimiento en los árboles que se traducen en variaciones del ancho de los anillos de crecimiento, como su disminución (supresión), ausencia de ellos o, en algunos casos, aumento de su dimensión (liberación). Por su parte, las erupciones volcánicas, además de generar un efecto físico en el crecimiento, generan cambios en la química del suelo, que se verán manifestados como anomalías químicas en los árboles, como aumento de concentraciones de metales. El objetivo del estudio es desarrollar un registro de la actividad eruptiva del volcán Calbuco durante los últimos 500 años a partir de anomalías dendroquímicas en *Fitzroya cupressoides*, como aumentos de concentraciones de metales (cobre, zinc, plomo), en respuesta a erupciones volcánicas documentadas. La metodología consiste de la construcción de una cronología de la química de la madera (dendroquímica) con resolución bienal, mediante ICP-MS, de ejemplares adultos de *Fitzroya cupressoides* ubicados a 27 km al este del volcán Calbuco, área afectada por la caída de 5 cm de ceniza en la última erupción de 2015 así como por erupciones anteriores, pero no por otros procesos volcánicos más destructivos como lahares o flujos piroclásticos. Se espera identificar una señal distinguible posible de asociar a erupciones anteriores a las documentadas en el registro histórico, que permita extender el registro eruptivo del volcán Calbuco en los últimos 500 años y determinar así la frecuencia eruptiva actual del volcán, lo que contribuye al entendimiento del comportamiento eruptivo, pudiendo generar medidas de mitigaciones para erupciones futuras.

VOLC-5: Caracterización, evaluación y comunicación de peligros y riesgo volcánico

Evaluación de riesgo por caída de tefra en el volcán Quetrupillán

Rodrigo Calderón[1], Virginia Toloza[1].
(1) Red Nacional de Vigilancia Volcánica, SERNAGEOMIN

El volcán Quetrupillán es un estratovolcán compuesto y es el edificio central del complejo volcánico Quetrupillán (CVQ), que se ubica en el límite entre las regiones de La Araucanía y de Los Ríos, en el sector occidental de la ruta al paso fronterizo Mahuil-Malal.

La etapa eruptiva de mayor explosividad de éste volcán habría ocurrido a los 1.650±70 años AP y corresponde a una erupción pliniana con IEV 4, con la generación de una columna eruptiva entre 20 y 27 km de altura, afectada por vientos de 40 m/s hacia el E y que cubrió un área mínima de 470 km^2 en el sector. Este evento genera un depósito de caída piroclástica de al menos 0,26 km^3 de material juvenil pumíceo de composición dacítica.

Considerando las características de este evento en particular, se definen zonas susceptibles de ser afectadas por caída de tefra con distinta probabilidad (50%, 25% y 10%) a través del modelo de advección-difusión TEPHRA2 lo que se traduce en la modelación de peligro.

Dos tipos de resultados se alcanzan en este trabajo considerando la probabilidad de acumulación de tefra: 1) El riesgo de impacto a la población según la exposición de la población basado en la tasa ocupación de las viviendas y la vulnerabilidad física de las mismas al colapso de techos; 2) El riesgo sistémico de la zona considerando la infraestructura critica presente que pueden afectar las actividades económicas (caminos, líneas de transmisión para energía y sistema de agua potable), servicios públicos (hospitales, postas rurales y escuelas) y las actividades productivas que en el sector son principalmente atracciones turísticas.

Estos resultados permiten tener una visión general de cómo podría verse afectada la sociedad ante una eventual nueva erupción con características similares a la de mayor explosividad en el volcán Quetrupillán durante el holoceno y que pueden ser un insumo valioso para la comunidad y/o autoridades en la preparación ante una próxima emergencia volcánica.

VOLC-5: Caracterización, evaluación y comunicación de peligros y riesgo volcánico

Evolución del riesgo volcánico a nivel nacional: análisis multicriterio e índice de vulnerabilidad social (Censos 2002 y 2017)

Rodrigo Calderón[1], Luis Lara[1].
(1) Red Nacional de Vigilancia Volcánica, SERNAGEOMIN

Con alrededor de 90 volcanes geológicamente activos a lo largo del territorio continental, Chile posee uno de los mayores niveles de peligro volcánico del mundo. A su vez, el crecimiento y movilidad poblacional generan un riesgo volcánico extremadamente dinámico, lo que se traduce en un desafío para la toma de decisiones en respecto de la preparación frente a futuras erupciones. En este contexto, queda de manifiesto que el solo análisis de peligrosidad asociado a los distintos procesos volcánicos no es suficiente para estimar el impacto potencial de las erupciones y sus efectos en la sociedad. Por esta razón, este trabajo pretende evaluar la variación temporal del riesgo comparando los datos colectados por los censos 2002 y 2017 con el objetivo de determinar cambios atribuibles a los niveles de exposición y vulnerabilidad de la población e infraestructura crítica.

A partir del cálculo de un índice de vulnerabilidad social frente a desastres socionaturales y realizando un análisis multicriterio de los factores incidentes en el riesgo volcánico, se determinó para el año 2002 que las comunas con mayor índice de riesgo eran Pucón, Panguipulli y Villarrica (volcán Villarrica), Curacautín, Melipeuco, Vilcún (volcán Llaima), Puerto Montt y Puerto Varas (volcán Calbuco), Lago Ranco (Complejo Volcánico Puyehue-Cordón Caulle), Chaitén (volcán Chaitén) y Futrono (Complejo Volcánico Mocho-Choshuenco). El análisis de los datos recientemente liberados del censo 2017 muestra algunos cambios importantes. Por ejemplo, considerando solo el volcán Villarrica, las tres comunas expuestas a sus procesos volcánicos han aumentado su número de habitantes siendo la comuna de Pucón la de mayor aumento con un 43%, seguida de Villarrica con un 12% y finalmente Panguipulli con un aumento menor de 4%.

Estos antecedentes muestran que es importante no solo evaluar el riesgo volcánico para un momento dado, sino más bien su evolución en el tiempo para así disponer de mayores antecedentes para la definición de planes estratégicos para enfrentar crisis volcánicas en el corto, mediano y largo plazo.

VOLC-5: Caracterización, evaluación y comunicación de peligros y riesgo volcánico

Mapa binacional de peligros volcánicos del Complejo Volcánico Laguna del Maule: resultados preliminares del trabajo en conjunto de SERNAGEOMIN-SEGEMAR

Rayen Gho[1], Patricia Sruoga[2,3], Alvaro Amigo[4], Manuela Elissondo[2], Johanna Kaufman[2], Virginia Toloza[4].
(1) Red Nacional de Vigilancia Volcánica, Direccion Regional del Maule, Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN), Talca, Chile
(2) Servicio Geológico Minero Argentino (SEGEMAR), Argentina
(3) Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET), Argentina
(4) Red Nacional de Vigilancia Volcánica, Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN), Santiago, Chile

El Complejo Volcánico Laguna del Maule se ubica en el límite internacional entre Chile y Argentina, entre la Región del Maule y las provincias de Neuquén y Mendoza. Esta zona se caracteriza por presentar volcanismo activo al menos desde el Pleistoceno, que genera un amplio rango de composiciones químicas que varían desde basaltos a riolitas ricas en sílice. En la zona se reconoce actualmente una importante deformación en su extremo SW, donde se han registrado tasas de alzamiento mayores a los 20 cm/año, lo que ha sido interpretado como el almacenamiento de magma bajo la superficie (Miller et al., 2017). Por primera vez desde 1999, los servicios de geología y minería de Chile y Argentina están trabajando en conjunto para la generación del Mapa binacional de peligros volcánicos de la zona. Para ello, se ha recopilado numerosa información de campo, lo que, en conjunto con modelos numéricos, se está utilizando para estimar áreas de afectación de diversos procesos volcánicos. Simultáneamente, dentro de los productos generados durante la evaluación del peligro, se ha elaborado un mapa de susceptibilidad volcánica, para estimar la zona más probable a alojar el próximo centro eruptivo. Los resultados identifican dos zonas principales para ello: (1) área SW del complejo, donde además de la deformación, se localiza el centro eruptivo más joven del grupo; y (2) en la zona al SE, conocida como Barrancas, la cual corresponde al centro más longevo del complejo, donde se reconocen numerosos eventos en los últimos 14.000 años. Con respecto a los peligros volcánicos, se estima que los productos distales afectarían principalmente a Argentina; mientras que los proximales podrían afectar importante infraestructura crítica, como la conexión internacional del cruce Paso Pehuenche que conecta ambos países. Además, productos volcánicos como corrientes de densidad piroclástica o lahares, podrían transportarse por el valle del río Maule, donde se han alojan numerosas inversiones relacionadas a la generación y distribución de energía eléctrica. Todo lo anterior, hace latente la importancia de la generación del mapa de peligros volcánicos de este complejo, y la trascendencia del trabajo en conjunto entre ambos servicios geológicos. Con estos resultados se podrán estimar las áreas susceptibles a ser afectadas por productos eruptivos, y de esta forma, se podrá trabajar para disminuir la vulnerabilidad y exposición de la zona, así como en el fortalecimiento de planes de emergencia.

VOLC-5: Caracterización, evaluación y comunicación de peligros y riesgo volcánico

Evaluación de la amenaza volcánica a escala local en las regiones del BioBío, Araucanía y de Los Ríos

Nicolás Hidalgo[1], Jose Luis Palma[1].
(1) Departamento de Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias Químicas , Universidad de Concepción, Concepción, Chile

En un país como Chile, con 90 volcanes considerados como activos, se vuelve de suma importancia comprender y evaluar la amenaza volcánica de manera precisa. Si bien en Chile existen evaluaciones de amenaza volcánica, como NVEWS-SERNAGEOMIN, modificado de la versión estadounidense de NVEWS, estas son evaluaciones a escala nacional. Se propone entonces una nueva metodología, más precisa, de escala local, y comparar estos resultados con otros métodos usados actualmente. El estudio es llevado a cabo en volcanes de la región del Biobío, la Araucanía y Los Ríos, específicamente Callaqui, Lonquimay, Llaima, Tolhuaca, Villarrica, Nevados de Chillán y Mocho-Choshuenco. Para el desarrollo de esta nueva metodología se seguirán los principios de los métodos NVEWS y GFDRR, considerando evaluaciones de peligros volcánicos específicos desarrollados por otros autores, la zonación de éstos para cada volcán, y los peligros indirectos que puedan derivar de ellos, además de otras fuentes de análisis de amenaza. Paralelamente a los factores de peligro, se consideran los factores de exposición poblacional e infraestructura crítica, como recintos educacionales, de salud, de energía y conectividad (rutas de escape) y como estos se verían afectados por un eventual evento eruptivo. Esta es una metodología objetiva y semi-cuantitativa, la cual permite hacer una comparación de peligros y amenaza entre volcanes y entre los diferentes peligros evaluados en todos los volcanes. De este modo se pretende conseguir un mejor entendimiento de la amenaza volcánica asociada a los volcanes mencionados, y que al mismo tiempo sea una herramienta disponible para optimizar los mecanismos de alerta temprana.

VOLC-5: Caracterización, evaluación y comunicación de peligros y riesgo volcánico

Análisis de peligro volcánico por flujos de lava y corrientes de densidad piroclástica en los volcanes activos Callaqui, Llaima, Lonquimay, Tolhuaca, Villarrica y Mocho-Choshuenco, Chile

Constanza Jorquera Flores[1], Jose Luis Palma[1].
(1) Ciencias de la Tierra, Ciencias Químicas, Universidad de Concepción

Este trabajo desarrolla un análisis de peligro de los flujos de lava y corrientes de densidad piroclásticas (CDPs) en los volcanes Callaqui, Llaima, Lonquimay, Tolhuaca, Villarrica y Mocho Choshuenco (regiones del Biobío, La Araucanía y Los Ríos). Ambos procesos han sido recurrentes en las erupciones de estos volcanes. Los objetivos principales fueron: realizar una comparación de los peligros de lava y CDPs en los volcanes mencionados, e integrar las zonificaciones de peligro obtenidas con las zonificaciones de otros peligros volcánicos, realizadas en otros trabajos, para una evaluación de los niveles de peligrosidad en cada volcán. Para la evaluación de los peligros y sus posibles zonas de inundación, se utilizó geología, observaciones de actividad histórica y revisión de depósitos volcánicos, a modo de evaluar los posibles escenarios eruptivos y de generación de esos peligros, y para analizar la recurrencia, magnitud, origen y características de CDPs y flujos de lava en cada volcán. Para definir las posibles zonas de inundación bajo distintos escenarios por CDPs y flujos de lava se aplicó el modelo de Cono de Energía (Malin, 1982) y el plugin de QGIS llamado Q-LavHA (Mossoux, 2016), respectivamente. Algunos resultados del análisis indican que las CDPs no son un proceso frecuente en las erupciones históricas de estos volcanes; sin embargo, estas han sido de gran magnitud en el Holoceno. Las lavas pueden no ser un peligro inminente, pero si causantes de desastres mayores, tal como lahares de mayor alcance. Mientras que los volcanes Llaima y Villarrica cuentan con un amplio registro de actividad volcánica, y revelan niveles similares de peligro, los volcanes Tolhuaca y Callaqui tienen un grado de incertidumbre adicional, dado el escaso registro y antecedente eruptivo. El volcán Callaqui, además de los peligros directos, implica una serie de peligros indirectos en sectores lejanos a consecuencia del impacto que tendría en las centrales Ralco y Pangue. La integración de los peligros volcánicos en cada volcán se realizó mediante una metodología innovadora en la cual se evalúa de manera semi-cuantitativa la recurrencia, alcance y potencial de impacto de cada peligro y para cada escenario considerado. Esto permitió la confección de mapas de peligros con una metodología objetiva en cada etapa, y cuyos resultados son fáciles de comprender, justificar y emplear para la elaboración e implementación de planes de emergencia, vías de evacuación y zonas de seguridad.

VOLC-5: Caracterización, evaluación y comunicación de peligros y riesgo volcánico

Polystyrene 3D Volcano Models with projected geological information as a tool to teach communities about geohazard

Nicolas Mendoza[2,1], Felipe Fuentes [3], Felipe Reyes[2,4], Karen Kotthoff [2], Francisca Olivares [2], Hugo Neira [3].
(1) CEGA, Universidad de Chile
(2) Geología, Facultad de ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile
(3) Departamento de Geología aplicada, SERNAGEOMIN
(4) Geofisica, Facultad de ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile

The Chilean Andes range is characterized by 95 active volcanoes where various cities have been established nearby, exposing the population to possible volcanic hazards. Though these volcanoes have been studied, it is necessary to convey the information to the communities that may be affected to raise awareness in case of emergency. Creating 3D polystyrene models represents an innovative way to show information that has been conventionally displayed in bidimensional maps. In these models, hazards such as lahars and pyroclastic flows can be better understood as they are closely related to the geomorphology of the area. Due to the white of the material, it is possible to project different layers over the volcano, as satellite images, geological maps and hazard maps, which visualize the information in a creative way. A DEM is necessary to build the volcano, where a better resolution of the DEM translates to a finer detail in the results. Using 3D Leapfrog software, it is possible to adjust the design to the Router CNC (computer numeric control) specifications that cut the polystyrene. Amongst the advantages of the procedure are the low cost of the materials and light weight of the model, it is simple, not time-consuming and that it can be made at different scales and dimensions. A 3D model of the Nevados de Chillán volcano will be shown in the city of Chillán at the next Volcanic Divulgation Exhibition, which is organized by the National Volcanic Surveillance Network to educate the community about the volcano in an interactive and visual way. Results will assess if these models are a suitable method for explaining risks to communities. This project responds to the need to engage people with geo-science and raising awareness about potential volcanic risks to reduce vulnerability in possible emergency situations.

VOLC-5: Caracterización, evaluación y comunicación de peligros y riesgo volcánico

Evaluación y comunicación de la amenaza del volcán Villarrica mediante un árbol probabilístico, el programa *Riskscape* y mapas 3D simplificados

Alfredo Antonio Rivas[1].
(1) Ciencias de la Tierra, Ciencias Químicas, Universidad de Concepción

El volcán Villarrica es un centro eruptivo del Pleistoceno al Holoceno ubicado en los 39°25' latitud sur y los 71°56' longitud oeste, actualmente su actividad es de hawaiana a estromboliana (Moreno & Clavero, 2006). Según el ranking de riesgo específico elaborado por SERNAGEOMIN, el volcán Villarrica se ubica en el primer puesto, presentando muy alto riesgo. Esto es, primero, por su grado de peligrosidad, debido a que presenta cantidades considerables de eventos, registrándose 59 erupciones históricas desde 1558 con víctimas fatales y destrucción de infraestructura (Petit-Breulih, 1994), de los cuales comprenden eventos, principalmente, de emisiones de lavas, caída de piroclastos y flujos de lahares; y una ocurrencia menor de flujos piroclásticos. Y segundo, por sus variables de exposición, como la cercanía a localidades pobladas (Villarrica, Pucón, Licán Ray y Coñaripe), la ocurrencia de cortes de rutas viales importantes (por ej., Ruta Internacional 199 CH) y el flujo alto de turistas. Considerando antecedentes de la última erupción del 3 de marzo de 2015, y del último simulacro realizado el 19 de octubre de 2017, se proponen herramientas para mejorar la comunicación efectiva de los peligros volcánicos hacia las comunidades aledañas al volcán Villarrica y entidades de administración o gestión de emergencias, tanto como para formar una mejor percepción sobre los peligros asociados, así como para mejorar sus respuestas de reacción y la gestión de riesgos. Para ello se confecciona un árbol probabilístico, el cual es una representación gráfica que proporciona un marco lógico de eventos y sus probabilidades de ocurrencia (Newhall & Hoblitt, 2001). Por otro lado, se identifican y cuantifican las variables de peligro, con una definición clara de sus parámetros de grado y extensión, de modo que facilite su correcta comunicación; y se identifican y cuantifican las variables de exposición poblacional y de infraestructura; para evaluar la amenaza del volcán Villarrica basado en el programa *RiskScape*. Finalmente, se confeccionan mapas simplificados de peligros y amenaza volcánica, considerando los formatos más efectivos en cuanto a su diseño. La efectividad de las herramientas es probada a través de evaluaciones empíricas, tanto cualitativas: como entrevistas y cuestionarios; como cuantitativas: tiempo de respuesta, número de respuestas correctas, y análisis del movimiento ocular utilizando tecnología *Eye Tracking* en conjunto con el programa *Ogama*.

VOLC-5: Caracterización, evaluación y comunicación de peligros y riesgo volcánico

Peligros del volcán Guallatiri, región de Arica y Parinacota: antecedentes preliminares

Inés Rodríguez[1], Lizette Bertín[1].
(1) Red Nacional de Vigilancia Volcánica, Sernageomin

El volcán Guallatiri está ubicado en el límite entre Chile-Bolivia, a 56 km al SE del poblado de Putre, en la región de Arica y Parinacota. Fue construido durante el Pleistoceno-Holoceno y está emplazado en el extremo suroeste de una cadena volcánica denominada Nevados de Quimsachata. Se encuentra cubierto de manera permanente por un casquete de hielo y nieve por sobre los 5.500 m s.n.m., presenta actividad fumarólica permanente, y es considerado un volcán categoría 2, según el ranking realizado por el Servicio Nacional de Geología y Minería. El volcán Guallatiri se caracteriza por flujos de lava de bloques, domos, corrientes de densidad piroclástica, lahares y dispersión de piroclastos de caída. De acuerdo con Watts *et al*. (2014) un domo de composición andesítica emplazado al SW del edificio principal, ha sido datado en 5 ± 3 ka por el método $^{40}Ar/^{39}Ar$. Según datos preliminares, el evento eruptivo de mayor magnitud ocurrido durante el Holoceno correspondería a una erupción tipo subpliniana a pliniana (IEV 4 - 5) originando un depósito de caída piroclástica de dispersión SW, que alcanzó un espesor de 1,30 m a 12 km desde el cráter. Estos depósitos se caracterizan por una potente secuencia compuesta por pómez de color blanco con texturas de mingling y líticos de origen lávico, que afloran en los alrededores del pueblo de Guallatiri. Según la ocurrencia de vientos estivales hacia el W producto del "invierno boliviano", una futura erupción explosiva del volcán Guallatiri podría generar un impacto considerable en las regiones de Arica y Parinacota y de Tarapacá.

VOLC-5: Caracterización, evaluación y comunicación de peligros y riesgo volcánico

Modelling the 3 March 2015 Villarrica (Chile) tephra fall: Comparison of two particle-tracking models

Jorge E. Romero[1], Florencia Reckziegel[2], Jacob F. Anderson[3], Franco Vera[4].
(1) Departamento de Geología, Facultad de Ingenieria, Universidad de Atacama, Copiapo, Chile
(2) INENCO/GEONORTE, Universidad de Salta, Salta, Argentina
(3) Department of Geoscience, Boise State University, Boise, United States
(4) Departamento de Ciencias de la Tierra, Ciencias Químicas, Universidad de Concepción, Concepción, Chile

Modelling tephra fallout is a key task for modern volcanology as tephra dispersion severely impacts on human activities, infrastructure and environment. We used two particle-tracking numerical models to forecast tephra transport and fallout during the 3 March 2015 eruption of Villarrica volcano (39°25´S, 71°57´W). Lava fountain episode (1.5 km height above the crater level, a.c.l.) developed a sustained column of 10.8 km height a.c.l. by 16 minutes. Basaltic andesite tephra (~1.4 x 109 kg) was dispersed to the southeast in a narrow, elongated area (Romero et al., 2018). In Model 1 (advection-diffusion), we assume that Rayleigh drag (drag force proportional to velocity squared) and gravity are the only relevant forces, because of the coarse particle sizes and large Reynolds number. We inform the model with atmospheric wind and density structure from a Global Forecast System model of the time of eruption. Our results show that deposit geometry with cross-wind particle size grading can be explained well by the strong winds and significant wind shear during eruption. These results show good agreement with field observations. Model 2 (ATLAS, Reckziegel et al., 2016; advection-diffusion-sedimentation) uses Weather Research and Forecasting (WRF/ARW) model (horizontal resolution of 0.25°). Density factor of particles was 0.6, lineal density to 61-107 g/cm3 and eruptive parameters from Romero et al. (2018). Column height had a vertical distribution according to Suzuki. Due to lack of total grain size distribution (TGSD), the 12-13 January 2011 Etna eruption TGSD was used (Andronico et al., 2014). Ash plume dispersal was confronted to GOES 13 satellite images, showing good agreement. Tephra loads (kg/m^2) had good fit with field data, but modeled thickness was limited by meteorological data resolution. Further modelling should provide solution for short-lived and small-size eruptions within low meteorological data resolution. References Andronico et al. (2014). Representivity of incompletely sampled fall deposits in estimating eruption source parameters: a test using the 12–13 January 2011 lava fountain deposit from Mt. Etna volcano, Italy. Bull volcanol, 76(10), 861. Reckziegel et al. (2016). ATLAS: Atmospheric Lagrangian Dispersion Model to forecast volcanic ash transport and deposition. Cities on volcanoes 9, Puerto Varas, Chile. Romero et al. (2018). Tephra from the 3 March 2015 Lava Fountain at Volcán Villarrica (Chile). HF868PJ, This conference.

VOLC-5: Caracterización, evaluación y comunicación de peligros y riesgo volcánico

A late Last Glacial to present-day tephrostratigraphy of Volcan Calbuco northwest Patagonia: evaluation of glacio-volcanic history and associated volcanic hazards

Jorge Eduardo Romero[1], Brent Alloway[2], Sebastian Watt[3], Alicia Guevara[4], Jorge Bustillos[5], Juan Díaz-Alvarado[6], Frederick Swanson[7], Daniele Morgavi[8], Fabio Arzilli[9], Mauricio Mella[10].
(1) Departamento de Geología, Ingeniería, Universidad de Atacama, Rancagua, Chile
(2) School of Environment, University of Auckland, Auckland, New Zealand
(3) School of Geography, Earth and Environmental Sciences, University of Birmingham, Birmingham, United Kingdom
(4) Departamento de Metalurgia Extractiva, Facultad de Ingenieria, Instituto Politécnico Nacional, Quito, Ecuador
(5) Departamento de Ingeniería Geológica, Facultad de Geología, Minas, Petróleos y Ambiental, Universidad Central de Ecuador, Quito, Ecuador
(6) Departamento de Geología, Facultad de Ingenieria, Universidad de Atacama, Copiapó, Chile
(7) Pacific Northwest Research Station, United States Forest Service, Corvallis, United States
(8) Department of Physics and Geology, University of Perugia, Perugia, Italy
(9) School of Earth, Atmospheric and Environmental Sciences, University of Manchester, Manchester, United Kingdom
(10) Oficina Técnica de Puerto Varas, Servicio Nacional de Geología y Minería, Puerto Varas, Chile

Volcan (Vn.) Calbuco (2,003 m asl) is a basaltic to dacitic composite stratovolcano located in northwest Patagonia (41.3ºS) that erupted on April 22nd, 2015 with little precursory warning, forming a >15 km high Sub-Plinian eruption column that dispersed tephra (0.27-0.38 km3) northeast over the Chilean tourist town of Ensenada and across the frontier into Argentina. Pyroclastic density currents accompanied the eruption, descending the summit down several tributaries on different flanks of the volcano. This moderate-sized (VEI-4) eruption severely affected the local tourist economy through property and infrastructural damage as well as access exclusion. Fortunately, there was no loss of life during the eruption or its aftermath. Previous historical eruptions in 1893, 1917 and 1960 are well known but had little effect on the then sparsely populated region. However, over the last decade there has been considerable infrastructural and residential development (parcelisation) in areas immediately surrounding Vn. Calbuco. Beyond the most recent historical eruptions, very little is known about the prehistoric eruptive activity of Calbuco. In this study, we identify twelve previously unrecorded historic events but recognise many more widespread prehistoric Calbuco-sourced tephra layers that extend back to the termination of the Last Glaciation (c. 18 cal. ka BP) where Calbuco's eruptive products are intimately associated with piedmont glacial recession and the formation of present-day Lago Llanquihue. This tephrostratigraphic record provides a very clear indication of the high frequency/periodicity of intermittent explosive activity that has taken place over the last c. 18 ka BP. Our efforts to unravel the history of Vn. Calbuco, as well as identify the tempo and likely distribution of associated eruptive products, is fundamental in assisting governmental authorities in their land-use planning decisions. Clearly our objective is directed towards minimising the impact of inevitable future events in this rapidly developing tourist region.

VOLC-5: Caracterización, evaluación y comunicación de peligros y riesgo volcánico

Nuevo modelo numérico de columna eruptiva para apoyar el análisis del peligro de caída de tefra

Hernán Torres[1], **José Luis Palma[2]**.
(1) Departamento de Física, Facultad de Ciencias Físicas y Astronómicas, Universidad de Concepción, Concepción, Chile
(2) Departamento de Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias Químicas, Universidad de Concepción, Concepción, Chile

El análisis del peligro de caída de tefra requiere definir las condiciones y características de la emisión de tefra. Esta definición típicamente se construye ocupando escenarios de distribución de tefra en una columna eruptiva idealizada, que se dispone en forma vertical y que carece de la dispersión horizontal de la parte superior o paragua (umbrella cloud) de la columna eruptiva. Sin embargo, las columnas eruptivas, denominadas débiles, pueden presentar una inclinación importante con respecto al eje vertical. Además, la extensión horizontal del paragua de la columna eruptiva es un parámetro importante que controla la cantidad de tefra caída en zonas proximales, y la dispersión horizonal con respecto al eje de dispersión a distancias medias. Las *columnas eruptivas débiles* se generan, por ejemplo, en erupciones sub-plinianas de baja intensidad que emiten tefra a una atmósfera con vientos en altura de magnitud suficiente para disminuir su altura máxima, impidiendo el desarrollo del paragua en su parte superior, y generando una dispersión mucho más restringida. Ejemplos de este tipo de columnas eruptivas se han observado en la erupción del volcán Copahue en 2012 y posteriores. Las *columnas eruptivas fuertes* son verticales y se caracterizan por el desarrollo de la nube de paragua, favoreciendo una mayor dispersión horizontal de los productos piroclásticos. Ejemplos de este tipo de columnas eruptivas se observaron en las erupciones del volcán Calbuco en 2015. Es importante notar que, dado condiciones eruptivas específicas, la columna eruptiva puede resultar vertical (fuerte) o inclinada (débil) con un ángulo que depende del perfil de vientos presente. En este trabajo hemos desarrollado un modelo numérico 1D que integra las características de columnas eruptivas débiles y fuertes, más la formación del paragua en su parte superior para el caso de columnas fuertes. El modelo resuelve la inclinación y estructura de la columna eruptiva, y la distribución espacial de tefra de diferentes tamaños y densidades. Los resultados de este modelo se comparan favorablemente con otros modelos numéricos que se enfocan solo en columnas débiles o solo en columnas fuertes. Se entregan ejemplos de su aplicación en la erupción del 22 de abril de 2015 del volcán Calbuco. Además, se presenta la integración del modelo de columna eruptiva con un modelo de advección, difusión y sedimentación de partículas que permite el análisis del peligro de caída de tefra.

VOLC-5: Caracterización, evaluación y comunicación de peligros y riesgo volcánico

Origen, transporte y emplazamiento de lahares generados en la erupción de 2015 en el volcán Villarrica

Franco Vera[1], Jose Luis Palma[1].
(1) Departamento de Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias Químicas , Universidad de Concepción

El volcán Villarrica es un estratovolcán de conducto abierto que en su historia reciente ha registrado cerca de 60 erupciones bien documentadas, convirtiéndose en el volcán con mayor actividad eruptiva de Chile, y en uno de los más activos de Sudamérica. Esto, acompañado de su importante cubierta glacial, ha propiciado la generación de devastadores lahares a través de sus drenajes, los cuales han afectado a localidades turísticas como Pucón, Villarrica, Lican-Ray y Coñaripe. Durante el último evento eruptivo del 3 de marzo de 2015, se originaron flujos laháricos como consecuencia de la fusión del hielo erodado por avalanchas mixtas en el flanco superior del edificio volcánico, segundos después del paroxismo, los cuales se emplazaron por los valles Zanjón Seco, Correntoso, Pedregoso y Turbio. Este trabajo tiene como objetivo determinar las características que influenciaron el comportamiento de estos lahares, para lo cual se llevaron a cabo campañas de terreno enfocadas en la caracterización de depósitos, delimitación de áreas de inundación y determinación de características hidráulicas (velocidad media, caudales máximos y volúmenes) de los flujos laháricos de 2015. Nuestros resultados muestran que, en general, los depósitos presentan fábrica matriz-soportada con muy mala selección y distribución granulométrica principalmente unimodal, y están compuestos por material juvenil vítreo y fragmentos de lavas y productos volcanoclásticos pre-2015. Junto a estos se identificaron bloques de grandes tamaños formando leveés laterales, los cuales alcanzaron volúmenes de hasta 14 m^3 en el Zanjón Seco. Por otra parte, se calculó la velocidad de emplazamiento mediante los métodos de superelevación y disminución de velocidad por obstáculos topográficos, estimando velocidades de hasta 17 m/s en el valle Correntoso. Esto, combinado con mediciones de áreas transversales de inundación en canales afectados por el paso de lahares, permitió calcular caudales máximos del orden de 10^2-10^3 m^3/s. Además, se realizaron estimaciones de volúmenes a partir de depósitos y de mediciones de canales erodados por avalanchas mixtas, que entregaron valores del orden de 10^5 m^3. Nuestros resultados muestran que los lahares originados en 2015 fueron menores en magnitud que los registrados en otras erupciones del siglo XX en el volcán Villarrica, pero demuestran el potencial de generación de lahares como consecuencia de interacciones glaciovolcánicas en volcanes con cubierta de hielo.

VOLC-5: Caracterización, evaluación y comunicación de peligros y riesgo volcánico

Formación de avalanchas mixtas y su potencial para generar lahares en volcanes con cubierta de hielo

Franco Vera[1], Jose Luis Palma [1].
(1) Departamento de Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias Químicas , Universidad de Concepción, Concepción, Chile

Un aspecto importante para la caracterización de peligros en volcanes con cubierta de hielo perenne, son las interacciones glaciovolcánicas ocurridas durante un evento eruptivo. Estas han sido estudiadas en erupciones recientes en volcanes alrededor del mundo, algunas de las cuales han tenido consecuencias devastadoras sobre las comunidades que los rodean (*e.g.* erupción de Nevados del Ruiz, Colombia, en 1985). Un fenómeno poco reconocido en estos eventos es la generación de corrientes de masa denominadas avalanchas mixtas, compuestas por una mezcla de hielo/nieve y tefra, formadas como consecuencia de la actividad explosiva en una erupción. En este trabajo estudiamos las avalanchas mixtas generadas durante la erupción paroxismal del volcán Villarrica en la madrugada del 3 de marzo de 2015, originadas por la interacción de productos volcánicos calientes, eyectados por una fuente de lava de 1,5 km de altura sobre el nivel del cráter, con el glaciar presente en el flanco superior del volcán. A través del análisis de videos se estableció que las avalanchas mixtas se emplazaron de manera simultánea a la formación de la fuente de lava, alcanzando velocidades entre 37 y 88 km/hr. Por otra parte, los depósitos fueron mapeados en terreno, obteniendo muestras para análisis granulométrico y de componentes, y mediante la utilización de un ortomosaico de alta resolución (8,4 cm/pixel) elaborado con un vehículo aéreo no tripulado (VANT), que permitió observar la morfología de los depósitos y evaluar la interacción de las avalanchas con hielo/nieve. De esta manera se estableció que las avalanchas erodaron localmente la cubierta glacial, formando surcos longitudinales de hasta 30 m de ancho y 3 m de profundidad. Estimaciones del volumen de glaciar erodado por estos canales, sugieren que la fusión post-erosión de hielo/nieve presente en avalanchas mixtas aportó 43.800 m^3 de agua como fuente principal para el desencadenamiento de los lahares emplazados por los valles Zanjón Seco, Correntoso, Pedregoso y Turbio, ubicados al NW-NE del macizo. Revisiones de imágenes de erupciones previas, permiten concluir que este fenómeno podría ser común en el volcán Villarrica y que, probablemente, en otros volcanes máficos cubiertos de hielo/nieve, serían una importante fuente de generación de lahares.

VOLC-6: Observaciones, monitoreo y dinámica de la actividad volcánic

Estudio de las señales geoquímicas del volcán Copahue durante el ciclo eruptivo 2012-2018

Mariano Agusto[1,2], Joaquin Llano[1,2], Juliana Szentivanyi[1], Gabriela Velasquez [3], Claudia Bucarey [3], Maria Clara Lamberti[1,2], Jimena Presa[6,7], Antonella Massenzio[4], Jazmin Yiries[1], Francesco Capecchiacci[8], Sebastian Garcia [5], Maria Laura Velez[1,2], Cintia Bengoa[3], Franco Tassi[8], Alberto Caselli[6,7], Maria Alcira Trinelli[9].
(1) GESVA - Ciencias Geológicas, Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires
(2) GESVA, IDEAN, CONICET, Buenos Aires, Argentina
(3) OVDAS, SERNAGEOMIN, Temuco, Chile
(4) Universidad Nacional de La Plata, Argentina
(5) OAVV, SEGEMAR, Buenos Aires, Argentina
(6) Universidad Nacional de Río Negro, Argentina
(7) LESVA, IIPG, CONICET
(8) Universidad de Florencia, Italia
(9) INGEIS, CONICET, Universidad de Buenos Aires, Buenos Aires, Argentina

El volcán Copahue (37º51'S-71º09'O) se encuentra ubicado en la Zona Volcánica Sur en el límite entre Argentina y Chile. Este volcán tiene un registro de al menos 13 erupciones de baja magnitud en la historia eruptiva reciente, con una frecuente actividad en las últimas décadas. El último ciclo eruptivo comenzó durante el año 2012 y continúa hasta la actualidad. Sin embargo, el volcán comenzó a dar señales de reactivación durante el año 2011, después de más de 10 años de calma. Estos cambios comenzaron a manifestarse en términos de incremento de la temperatura y en la tasa de emisión de gases desde el cráter y una deformación inflacionaria sostenida (5 a 10 cm/año). Mediante el seguimiento geoquímico se pudo comprobar la efectividad de precursores eruptivos señalando las perturbaciones del sistema volcánico hidrotermal que alimenta al edificio volcánico. En los fluidos termales de la laguna cráter y las vertientes ácidas, de la misma forma que sucediera con la erupción del 2000 y la anomalía térmica del 2004, las especies formadores de roca (cationes y metales) y las relaciones Mg/Cl, Mg/SO_4 y SO_4/F presentan un marcado incremento al inicio del actual ciclo eruptivo. La relación Mg/Cl presenta picos positivos de hasta 0,71 sobre un nivel de base de entre 0,07 y 0,08, mientras que la relación SO_4/F alcanzó picos de 150 sobre un nivel de base de entre 30 y 40. Sin embargo, desde el 2016-2017 estos valores disminuyen marcadamente, en correlación con una estabilización de la deformación y la actividad sísmica. Esto es consistente con el incremento en las especies Cl y F respecto a las especies de S, que indicaría una situación de desgasado desde un fundido magmático relativamente estable. Estas señales permiten considerar, preliminarmente, un cese en la alimentación del sistema profundo. De ser así, la actividad reciente del volcán Copahue se estaría restringiendo a procesos explosivos con un control somero, dado por la interacción entre la componente magmática e hidrotermal. El restablecimiento de una laguna cratérica sobre el colapsado cono de escorias de los años previos es coherente con este proceso. Actualmente se continúa estudiando para comprender su evolución.

VOLC-6: Observaciones, monitoreo y dinámica de la actividad volcánic

Una década de la Red Nacional de Vigilancia Volcánica (RNVV): crecimiento y desafíos futuros

Alvaro Mauricio Amigo[1].
(1) Red Nacional de Vigilancia Volcánica, Servicio Nacional de Geología y Minería

La RNVV fue creada en el año 2009, en forma posterior a la erupción del volcán Chaitén en mayo de 2008. A pesar que el Observatorio Volcanológico de los Andes del Sur (OVDAS) inició funciones en 1996, presentaba una infraestructura insuficiente para las necesidades del país. En consecuencia, dicha erupción no fue alertada a las autoridades ya que a esa fecha, OVDAS monitoreaba solo 6 volcanes en tiempo cuasi-real. De esta manera, la RNVV nace como un nuevo programa cuya misión es la generación de conocimiento técnico-científico sobre la actividad volcánica en el país con el objeto de proveer información oportuna para la correcta gestión de emergencias volcánicas, particularmente en la toma de decisiones enfocadas en la seguridad de la población y al resguardo de la infraestructura. Durante el período 2009-2018, la RNVV ha experimentado un crecimiento notable en su capacidad de análisis y de operación. En la actualidad, a través de OVDAS, son vigilados instrumentalmente 45 volcanes de un total de 90 centros eruptivos identificados en territorio continental, para lo cual se han establecido alertas técnicas volcánicas (verde, amarilla, naranja y roja) que buscan proveer avisos tempranos sobre posibles reactivaciones volcánicas. Por otra parte, se ha establecido un programa cartográfico con miras a la confección de mapas geológicos y de peligros volcánicos. Estos últimos establecen zonificaciones de peligrosidad en el entorno de los volcanes, lo cual es crucial para el manejo de crisis eruptivas y para planificaciones de largo plazo orientadas al ordenamiento territorial. Esta contribución dará cuenta de la evolución de la RNVV en términos de 1) categorización de los volcanes activos del país en función de su peligrosidad y exposición de población e infraestructura, 2) el sistema de monitoreo en tiempo real y evaluación de peligros en los volcanes más activos del país, 3) recuento de la crisis eruptivas ocurridas en los últimos años y 4) actividades de divulgación periódicas enfocadas a comunidades expuestas. Finalmente, se discutirá en torno a los principales desafíos futuros de la RNVV tales como consolidar un plan estratégico de continuidad y optimización del monitoreo y cartografía volcánica, creación de los observatorios volcanológicos Altiplano-Puna (OVAP) y Patagonia (OVP) y el fortalecimiento de la cooperación volcanológica con países vecinos.

VOLC-6: Observaciones, monitoreo y dinámica de la actividad volcánic

Caracterización petrológica de las fases eruptivas del volcán Copahue durante el ciclo 2012-2018 (Andes argentino-chileno)

Gerardo E. Barion[1], Alejandro D. Baez[1], Alberto Tomás Caselli[1], Carlos Sommer[2].
(1) Laboratorio de Estudio y Seguimiento de Volcanes Activos, IIPG, CONICET - Universidad Nacional de Río Negro, General Roca, Argentina
(2) UFRGS, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Brasil

El volcán Copahue (37º45'S - 71º10.2'O, 2977 msnm.), emplazado en el borde occidental de la Caldera de Caviahue, es un estratovolcán activo de composición principalmente andesítica basáltica que se localiza en la Zona Volcánica Sur (33.3° - 46° S) en el límite entre Argentina y Chile. Presenta un registro de erupciones históricas de las cuales, las más recientes han sido en los años 1960, 1992, 1995, 2000 y 2012-2018. El ciclo eruptivo 2012-18 puede ser dividido en cuatro fases principales de actividad, que se inician con explosiones y culminan con la restauración del lago cratérico. El presente trabajo describe las características y composición de las bombas volcánicas eyectadas en las distintas fases eruptivas (diciembre 2012, octubre 2014, marzo 2016 y junio 2016). Este material es comparado con bombas de la erupción del año 2000 y lavas posglaciares. En líneas generales las muestras presentan una alta vesicularidad y textura porfirica. Al microscopio se observan texturas porfiricas a glomeruloporfiricas en pasta hialopilitica. Los fenocristales están constituidos principalmente por plagioclasas (labradorita), clinopiroxenos (augita) y olivinas (Fo 50-60). La composición química de las bombas emitidas en la segunda, tercera y cuarta fase eruptiva fueron analizadas junto a las bombas de la erupción del año 2000 y las lavas posglaciares. Se mantienen una composición correspondiente al campo de traquiandesita basáltica, en el límite con andesita basáltica, lo que indica una composición constante con escasa evolución, en la cámara magmática.

VOLC-6: Observaciones, monitoreo y dinámica de la actividad volcánic

Erupción reciente del Complejo volcánico Nevados del Chillán: Seguimiento multiparamétrico y modelo conceptual de su actividad.

Carlos Eduardo Cardona[1], Fernando Gil-Cruz[1], Luis Franco[1], Oscar Valderrama[1], Jhonatan Quijada[1], Sergio Morales[1], Erasmo Hernandez[1], Juan San Martin[1], Jhonatan Lazo[1], Carlos Pinto[1], Cristian Cartes[1], Carolina Bravo[1], Miguel Vidal[1].
(1) Observatorio Volcanologico de los Andes del Sur - Sernageomin

El Complejo Volcánico Nevados de Chillán (CVNCh, 36.87'S 71.38'O) ocupa la posición número 5 del ranking de peligrosidad del Sernageomin. Su vigilancia permanente inició en 2012, con una red de sensores sísmicos, inclinómetros, GPS, DOAS, infrasonido y cámaras. Debido al aumento en su actividad interna el 31-Dic de 2015 el OVDAS, cambió la alerta volcánica a nivel amarillo. El 8-Ene de 2016 se registra la primera explosión que generó una columna de ± 4 km, que marca el inicio de un nuevo ciclo eruptivo. De acuerdo a las observaciones se sugiere cuatro fases de actividad. Fase 1: precursora, ocurrida entre los meses de Jun-Dic de 2015, registrando un gran número de actividad sísmica de fluidos, con características que sugieren el accionar de un sistema hidrotermal superficial. Fase 2: La enmarca la primera explosión observada a nivel superficial, que tuvo como centro de emisión un nuevo cráter localizado al E de los cráteres Arrau y Nuevo, dominando sismicidad de fluidos y pulsos de tremor espasmódico asociados con ciclos de explosiones. Análisis preliminares del material emitido sugieren un bajo contenido de material juvenil, sugiriendo el accionar de un sistema hidrotermal superficial desestabilizado por una fuente de calor subyacente, extendiéndose entre 2016 - 2017, generando una serie de cambios morfológicos que formaron un nuevo cráter el cual fue nombrado 'Nicanor'. Fase 3: transicional entre la fase hidrotermal y magmática, ocurrida entre Ago-Nov de 2017, con explosiones energéticas, ondas acústicas y eyección de balísticos incandescentes en la zona proximal del cráter; cenizas colectadas sugieren trazas de material juvenil. Fase 4: magmática, inició en Dic. de 2017, con un incremento paulatino de la actividad sísmica de fluidos y aparición de tremor armónico, creándose una grieta al fondo del cráter, alineada SE-NW, extruyendo un domo dacítico nombrado 'Gil-Cruz'. Debido al incremento de la potencia sísmica, el 5 de abril de 2018 cambia la alerta técnica a Naranjo, con una alta productividad sísmica y registro de hasta 100 explosiones/día, que continúa en la actualidad, siendo extruido un volumen aprox. de 190 mil m^3, a tasas que no superan los 0.1 m^3/s. Este trabajo describe la variación temporal del ciclo eruptivo reciente con base en las observaciones multiparámetricas, y a través del modelamiento de las diferentes variables se sugiere un modelo conceptual de la actividad presentada.

VOLC-6: Observaciones, monitoreo y dinámica de la actividad volcánic

Un ejemplo de enjambres sísmicos gatillados por transferencia estática de esfuerzos desde una deformación volcánica de gran escala en el Complejo Volcánico Laguna del Maule

Carlos Eduardo Cardona[1], Andres Tassara[2], Luis Franco[1], Daniel Basualto[3], Fernando Gil-Cruz[1], Loreto Cordova[1], Christian Delgado[1].
(1) Observatorio Volcanologico de los Andes del Sur - Sernageomin
(2) Ciencias de la Tierra, Geología, Universidad de Concepción, Concepción, Chile
(3) Universidad Católica de Temuco

Durante los últimos 10 años en el Complejo Volcánico Laguna del Maule (CVLM) dos procesos geológicos activos relevantes han sido detectados: 1- Un levantamiento cortical relacionado con la actividad de un cuerpo de magma riolítico localizado a 5 km de profundidad, el cual produce deformación a tasas consideradas como una de las más altas a nivel mundial, particularmente en volcanes que no presentan un proceso eruptivo en curso y, 2- enjambres de eventos sísmicos volcano-tectónicos localizados sobre fallas que circundan la región de deformación activa. La actividad sísmica se encuentra ubicada en un sector donde confluyen varios rasgos geológicamente interesantes, ya que los epicentros obtenidos se encuentran en (a) el borde de la cuenca volcánica, (b) cerca de dos centros eruptivos activos durante el Holoceno, (c) la intercepción del límite de la cuenca volcánica y una falla rumbo deslizante activa, (d) en el vértice del "sill" sugerido por estudios InSAR como fuente del proceso de alzamiento y, (e) en las proximidades de la zona donde estudios gravimétricos sugieren cambios de masa como respuesta a la inyección de magma. Nuestro estudio involucra observaciones sísmicas y de GPS, entre los años 2011 y 2017, que muestran como ambos fenómenos podrían estar conectados. A través de modelamiento de esfuerzos tipo Coulomb, se sugiere que el proceso causante de las extraordinarias tasas de levantamiento cortical podría afectar el campo de esfuerzos local, promoviendo el deslizamiento de fallas cercanas, gatillando así la sismicidad observada. Algunos aspectos como la geometría, estado actual del campo de esfuerzos, magnitud y localización de ambas fuentes podrían jugar un rol relevante para explicar su aparente conexión.

VOLC-6: Observaciones, monitoreo y dinámica de la actividad volcánic

Análisis de la anomalía termal del cráter Nicanor del Complejo Volcánico Nevados de Chillán para el periodo 2017-2018 mediante imágenes satelitales Landsat ETM+ y OLI

Javiera Caro[1], Cristóbal González[2], Susana Layana[2], Felipe Aguilera[1,3].
(1) Departamento de Ciencias Geológicas, Universidad Católica Del Norte, Facultad de Ingeniería y Ciencias Geológicas, Universidad Católica del Norte, Antofagasta, Chile
(2) Programa de Doctorado en Ciencias mención Geología, Universidad Católica Del Norte, Facultad de Ingeniería y Ciencias Geológicas, Universidad Católica del Norte, Antofagasta, Chile
(3) Centro de Investigación para la Gestión Integrada del Riesgo de Desastres (CIGIDEN), Chile

El Complejo Volcánico Nevados de Chillán es un estratovolcán compuesto divido en los subcomplejos Cerro Blanco y Las Termas, el cual ha estado activo desde hace ~640 ka y está ubicado en la Zona Volcánica Sur de los Andes. En Diciembre de 2015, el complejo volcánico inició un ciclo eruptivo asociado a la formación del cráter Nicanor en la ladera E del cráter del Volcán Nuevo (Subcomplejo Las Termas), registrándose pulsos de cenizas en Febrero, Mayo y Agosto de 2016. A partir de Octubre de 2017, el complejo presentó un nuevo periodo de actividad eruptiva asociado a la aparición de una fisura y posterior crecimiento de un lava domo al interior del cráter Nicanor. Este último evento coincide con la aparición de una anomalía termal en Diciembre de 2017, detectada mediante imágenes Landsat ETM+ y OLI. En el presente estudio se analizaron 10 imágenes Landsat ETM+ y 14 imágenes Landsat OLI, en el periodo comprendido entre Octubre de 2017 y Abril de 2018. Se examinó un recorte que abarca el cráter Nicanor, mediante el cual se estimó la radiancia termal emitida. El objetivo de este trabajo es establecer la relación entre la variación temporal de las anomalías termales y la actividad eruptiva. El primer registro de anomalía termal fue el 11 de Diciembre de 2017 con un valor de radiancia de 0,2 y 0,1 [W/m^{2}srμm] (bandas 5 y 7 respectivamente; ETM+), posiblemente asociado a la aparición de una fisura en el interior del cráter Nicanor. Para el 27 de Diciembre, la radiancia emitida aumentó llegando a 38,3 y 58,7 [W/m^{2}srμm] (banda 5 y 7 respectivamente; ETM+), asociado al crecimiento de un lava domo al interior del cráter, que fue reportado por primera vez en un sobrevuelo el 9 de Enero de 2018. A partir de esa fecha, la anomalía ha fluctuado, volviendo a tener un valor alto el 13 de Febrero, alcanzando los 13,6 y 38,3 [W/m^{2}srμm] (bandas 5 y 7 respectivamente; ETM+). Posterior a esta fecha la anomalía a disminuido progresivamente su intensidad, presentando un valor de radiancia para el primero de Marzo de 3,4 y 26,4 [W/m^{2}srμm] (banda 5 y 7 respectivamente; ETM+), posiblemente asociado al enfriamiento del domo.

VOLC-6: Observaciones, monitoreo y dinámica de la actividad volcánic

Caracterización y análisis del *b-value* para el volcán Villarrica a través de eventos volcano-tectónicos

Vanessa Carrillo Barra[1], Nicolás Carreño[1], Cindy Mora-Stock[2].
(1) Departamento de Geofísica, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Concepción
(2) Departamento de Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias Químicas, Universidad de Concepción

El volcán Villarrica (*Ruka Pillañ*) es un estratovolcán ubicado en la zona de los Andes del Sur (39.42°S, 71.93°W), con una altitud de 2847 msnm, emplazado en la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui (LOFZ), formando parte de la cadena volcánica NW-SE Villarrica-Quetrupillán-Lanín. Este cono casi perfecto, cuya última erupción ocurrió el 03 de marzo de 2015, es uno de los macizos más estudiados en Chile dada su persistente actividad sísmica y fumarólica, además de su cercanía a zonas altamente pobladas en período estival.

En el marco del monitoreo, la caracterización de la sismicidad relacionada a procesos volcánicos es vital. Un aspecto poco estudiado es la tasa de ocurrencia de los eventos sísmicos, la que se puede caracterizar mediante la cuantificación del *b-value*, cuyos valores han sido relacionados con diversos fenómenos tales como las condiciones de estrés en el ambiente tectónico estudiado, la migración de fluidos magmáticos e hidrotermales, y gradientes termales.

En este estudio, se catalogaron y relocalizaron eventos volcano-tectónicos registrados en el período de Marzo de 2012, con la densa red de 75 estaciones de período corto del proyecto SFB574. Estos eventos dan nociones de sismicidad previa a la última erupción registrada. Además, se presentan patrones espaciales de *b-value* para la zona del volcán, y se discuten los resultados en base a la información geológica y geotectónica disponible para la zona.

Este trabajo ha sido parcialmente financiado por Fondecyt Postdoctorado N° 3160604.

VOLC-6: Observaciones, monitoreo y dinámica de la actividad volcánic

Generación de señales de largo período (LP) en el volcán Villarrica: Resultados preliminares de modelo de propagación de ondas en 2D

Pablo Carrillo[1], Cristian Farías[2], Cindy Mora-Stock[3].
(1) Departamento de Geofísica, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Concepción, Concepción, Chile.
(2) Departamento de Ciencias Matemáticas y Físicas, Facultad de Ingenería, Universidad Católica de Temuco, Temuco, Chile.
(3) Departamento de Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias Químicas, Universidad de Concepción, Concepción, Chile.

Dentro de un volcán ocurren diversos y complejos procesos, dentro de los cuales la dinámica interna que presenta el ascenso de magma a través del conducto volcánico y la interacción con las paredes que lo rodean son de suma importancia para saber cómo funcionan y qué esta ocurriendo al interior de un volcán al momento de generar señales sismo-volcánicas y, posteriormente, una posible erupción. En Chile, el Volcán Villarrica es uno de los más activos del arco continental sudamericano y el primero en la lista de riesgo volcánico del país. La constante desgasificación por medio de su conducto abierto y el movimiento de magma en su interior hacen que la sismicidad de eventos de largo período (LP) sea una de sus principales características.

Este estratovolcán posee un cráter de aproximadamente 200 m de diámetro, con un lago de lava cuyo borde superior se encuentra usualmente entre 50 a 100 m bajo la cima del volcán, y es visible en períodos de mayor actividad. Las señales típicas de este volcán se deben a la constante oscilación de los conductos producto del magma que se mueve dentro de ellos. Este movimiento de fluido y su consecuente generación de sismicidad son los que nos incentivan a caracterizar bajo qué condiciones y características del medio es que se propagan las ondas para provocar las señales típicas del volcán Villarrica.

En este estudio utilizamos una serie de simulaciones numéricas 2D de propagación de ondas, basadas en el método de Farias, et al. (2017), para recrear y modelar la señal sintética que generaría el movimiento de magma en el conducto del volcán Villarrica. Posteriormente, comparamos los resultados de las simulaciones de dicha señal con señales reales de sismicidad de largo período captadas en el volcán. Así, finalmente, a través del modelo topográfico 2D aplicado al volcán Villarrica se muestran resultados preliminares de las características del medio en que se propagan las ondas sísmicas desde la generación de estas señales LP hasta su llegada a la estación sismologica.

Esta investigación cuenta con el apoyo parcial del Proyecto Fondecyt Postdoctorado N°3160604

VOLC-6: Observaciones, monitoreo y dinámica de la actividad volcánic

Volcán Copahue: Fases eruptivas del ciclo 2012-2018

Alberto Tomás Caselli[1], Carlos Sommer[2], Romina Daga[3,4], Alejandro Baez[1,4], Gerardo E. Barion[1].
(1) Laboratorio de Estudio y Seguimiento de Volcanes Activos, IIPG, CONICET - Universidad Nacional de Río Negro
(2) UFRGS, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Brasil
(3) Laboratorio Análisis por Activación Neutrónica , CONICET, CAB-CNEA, S.C. de Bariloche, Argentina
(4)

El volcán Copahue (37º45'S - 71º10.2'O) es un estratovolcán activo de composición principalmente andesítica basáltica que se localiza en la Zona Volcánica Sur. El ciclo eruptivo 2012-2018 puede ser dividido en 4 fases de actividad. El presente trabajo describe cada una de ellas, sus características principales, y la composición de los productos emitidos. Primera fase (19/07/2012): comienza con una erupción surtseyana que genera una pequeña pluma, que se dispersó aproximadamente 18 km de longitud en dirección E-SE (Caselli *et al.* 2016, Daga *et al.* 2017). Segunda fase (22/12/2012):se inicia con la emisión de una columna de vapor, producto de la violenta evaporación del sistema hidrotermal somero, que posteriormente se transforma en una columna (5500 m de altura) moderadamente convectiva durante la interacción agua-magma, culminando con la proyección balística de material juvenil incandescente de estilo estromboliano (Caselli *et al.* 2013, Caselli *et al.* 2016). Tercera fase (inicio 07/2014):hacia fines de 12/2013 comienza a recuperarse la laguna cratérica y en julio 2014 una explosión expulsa el agua formando pequeños lahares sobre el flanco este del volcán. En octubre 2014 un nuevo evento freatomagmático-magmático da lugar a la emisión de cenizas y bombas volcánicas (Caselli *et al.* 2015). Cuarta fase (inicio 11/2015): en septiembre 2015 comienza nuevamente a acumularse agua en el cráter del volcán, recuperándose la laguna cratérica. Varias semanas después, comienza una nueva fase hidromagmática–magmática que da lugar a la formación de conos piroclásticos anidados en el cráter (Caselli y Barion 2016). El ciclo eruptivo 2012-2018 del Vn. Copahue es el más largo y de mayor magnitud durante tiempos históricos. La composición química de las bombas emitidas en las fases eruptivas fueron analizadas junto a las bombas de la erupción del año 2000 y las lavas posglaciares. Se mantienen una composición correspondiente a traquiandesita basáltica - andesita basáltica, lo que indica una composición constante con escasa evolución, en la cámara magmática. **Bibliografia** Caselli et al. 2015. XIV Congreso Geológico Chileno, 499. Caselli et al. 2016. The 2012 eruption. In: Copahue Volcano. Springer-Verlag – Heidelberg. 61-80. Caselli y Barion 2016. E-ICES 11, p.24. Malargüe, Argentina. Daga et al 2017. Revista de la Asociación Geológica Argentina 71 (1):112-124.

VOLC-6: Observaciones, monitoreo y dinámica de la actividad volcánic

Mecanismos eruptivos involucrados durante la formación de los conos piroclásticos anidados en el cráter del volcán Copahue, Andes del Sur

Alberto Tomás Caselli[1], Gerardo E. Barion[1], Carlos Sommer[2].
(1) Laboratorio de Estudio y Seguimiento de Volcanes Activos, IIPG, CONICET - Universidad Nacional de Río Negro
(2) UFRGS, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Brasil

El volcán Copahue (37º45'S-71º10.2'O) es un estratovolcán activo de composición principalmente andesítica basáltica. En el cráter activo, generalmente, se halla una laguna cratérica ácida que junto a un conjunto de vertientes constituyen la expresión superficial de un sistema hidrotermal. En el año 2012 comenzó un nuevo ciclo eruptivo, que se prolonga hasta el momento, con una fase principal el 22/12/2012 (Caselli et al. 2016). Una nueva fase eruptiva comenzó el 20/11/2015, observándose la formación de dos conos piroclásticos: un cono cinerítico anidado dentro del cráter y un cono de escoria dentro del cono cineritico. En el presente trabajo se describen las características principales del mismo, sobre la base de observaciones de campo y las características petrológicas de los productos emitidos, como también se interpretan los mecanismos eruptivos en la formación de ambos. El cono cinerítico en marzo-abril/2016 presentaba unas dimensiones aproximadas de 150 m de diámetro basal y 30 m de altura (Caselli y Barion 2016). Un par de meses después, comienza a formarse el cono de escoria, anidado dentro del interior del cono cineritico, de un diámetro aproximado de 50 metros y 40 metros de altura, superando la altura del cono piroclástico cinerítico. En septiembre de 2016, el cono de escorias colapsó parcialmente y un nuevo cono cinerítico superpuesto se comenzó a formar. A partir del análisis del material emitido que dio lugar a la formación del cono cinerítico inicial, permite especular sobre el mecanismo eruptivo actuante, el cual se evidencia una dinámica hidromagmática predominante que genera un *spray* de cenizas (que se evidenciarían por la presencia de trizas blocosas con características que indican este mecanismo). Alternan períodos de dinámica magmática, del tipo estromboliana, con presencia de bombas y *spatters,* por periódicos pulsos de ascenso del nivel de magma en el conducto, de tal forma que emitiría salpicaduras de magma hacia la superficie. Con posterioridad, un pulso sostenido de magma comienza a dar lugar al cono de escoria que evoluciona creciendo en altura hasta que una disminución del flujo magmático y posible descenso posterior de la columna magmática en el conducto, permitiría el ingreso de agua meteórica con el reestablecimiento de un *spray* cinerítico que da lugar al cono de cenizas que cubre las geoformas precedentes.

VOLC-6: Observaciones, monitoreo y dinámica de la actividad volcánic

Erupciones volcánicas en Chile durante los últimos 10 años: Análisis de patrones mediante un modelo numérico acoplado de sobrepresión en cámara magmática y ascenso de magma en un conducto

Angelo Castruccio[1,2].
(1) Geologia, Ciencias Fisicas y Matematicas, Universidad de Chile
(2) Centro de Excelencia en Goetermia de los Andes (CEGA)

Durante los últimos 10 años han ocurrido importantes ciclos eruptivos en la Zona Volcánica Sur de los Andes de Chile. Las erupciones en los volcanes Llaima (2008-2009), Chaitén (2008-2009), Cordón Caulle (2011-2012), Villarrica (2015) y Calbuco (2015) generaron productos que van desde andesitas basálticas hasta riolitas. La duración de estos ciclos varió desde unos pocos minutos hasta más de un año, mientras que los volúmenes emitidos ocurrieron en el rango de 10^7 a 10^9 m^3. Los estilos eruptivos correspondieron a fases hawaianas, estrombolianas y sub-plinianas, y la emisión de domos y flujos de lava. Se propone un modelo numérico acoplado de cámara magmática y ascenso de magma en un conducto para explicar los patrones eruptivos observados. El modelo de cámara magmática incluye la generación de sobrepresión debido a la inyección de nuevo magma o la exsolución de volátiles con el consiguiente crecimiento en el tiempo de burbujas. El ascenso de magma en el conducto se modeló como un flujo 1-D, con desgasificación asociada a la permeabilidad del magma. Para el caso de las erupciones de Chaitén y Cordón Caulle, la evolución de la tasa eruptiva se ajusta con un decaimiento exponencial simple, en que la transición explosiva-efusiva ocurre debido a una velocidad de ascenso de magma inferior a ~1 -10 cm/s. En el caso de las erupciones sub-plinianas del Calbuco, los 2 pulsos principales se pueden explicar debido una sobrepresión inicial debido a una intrusión magmática en la cámara, lo que generó la primera erupción. Este primer evento generó una descompresión súbita, gatillando un nuevo y paulatino incremento de la presión debido a la exsolución de volátiles, lo que culminó con la segunda erupción, 5,5 horas después del término de la primera. El modelo sugiere que la ausencia de una fase efusiva se debería principalmente a la menor compresibilidad y, paradójicamente, menor viscosidad del magma comparada con las erupciones anteriores. Las erupciones en los volcanes Llaima y Villarrica se explican por la interacción de reservorios profundos (> 15 km) y someros (< 5 km), que generarían patrones cíclicos de actividad hawaiana y estromboliana debido a la baja viscosidad de los magmas involucrados. Este trabajo resalta la necesidad de contar con modelos conceptuales y cuantitativos de mecanismos eruptivos para poder interpretar de mejor manera los patrones iniciales de una erupción y realizar una evaluación de peligros más certera. Proyecto FONDAP 15090013

VOLC-6: Observaciones, monitoreo y dinámica de la actividad volcánic

Analysis of the deformation of Villarrica volcano using GPS and analytical models

Gaspar Cid Contreras[1], **José Luis Palma**[1], Loreto Maria Córdoba[2].
(1) Departamento de Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias Químicas, Universidad de Concepción, Concepción, Chile
(2) OVDAS- SERNAGEOMIN, Chile

Recent progress in geodetic techniques have improved data availability for volcanic deformation analysis. These data, used in conjunction with analytical models, allow estimation of possible magmatic sources and their main parameters on active volcanoes. In this study, Villarrica Volcano flank displacements and its potential origins are investigated, using analytical techniques and geodetic tools, emphasizing on the post – eruptive period related to the eruption occurred on March 3, 2015. For this purpose, a descriptive analysis of geodetic displacements is carried out, resulting on a temporal segmentation of the data. Forward and inverse analytical models are also applied for the post – eruptive period and a magmatic source is proposed as solution.

The most likely source of deformation consists of a dike (prolate spheroid sensu stricto) of 5 km radius, 5 km deep, 8 km to the SE of the crater and oriented N60°W/26°SW. This dike would represent a magmatic conduit with an estimated volume increase of 5.85 x 10^6 m^3 between April and May of 2015. A forward model is applied from this solution to obtain surface-displacement field maps. Previous studies based on seismic data exhibit a partial coincidence between the volcano inner structure, volcano – tectonic (VT) earthquake locations and the dike proposed as a solution in this study. From the magmatic conduit geometry and flank displacements observed between 2012 and 2015, a structural/tectonic control of the deformation is inferred. These structures could correspond to the Liquiñe – Ofqui Fault Zone (LOFZ) and Mocha – Villarrica Fault Zone (MVFZ). With the proposed background, we suggest an arrangement of geodetic stations that would allow a more accurate observation of the flank deformation at Villarrica Volcano caused by a similar source.

VOLC-6: Observaciones, monitoreo y dinámica de la actividad volcánic

Análisis morfométrico del cráter activo del Complejo Volcánico Nevados de Chillán (CVNCh): Integración de técnicas de observación geológica, fotogrametría y sensores remotos

María Angélica Contreras[1], Gabriela Pedreros[1], Loreto Córdova[1], Paula Gárate[2], Paula Olea[2], Silvia Arce[2], Yves Moussallam[3], Talfan Barnie[3].
(1) Red Nacional de Vigilancia Volcánica, Observatorio Volcanológico de los Andes del Sur (OVDAS), Sernageomin, Temuco, Chile
(2) Geomática, Sernageomin, Santiago, Chile
(3) Institute of Research for Development IRD, Francia

La morfología de un edificio volcánico se encuentra en constante cambio a diversas escalas temporales. En particular el cráter Nicanor, centro de emisión actual del CVNCh, constituye un paradigma de intensa evolución morfológica de un sistema volcánico activo, que ha podido registrarse detalladamente desde 2015. En este trabajo, se caracterizan y cuantifican las variaciones observadas utilizando los productos del monitoreo volcánico realizado por OVDAS y recursos remotos. Finalmente, la reología del domo es constreñida a partir de la caracterización morfométrica. El Cráter Nicanor comienza a formarse en enero de 2016 en una zona constituida por 3 cráteres alineados con rumbo NW: volcán Nuevo, cráter Chudcún y volcán Arrau. La sostenida explosividad ha modificado considerablemente su área superficial, así como también la de los cráteres adyacentes. Un análisis 2D permite estimar una tasa de erosiva promedio de 14,8 a 15,7 m^2/día para el área superficial del cráter Nicanor. Por su parte, análisis preliminares de los volcanes Nuevo y Arrau, muestran una tasa de erosión de 0,1 y 3,7 m^2/día respectivamente. Concordante con las observaciones de sobrevuelos, se identifica un frente de avance erosivo de mayor energía hacia el SW. En diciembre de 2017, un domo de lava comenzó su emplazamiento al interior del cráter, proceso aún en curso. El magma extruye desde una fisura de rumbo NW *("crease structure")* cuyas dimensiones también han variado en el transcurso de la erupción. Desde entonces, se han observado fisuras secundarias y *ridges* compresionales. El domo presenta una tasa de crecimiento relativamente contante de 0,008 a 0,01 m^3/s, baja en comparación a otros casos reportados. Su volumen a la fecha es 155061 m^3, posee un eje mayor de 104 m, menor de 84 m y un radio promedio de 48,2 m. Si bien, es levemente elíptico, un análisis temporal a través de imágenes satelitales permite concluir que el domo ha crecido de manera simétrica en todas sus direcciones, conservando valores de compacidad promedio de 1,06. Parámetros reológicos han sido estimados en función de la caracterización morfométrica del domo. Resultados preliminares, muestran valores de *yield strength* de $2{,}6*10^6$ Pa y $5{,}6*10^5$ Pa usando el modelo de Blake (1980) y Wilson and Head (2003), respectivamente. Con este último, además se estimó una viscosidad de $3{,}7*10^{10}$ Pa*s y una tasa eruptiva de 0,03 m^3/s, esta última concordante con los obtenidos durante el monitoreo de la erupción.

VOLC-6: Observaciones, monitoreo y dinámica de la actividad volcánic

El rol de la porosidad y conectividad del magma en las erupciones explosivas silícicas. Aplicación en riolita Las Nieblas, Complejo Volcánico Laguna del Maule

Marcelo Cortés[1,2], Angelo Castruccio[1,2], Á lvaro Amigo[3,2], Claudio Contreras[4].
(1) Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago , Chile
(2) Centro de Excelencia en Geotermia de Los Andes (CEGA)
(3) Red Nacional de Vigilancia Volcánica, SERNAGEOMIN
(4) Department of Earth Sciences, University of Bristol, Bristol, UK

El Complejo Volcánico Laguna del Maule (CVLdM, 36°S) ubicado en la Zona Volcánica Sur de Los Andes de Chile y Argentina, presenta ~30 km^3 de depósitos silícicos (piroclastos y lavas de composición riodacítica a riolítica) emitidos de más de 50 eventos durante la etapa postglacial (16 ka hasta el presente). Desde 2007 ha atraído la atención de científicos debido a un alzamiento cortical de >20 cm/año, lo que podría estar indicando el comienzo de un nuevo ciclo eruptivo. Es por esto que el estudio de la dinámica y transiciones eruptivas en este complejo son relevantes para comprender y mitigar los efectos de una posible erupción futura en este complejo. La porosidad y conectividad son parámetros que están estrechamente relacionados cuando se analizan burbujas, puntualmente durante el ascenso magmático. En esta investigación se analiza la dependencia entre estos indicadores y su influencia en transiciones eruptivas silícicas. Se estudió la unidad Las Nieblas, ubicada al SW del CVLdM, la que corresponde a la erupción más joven (~1.8 ka) del complejo. Esta erupción sufrió un cambio de estilo eruptivo marcado por una fase inicial explosiva, con generación de corrientes de densidad piroclásticas (con un volumen estimado inferior a 0,1 km^3) y depósitos de caída, y una segunda fase efusiva con el emplazamiento de un couleé con 2 lóbulos de 5 km de extensión y ~1 km^3 en volumen. Se realizaron estimaciones de porosidad, conectividad y análisis de texturas de burbujas sobre las pómez del PDC, mediante el uso de un picnómetro de He e imágenes SEM. Resultados preliminares indican porosidades de 0.20-0.74 y conectividades de 48-94%. La conectividad es constantemente alta (~80%) pero disminuye con altas porosidades. Los rangos de densidad de las pómez son amplios (0.63-1.91 g/cm^3) pero la mayoría de las pómez (~50%) tienen bajas densidades (≤0.8 g/cm^3). Debido a que las burbujas dentro de los PDC son generalmente alargadas y muestran formas complejas, se sugiere que el colapso de las burbujas durante el ascenso explosivo del magma produjo la disminución de la conectividad de los poros y la desgasificación parcial de las pómez. Utilizando un modelo de conducto 1-D de ascenso de magma con desgasificación a través de magma permeable, se sugiere que la desgasificación puede ser una característica preliminar de la transición del estilo explosivo al estilo efusivo. Proyecto FONDAP 15090013.

VOLC-6: Observaciones, monitoreo y dinámica de la actividad volcánic

A physicochemical model for the effusive phase of the 2011-2012 Cordon Caulle rhyolitic eruption constrained with InSAR and TanDEM-X data: forecasting magma properties and eruption evolution

Francisco Delgado[1], Julia Kubanek[2], Kyle Anderson[3], Paul Lundgren[4], Matthew Pritchard[1].
(1) Earth and Atmospheric Sciences, Cornell University, Ithaca, NY, United States
(2) Earth and Planetary Sciences, McGill University, Montreal, Quebec, Canada
(3) Volcano Science Center, United States Geological Survey, Menlo Park, CA, United States
(4) Earth Surface And Interior, Jet Propulsion Laboratory, Pasadena, CA, United States

The 9 month long 2011-2012 eruption of Cordon Caulle (Southern Andes, Chile) is the best instrumentally observed rhyolitic eruption to date and the first time that the effusion of a rhyolitic flow has been observed in detail. We use a unique data set of InSAR deformation and radar amplitude data from the ENVISAT, TerraSAR-X and RADARSAT-2 missions and TanDEM-X DEMs to track both the co-eruptive subsidence and the lava flow extrusion during the eruption effusive stage. InSAR recorded ~2.7 m of deflation throughout the eruption, which can be modeled by a finite element finite sized spheroid at a depth of ~5 km with a pressure drop of ~20 MPa and elongated in the NW-SE direction of the local graben structure. The large dimensions of this source imply a hydraulically connected plumbing system spanning from the neighboring Cordillera Nevada caldera in the NW to Puyehue volcano in the SE and active throughout the eruption. The spheroid source depth and centroid changed < 1 km in October-December 2012, in accord with an increase in the time averaged lava discharge rate and the quasi-harmonic tremor, associated with a renewed pulse of lava extrusion. TanDEM-X DEMs and radar amplitude images record the extrusion of the rhyolitic lava with a thickness up to ~150 m and more than ~250 m of uplift from the intrusion of a shallow laccolith around the eruptive vent, with a combined total volume of ~1.2 km3 DRE. The shallow laccolith was emplaced during the first month of the eruption. Both the reservoir pressure drop and the extruded volume time series follow quasi-exponential trends typically observed in effusive eruptions. The eruption data can be modeled by a simulation that couples the reservoir pressure drop, time and pressure dependent variations in the magma properties inside of the reservoir with conduit flow. This model predicts the extruded volume and the pressure drop time series, the eruption end after 8.5 months and a magma compressibility of ~1*10-10 Pa-1. Further, the model predicts that the reservoir dissolved H_2O at the onset of lava effusion is 1.1-2.7 wt. % with no exsolved CO_2 and H_2O in the reservoir throughout the eruption. This is in accord with a magma that was partially degassed after the sub Plinian explosive phase and the almost gas free rhyolitic lava flow. These remaining volatiles might have been responsible for magma fragmentation, consistent with the hybrid explosive and effusive style observed during the waning of the eruption.

VOLC-6: Observaciones, monitoreo y dinámica de la actividad volcánic

Terremoto y reactivaciones volcánicas: Caso de Illapel, Septiembre 16 de 2015 MW:8,4 y su influencia en el control estructural del arco volcánico

Cristian Farias[2], **Daniel Basualto**[1,3,4].
(1) Departamento de Geología y Obras Civiles, Facultad de Ingeniería, Universidad Católica de Temuco, Temuco, Chile
(2) Ciencias Físicas y Matemáticas, Facultad de Ingeniería, Universidad Católica de Temuco, Temuco, Chile
(3) Observatorio Volcanológico de los Ande del Sur OVDAS, Servicio Nacioanl de Geología y Minería, Temuco, Chile
(4) Programa de Doctorado en Ciencias Geológicas, Ciencias Químicas, Universidad de Concepción, Concepción, Chile

El arco volcánico chileno posee un extenso registro de interacción entre grandes terremotos de subducción y reactivaciones volcánicas. El ejemplo más citado es la erupción del volcán Cordón Caulle después del terremoto de Valdivia 1960 Mw:9,5. Algunos trabajos han abordado este tema desde la estadística o desarrollando modelos corticales en 3D que sugieren una interacción entre estos dos fenómenos, sin embargo aún hay dudas de cómo se induce el fenómeno. Desde 2008, el monitoreo continuo de los volcanes activos de Chile ha generado información necesaria para abordar estos temas en detalle. De todo el arco volcánico monitoreado, solo el Nevados de Chillan (NdV), Copahue (COP) y Villarrica (VIL) tuvieron un cambio significativo después del terremoto. Los cambios más relevantes fueron abruptos incrementos de sismicidad (COP, VIL), aumentos de *RSAM* (*Real-time Seismic Amp.*) y *DR* (*Reduce Displ.*) asociados con tremor (COP/VIL), aumento de SO_2 (COP), desplazamientos en GPS (VIL), y cambios de frecuencias sísmicas (NdC/COP). El análisis desarrollado por OVDAS durante la última década ha permitido definir niveles base para la actividad volcánica. Bajo este criterio, fue posible establecer que estos tres estratovolcanes, cuyas composiciones geoquímicas son diferentes entre sí, compartían una característica en común al momento de generarse el terremoto, ya que habían registrado un cambio en su actividad base semanas/meses antes del evento sísmico. Si consideramos que los volcanes reactivados se localizan fuera de la zona de ruptura, se podría descartar el estrés estático como posible *triggering*, no así la influencia que puede ejercer el estrés dinámico. De esta forma, se realizó un estudio de propagación de ondas numéricas, cuyos resultados sugieren que la geometría del sistema de fallas que controla cada sistema volcánico podría modular las ondas de cuerpo generadas por el terremoto. Nuestras simulaciones muestran que las tres respuestas se pueden explicar por medio de la transferencia dinámica de esfuerzos. Para el caso de VIL y NdC, la zona más afectada fue el reservorio, mientras que en COP fue la falla NS, registrando un enjambre sísmico semanas posteriores. Nuestros resultados muestran que el desencadenamiento de erupciones después de terremotos serán más propensas en casos donde el volcán se encuentran por sobre su nivel base de actividad (*unrest*) y la orientación de las fallas que controlan el volcanismo favorezcan la transferencia de esfuerzos dinámicos.

VOLC-6: Observaciones, monitoreo y dinámica de la actividad volcánic

Complejo Volcánico Nevados de Chillán: Ciclo eruptivo 2016 – 2018: Procesos geológicos y evaluación de peligros

Felipe Flores[1], Gabriela Jara[1], Nicolas Luengo[2], Virginia Toloza[1], Rodrigo Calderon[1], Ã lvaro Amigo[1].
(1) Red Nacional de Vigilancia Volcánica, Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago, Chile
(2) Ciencias de la Tierra, Universidad de Concepción, Concepción, Chile

Introducción

Durante Noviembre del año 2015, el Complejo Volcánico Nevados de Chillán (CVNCh) comienza a mostrar señales de inestabilidad sísmica, destacándose un aumento sostenido en el número de eventos tipo LP, asociados a movimientos de fluidos, lo que motivó a elevar su alerta técnica a nivel amarillo el día 31 de diciembre del año 2015. Nueve días después, se registra la primera actividad volcánica superficial en el flanco NE del Subcomplejo Las Termas, con una explosión de características freáticas. Esta actividad se mantuvo sin mostrar variaciones significativas por prácticamente 2 años, generándose a diciembre del 2017 un cráter asimétrico de diámetro variable entre 145 y 220 m, bautizado informalmente como cráter Nicanor. En ese momento comienza la extrusión de un domo de lava, el cual, hasta junio del 2018 se ha mantenido en crecimiento (Figura 1).

Marco geológico y registro eruptivo reciente

El CVNCh se encuentra ubicado en la zona volcánica sur y corresponde a un centro eruptivo compuesto por dos subcomplejos, Cerro Blanco (NW) y Las Termas (SE), dos centros eruptivos parásitos, Parador y Lagunillas, y otros cráteres y centros de emisión menores, sumando un total de casi una veintena de centros eruptivos reconocibles. El Subcomplejo Las Termas, el cual ha concentrado principalmente la actividad histórica de este centro, ha emitido productos principalmente de composición dacítica y tiene una notoria interacción con el sistema hidrotermal del volcán. En contraparte, el Subcomplejo Cerro Blanco posee productos de composición principalmente andesitico basálticos y menor actividad hidrotermal. Durante los últimos siglos de actividad, el complejo volcánico se ha manifestado principalmente en el sector del Subcomplejo Las Termas donde está actualmente activo: Volcán Nuevo (1906-1948), Volcán Arrau (1973-1987), Cráter Chudcún (2003), Lava Sebastián (2008) y Cráter Nicanor (2016-). Adicionalmente durante los años 1861-1864 el complejo entró en actividad en el extremo norte, en el Subcomplejo Cerro Blanco, con la formación del cono Santa Gertrudis, el cual generó un volumétrico lahar canalizado por el río Ñuble. Esta es considerada la actividad más importante, en tiempos históricos, de este complejo volcánico.

Análisis de las cenizas

Desde las primeras explosiones de este ciclo eruptivo, se han recogido y analizado muestras de ceniza correspondiente a explosiones del cráter activo. Durante los primeros dos años, los ejemplares no presentan variaciones considerables en la proporción de componentes, texturas, granulometría y composición química del vidrio (Luengo et al. 2018; Pedreros et al. 2018). En general, macroscópicamente, se observa un amplio predominio de fragmentos densos, con ausencia de vesículas, fracturamiento anguloso y planar. En algunos de éstos se reconocen textura porfídica lo que sugiere que se trataría de fragmentos líticos de lavas fracturadas por procesos hidráulicos, probablemente atribuibles a los ciclos eruptivos Nuevo y Arrau. De manera subordinada se distinguen otros líticos con una importante alteración hidrotermal, fragmentos cristalinos de plagioclasas y piroxenos con aspecto astillado y evidente fracturamiento, y finalmente, partículas vítreas angulares a sub-angulares con moderada vesicularidad. Análisis al microscopio electrónico (SEM), muestra el mismo patrón composicional y textural, la fracción mineral ha sido analizada químicamente mediante EDS, con lo cual se ha logrado identificar que en su mayoría corresponden a cristales de plagioclasas y piroxenos (Luengo et al. 2017). En algunos ejemplares se reconocen minerales ferromagnesianos como titanomagnetita, ilmenita, etc., y en algunos casos minerales sulfuros como pirita o calcopirita. Finalmente, en algunas muestras, es posible observar una cobertura de "polvo" cubriendo a los fragmentos ("mud cottage"), que probablemente correspondan a un agregado de arcillas producto de la alteración hidrotermal del sector en el que ocurren las explosiones, adheridas de manera electrostática a la superficie de los fragmentos. Ninguna de las muestras agrupadas en la descripción anterior presentaba material juvenil o vítreo atribuible a un magma en ascenso. Al cabo de dos años de actividad freática, en una muestra recolectada el 23 de enero de 2018 a un costado de la estación de monitoreo Portezuelo, asignada a una explosión ocurrida el 15 de diciembre de 2017, se reconoce una fracción de un 15-20% de material juvenil fresco, con texturas de tipo fluidales y abundante vesículas, primeros indicios de fragmentación magmática, lo que probablemente marca una etapa freatomagmática intermedia entre la etapa freática y la efusiva, con un magma próximo a la superficie pero aun no extruido, el que basado en el seguimiento diario de imágenes satelitales habría comenzado su emplazamiento el día 20 de diciembre del 2017, a través de una fisura alimentadora de orientación NW-SE. La química puntual del vidrio atribuible al domo, señalan porcentajes de sílice entre un 74.7 y 75.5 % (Luengo et al., 2018), lo que al comparar con composición puntual y de roca total de los productos emitidos recientemente en el mismo



VOLC-6: Observaciones, monitoreo y dinámica de la actividad volcánic

centro eruptivo, sugieren preliminarmente una composición dacítica para el domo de lava. **Morfología del cráter y Emplazamiento del domo** La morfología y el crecimiento del domo de lava, ha sido continuamente monitoreado mediante observación directa durante sobrevuelos e imágenes satelitales. La adquisición de fotografías georreferenciadas en los sobrevuelos ha permitido la elaboración, de modelos de elevación digital del cráter activo del CVNCh y el domo emplazado en su interior. La técnica empleada corresponde a fotogrametría digital o "structure from motion (SfM)". Consiste en la superposición de imágenes verticales o subverticales que se traslapen en un sector, consiguiendo una imagen estereoscópica (3D) del lugar. Adicionalmente, estos modelos de elevación se han alineado con tres puntos de control en tierra con coordenada conocida. Los análisis de los modelos mediante herramientas SIG, han permitido cuantificar la morfología del cráter, estimar el volumen del domo y su tasa de crecimiento. El cráter exhibe una geometría circular, ligeramente elongada en la dirección NW-SE. En este rumbo posee un eje mayor de 220 m y en la orientación perpendicular un eje menor de 145m. El borde del cráter muestra variaciones importantes en su elevación, su cota más alta alcanza un valor de 3194 m s.n.m. en el sector SE del anillo del cráter, en la intersección con el cráter Nuevo; mientras que su cota mínima se ubica en su extremo norte y alcanza una elevación de 3118 m s.n.m. Este punto marca una notable depresión topográfica por la cual se espera que se originen ciertos procesos volcánicos como flujos de lava tipo coulée o corrientes de densidad piroclástica tipo block and ash flow. los cuales descenderían por la ladera N-NE del cráter. Adicionalmente, a partir de los modelos de elevación digital obtenidos mediante SfM, ha sido posible estimar los volúmenes del domo para distintas fechas, lo que ha permitido obtener valores para la tasa eruptiva. Esta se ha mantenido en valores cuasi estables en un rango de 0.01 a 0.02 m^3/s, para el periodo comprendido entre fines de diciembre de 2017 y fines de mayo de 2018.

Evaluación de peligros a corto plazo

Actualmente, el complejo volcánico Nevados de Chillán, cuenta con un mapa de peligro volcánico a escala 1:75.000 publicado por SERNAGEOMIN, el que considera una evaluación de peligros a largo plazo, en una ventana de observación de la actividad volcánica de los últimos 40 ka. Si bien este mapa es útil para aplicar estrategias de reducción del riesgo apropiadas para la escala temporal y espacial de evaluación, este insumo no resulta útil para la gestión de la emergencia pues considera la actividad de todos los centros eruptivos, lo que se refleja en que su área de muy alto peligro sea de 115 km^2, sobrestimando el alcance real que puede tener una erupción determinada, pues es muy poco probable que todos los centros se activen simultáneamente. Desde la declaración de alerta técnica amarilla, la cual implica una revisión detallada cada 15 días de la actividad volcánica, se ha realizado la evaluación de peligros a corto plazo para el ciclo eruptivo actual. Bajo esta condición, y de acuerdo a las características que presentó esta erupción en el periodo de los dos primeros años (Enero 2016-Diciembre 2017), se consideraron principalmente radios de peligro debido a proyecciones balísticas producto de actividad freática o vulcaniana. Con el escalamiento de la actividad volcánica, los radios fueron aumentando su extensión, y tras la extrusión del domo entre el 15 y 20 de diciembre del 2017, se empiezan a considerar procesos como flujos piroclásticos de bloques y cenizas y lahares. Esta nueva condición, modifica el escenario de peligro, por lo que las áreas bajo amenaza pasan a ser polígonos que representan todos los procesos mencionados y no solo radios alrededor del cráter activo. Considerando todos los antecedentes eruptivos presentados previamente y a partir de una base de datos mundial de episodios de crecimiento de domo de Ogburn et al. (2015), ha sido posible establecer un árbol de eventos para el actual ciclo eruptivo del CVNCh. Adicionalmente, el estudio acabado de las erupciones históricas similares a la actual (Jara et al. 2018), ha permitido proyectar y evaluar los escenarios de peligros a corto plazo, los que para las condiciones a Junio del 2018, indican que los procesos más probables serían la generación esporádica de pulsos eruptivos menores (columnas que no superen los 5 km de altura) asociados a explosiones de gases, partículas piroclásticas y proyecciones balísticas cuyo alcance fluctúa en torno a los 2-3 km del cráter activo. Asimismo, el domo de lava próximo a rebasar el cráter, podría formar un flujo de lava tipo Coulee por el flanco NE, el que eventualmente sería susceptibles de colapsos gravitacionales hacia el mismo sector del edificio volcánico, con el potencial de generar flujos calientes y de alta velocidad conocidos como flujos piroclásticos de bloques y cenizas, similares a los ocurridos en el colapso del domo del volcán Colima el año 2015 (Reyes-Dávila et al., 2016). Estos, podrían afectar los ríos Gato y Las Minas y tener lahares asociados. El alcance de estos procesos se ha estimado mediante la modelación numérica con el método de los Conos de Energía (Malin y Sheridan, 1982) para los flujos piroclásticos y LaharZ (Schilling, 2014) para lahares. Estos resultados junto a criterios geomorfológicos y de campo, han permitido establecer una microzonificación de peligros en las comunidades en torno al cráter en actividad.

VOLC-6: Observaciones, monitoreo y dinámica de la actividad volcánic

Discusiones

A partir del análisis multiparamétrico efectuado, es posible distinguir cuatro etapas dentro de este ciclo eruptivo (Figura 1).

- Etapa I: Noviembre 2015 – Diciembre 2015. UNREST sísmico
- Etapa II. Enero 2016 –Noviembre 2017 Erupciones freáticas, pulsos con episodios de ceniza que llegan incluso a sectores de Las Trancas
- Etapa III. Diciembre 2017: Etapa freatomagmática.
- Etapa IV: Diciembre 2017 a la fecha: Emplazamiento del domo

El desarrollo de esta etapas notablemente distintas muestra la dinámica que pueden tener las erupciones en el Nevados de Chillan. En términos globales, los episodios de crecimiento de domo pueden prolongarse durante meses o incluso años (Wolpert et al., 2016), pudiendo intercalarse durante el proceso etapas de crecimiento, destrucción y actividad freática o vulcaniana asociada. En este sentido, es incierta la duración que pudiera tener este ciclo eruptivo, sin embargo, dado el conocimiento que se tiene de las erupciones históricas, es probable que éste se prolongue por algunos años. La correcta diferenciación de las etapas de este ciclo eruptivo, se ha ligado permanentemente a una evaluación de peligro, lo que le da un valor agregado al conocimiento geológico de los procesos eruptivos, al contribuir de forma concreta a la proyección de los escenarios posible. Esta información es lo que finalmente se utiliza para el diseño e implementación de los planes de emergencia, por lo que debe ser correctamente transmitida a las comunidades, autoridades y agentes de emergencia.

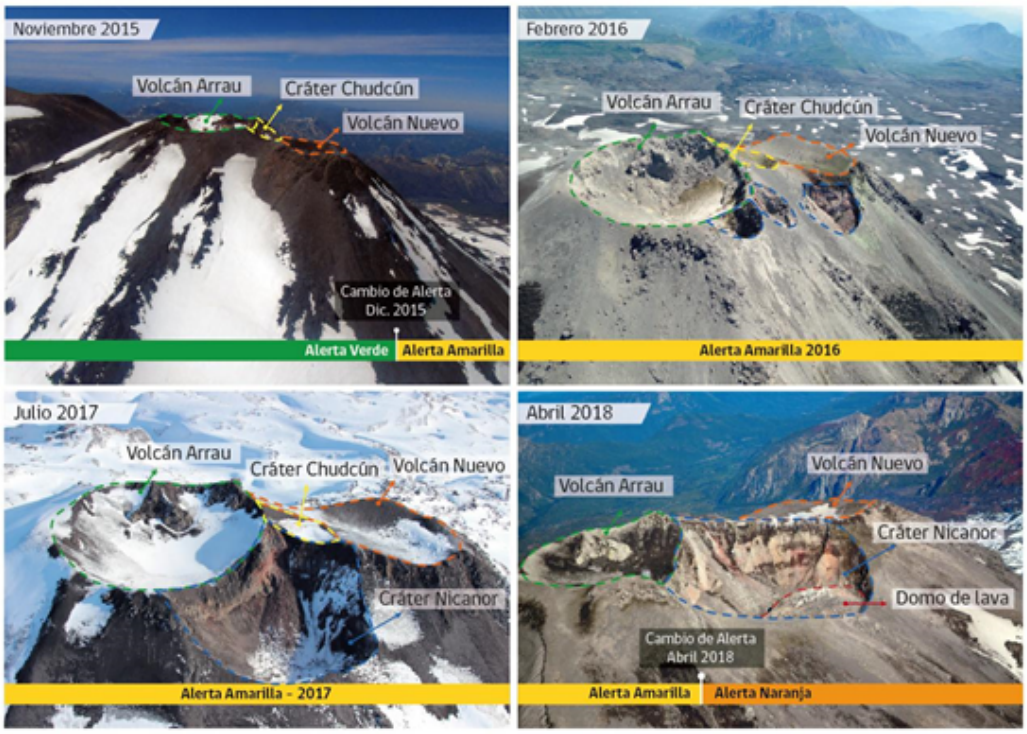


Figura 1. Secuencia de formación del cráter Nicanor y el domo de lava en su interior. Noviembre 2015: actividad sísmica anómala, previo al inicio de explosiones. El cráter del volcán Arrau presenta un glaciar en su interior, el cual desaparece posterior al inicio de las explosiones. Febrero 2016: Dos meses luego del comienzo de las manifestaciones externas, se observan varios cráteres nuevos (azul) de menor tamaño en el flanco NE de los Volcanes Nuevo y Arrau. Julio 2017: los nuevos cráteres de menores su fusionan en un único cráter de mayor tamaño (Cráter Nicanor), aumentando a medida que se generan más explosiones. Los cráteres formados durante el año 2003 (Chudcún) son incorporados paulatinamente al cráter Nicanor. Abril 2018: El cráter Nicanor, supera en dimensiones a los cráteres de los volcanes Nuevo y Arrau, y el cráter Chudcún es completamente incorporado a éste. En el interior del cráter comienza a emplazarse un domo de lava a partir de diciembre 2017 (Rojo).

VOLC-6: Observaciones, monitoreo y dinámica de la actividad volcánic

Time-lapse monitoring of the unrest period of the Villarrica (or Ruka-Pillañ) volcano, Chile, occurred in 2015 from Coda-wave interferometry

Diego González-Vidal[1], Dietrich Lange[2], Gerd Sielfeld[3], José Cembrano[3].
(1) Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Concepción, Concepción, Chile
(2) Helmholtz Centre for Ocean Research, Germany
(3) Department of Structural and Geotectonic Engineering, Pontifical Catholic University, Santiago, Chile

Coda-wave interferometry is an innovative monitoring tool to determine apparent velocity variations in (near) real-time using continuous seismic data recorded by a network of seismic stations. As the scattered seismic waves are more sensitive to small changes occurring in the medium (*Aki and Chouet, 1975; Weaver et al., 2011; Ermert et al., 2017*), Coda-wave interferometry has been widely applyed to monitor volcanic eruptions (*Brenguier et al., 2008; Duputel et al., 2009; Mordret et al., 2010; Obermann et al., 2013; Sens-Schonfelder et al., 2014; De Plaen et al., 2016*) and large magnitude earthquakes (*Roux, 2009; Obermann et al., 2014*), that may induce structural changes below the surface. Here, we analyse 14 months of seismic data (from April 2014 to June 2015) recorded by 10 broad-band seismometers deployed around the Villarrica volcano (i.e. < 40 km). By cross-correlating the vertical component of daily seismic waveforms, we extract and stretch coherent Coda-waves for each station pair. Using the closest stations to the Villarrica volcano, we found consistent velocity variations (-2% < dv/v < 2%) that might be related with the period of unrest between February and April in 2015. During this period of time, degassing processes and strombolian eruptions were observed at the volcano edifice (*Aiuppa et al., 2017; Delgado et al., 2017*). The main goal of this work is demotrate the potential of Coda-wave interferometry as a useful tool to monitor and understand the dynamic of the activity observed at the Villarrica volcano.

VOLC-6: Observaciones, monitoreo y dinámica de la actividad volcánic

Integrating passive seismicity with Web-Based GIS for a new perspective on volcano imaging and monitoring: the case study of Mt. Etna

Roberto Guardo[1], Luca De Siena[2].
(1) Instituto de Investigación en Paleobiología y Geología (CONICET-UNRN), Argentina
(2) University of Aberdeen, Scotland, UK

The timely estimation of short- and long-term volcanic hazard relies on the availability of detailed 3D geophysical images of volcanic structures. High-resolution seismic models of the absorbing uppermost conduit systems and highly-heterogeneous shallowest volcanic layers, while particularly challenging to obtain, provide important data to locate feasible eruptive centres and forecast flank collapses and lava ascending paths. Here, we model the volcanic structures of Mt. Etna (Sicily, Italy) and its outskirts using the Horizontal to Vertical Spectral Ratio method, generally applied to industrial and engineering settings. The integration of this technique with Web-based Geographic Information System improves precision during the acquisition phase. It also integrates geological and geophysical visualization of 3D surface and subsurface structures in a queryable environment representing their exact three-dimensional geographic position, enhancing interpretation. The results show high-resolution 3D images of the shallowest volcanic and feeding systems, which complement (1) deeper seismic tomography imaging and (2) the results of recent remote sensing imaging. The study recovers a vertical structure that divides the preexisting volcanic complexes of Ellittico and Cuvigghiuni. This could be interpreted as a transitional phase between the two systems. A comparison with recent remote sensing and geological results, however, shows that anomalies are generally related to volcano-tectonic structures active during the last 17 years. We infer that seismic noise measurements from miniaturized instruments, when combined with remote sensing techniques, represent an important resource to monitor volcanoes in unrest, reducing the risk of loss of human lives and instrumentation.

VOLC-6: Observaciones, monitoreo y dinámica de la actividad volcánic

Mt. Etna feeding system: a new 3D image constrained by earthquakes distribution and 3D modelling analysis in a customizable GIS

Roberto Guardo[1], Luca De Siena[2], Colubri Andres[3], Carola Dreidemie[4].
(1) Instituto de Investigación en Paleobiología y Geología (CONICET-UNRN), Argentina
(2) University of Aberdeen
(3) Broad Institute of Harvard and MIT
(4) Laboratorio de Visualización Gráfica y Código Creativo - UNRN, Argentina

Imaging the interior of a volcano is crucial step to model its dynamics and develop an efficient eruption forecasting strategy. High-resolution seismic image models of the interior of the volcanoes, usually based on tomographic methods, make possible to image the shape and locate possible lava ascending paths, shallow magma chambers and areas of flank collapse. Here, we model the lava ascending path and feeding systems of Mt. Etna (Sicily, Italy) using the Marching Cubes algorithm (MC), usually applied to medical visualization and 3D modelling, combined with 16 years of earthquake localization data. The analysis in the framework of a novel volcano-oriented GIS environment (VolGIS) offers the possibility to develop numerical tridimensional model improving the interpretation thanks to both the high visualization resolution and the known exact geolocalization. The results show a high-resolution 3D model of the feeding system of Mt. Etna, interpreted as a ductile realm surrounded by a fragile one. In particular, the model: (1) highlights the plumbing system in a depth span between 1 km and 6 km b.s.l., increasing the detail of structures previous imaged by deep seismic tomography; (2) suggest new evidence behind the eastern flank instability; and (3) it is compatible with published models of the conduit structure. We infer that the Marching Cubes algorithm, applied to those volcanoes with high seismicity, may improve considerably the ability of the user to obtain a preliminary imaging of the main feeding system reducing time cost and helping interpretation on common seismic tomography.

VOLC-6: Observaciones, monitoreo y dinámica de la actividad volcánic

Joining kernel-dependent seismic coda-attenuation imaging with geology and geomorphology of Deception Island, Antarctica: a unique interpretational framework using GIS

Roberto Guardo[1], Guido Ventura[2], Alberto Caselli[3,1], Janire Prudencio[4], Luca De Siena[5].
(1) Instituto de Investigación en Paleobiología y Geología (CONICET-UNRN), Argentina
(2) Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV), Italia
(3) Laboratorio de Estudio y Seguimiento de Volcanes Activos (LESVA) , Argentina
(4) University of Berkeley
(5) University of Aberdeen

Deception Island is the most active and documented volcano in the Bransfield Strait (Antarctica). It is located between the Antarctic Peninsula and the South Shetland Islands, in a region that span from -62.889 to -63.025 degree latitude South and from -60.754 to -60.490 degree longitude West, in an area of about 202 km^2. The subareal portion of the volcano, shaped like a small horseshoe, surround an inner bay (Port Foster) with a diameter of about 15 km. Since its last eruption (dated back 1970) several experiments, spanning from the geochemicals ones to the satellite analysis, have targeted an improved reconstruction of its magmatic systems. Among all these experiments, the geophysical imaging has provided new insight into Deception´s interior, particularly when using space-weighted seismic attenuation tomography for coda waves. In this study, we apply sensitivity kernels and a novel inversion strategy to obtain a frequency-dependent model of the magmatic systems at Deception Island. The application of this techinique, using active data (from the TOMODEC experiment conducted in 2005), where particular care has been put on data selection and model optimisation, in the framework of a Geographic Information System offer results that have been framed in the extensive knowledge of the geology and the geomorphology of the volcano. This inter- and multi-disciplinary analysis will become a tool to improve the interpretation of the dynamics of Deception Island and its related hazards.

VOLC-6: Observaciones, monitoreo y dinámica de la actividad volcánic

Distribución espacio-temporal de sismos volcano-tectónicos y su densidad sísmica para el Complejo Volcánico Nevados de Chillán

Víctor Henríquez[1], Cristian Farías[2], Luís Franco[3], Carlos Cardona[3].
(1) Departamento de Obras civiles y Geología, Facultad de Ingeniería, Universidad Católica de Temuco, Temuco, Chile
(2) Departamento de Matemáticas y Física, Facultad de Ingeniería, Universidad Católica de Temuco, Temuco, Chile
(3) Observatorio Volcanológico de los Andes del Sur, Servicio Nacional de Geología y Minería, Temuco, Chile

El aumento de la actividad del complejo volcánico Nevados de Chillán (CVNCh) inició en el segundo semestre de 2015 llevando hasta ahora dos años y medio de actividad sostenida, lo cual ha puesto en alerta al mundo social y científico debido al potencial impacto de una posible erupción mayor del volcán. En este trabajo se analiza la distribución espacial y la evolución temporal de la sismicidad volcano-tectónica (VT) del CVNCh entre el 1 de enero del 2016 hasta el 11 de noviembre del 2017, teniendo como objetivo obtener una primera descripción de las fuentes de la sismicidad relacionada con rupturas frágiles de la corteza (sismos volcano-tectónicos, Tipo VT). Encontramos que la sismicidad se concentra a lo largo del lineamiento Cortaderas y se distribuye en dos focos diferenciables entre sí. El primero tiene forma cilíndrica con mayor liberación de energía en los tramos medio y superior, localizado bajo el cráter actualmente activo, a profundidades entre 1 y 6 km. El segundo foco está concentrado en la zona sureste del CVNCh, debajo del campo hidrotermal que alimenta las aguas del Valle de Aguas Calientes, extendiéndose de manera horizontal a unos 3 a 4 km de profundidad, con mayor liberación de energía en la zona superior de la fuente. Los registros de sismos VT de la fuente bajo el cráter sugieren la existencia de un campo de fluidos pre-existente, probablemente hidrotermal, que fue abriendo camino para el ascenso del magma, proceso que se prolongó durante casi 2 años, sugiriendo un ascenso lento de este, posiblemente relacionado con presencia de tortuosidades en el medio. En el caso de la fuente de las termas, sugerimos que su origen podría estar relacionado con la dinámica de fluidos hidrotermales desestabilizados por el traspaso de energía de una fuente de calor profunda. El comportamiento temporal y evolución de la sismicidad sugieren un movimiento lento de los fluidos magmáticos bajo el CVNCh, posiblemente relacionado con la complejidad tectónica en el cual se encuentra emplazado el sistema magmático. Sugerimos que cambios de fase de fluidos hidrotermales pueden impulsar rupturas en la roca caja, generando nuevas fracturas, las cuales posteriormente podrían haber servido como camino de ascenso fluidos magmáticos hacia la superficie.

VOLC-6: Observaciones, monitoreo y dinámica de la actividad volcánic

Evaluación de las anomalías de temperatura y desgasificación difusa de CO2 en la cima del volcán Planchón – Peteroa

Maria Clara Lamberti[1,2], Victoria Nogues[1], Jazmin Yiries[1], Antonella Massenzio[3], Pablo Forino[1], Mariano Agusto[1,2].
(1) GESVA - Ciencias Geológicas, Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, Buenos Aires, Argentina
(2) GESVA , IDEAN, CONICET, Buenos Aires, Argentina
(3) Universidad Nacional de La Plata, Argentina

El Complejo Volcánico Planchón-Peteroa está ubicado en del sector Transicional de la Zona Volcánica Sur de la Cordillera de los Andes, en la frontera argentino-chilena. Durante las campañas realizadas entre 2017 y 2018, se llevó a cabo un trabajo de relevamiento del flujo difuso de dióxido de carbono (CO_2) en la cima del volcán y en las áreas termales aledañas sobre el flanco oriental (valle de Baños del Azufre y valle del Peñón). A partir de este trabajo se realizaron mapas de las estructuras de desgasificación difusa y estimaciones de la cantidad de CO_2 emitido a la atmósfera con simulaciones secuenciales gaussianas. Por otro lado, se estudió el origen del gas muestreado mediante el método gráfico estadístico. En la cima del volcán se realizaron 131 mediciones en el área entre cráteres, identificándose anomalías de temperaturas superficiales y del flujo de CO_2 difuso. Las temperaturas del suelo en la cima oscilan entre 12° y 85°C. Las anomalías de temperatura superficiales son cercanas a las registradas en las emisiones fumarólicas, en torno a los 90°C, y proporciones de CO_2 de 97% con valores de 5,6 en la relación H_2Ov/gas. La simulación secuencial gaussiana permitió estimar una emisión de 6,5 Tn/día de CO_2 liberada a través de la cima del volcán Planchón-Peteroa. Debido a la ausencia total de vegetación, las dos poblaciones de flujo difuso de CO_2 que constituyen la muestra se interpretan como desgasificación de CO_2 estrictamente endógena (volcánico-hidrotermal). En cuanto a las áreas termales aledañas, las emisiones difusas de CO_2 están relacionadas con las manifestaciones de aguas termales. Las temperaturas del suelo en el área del valle de Baños del Azufre oscilaban entre 11° y 36°C, mientras que en el valle del Peñón la temperatura se encontraba entre 5° y 28°C. Las temperaturas máximas de estas áreas son similares a las temperaturas de las manifestaciones (con valores de hasta 41° y 26°C, respectivamente), que presentan proporciones de CO_2 de hasta 99% con valores de 0,05 en la relación H_2Ov/gas. Los valles de Baños del Azufre y del Peñón emiten aproximadamente 3,7 y 4,7 Tn/día de CO_2, respectivamente. De acuerdo con el método gráfico estadístico, tres poblaciones de CO_2 constituyen la muestra total de los datos de las áreas termales. Dos de estas poblaciones se interpretaron como flujos de fondo, mientras que el tercero, con un mayor flujo medio de CO_2, se interpretó como desgasificación de tipo endógena.

VOLC-6: Observaciones, monitoreo y dinámica de la actividad volcánic

Origin and eruptive mechanisms of the 2016-2018 explosive-effusive cycle at Nevados de Chillán Volcanic Complex, Southern Andes, Chile

Nicolás Luengo[1], José Luis Palma[1], Laura Hernández[2], Luis E. Lara[3], Jorge Romero[4], Daniel Basualto[5], Felipe Flores[3], Álvaro Amigo[3].
(1) Ciencias de la tierra, Química, Universidad de Concepción, Concepción, Chile
(2) Instituto de Geología Económica Aplicada, Universidad de Concepción, Concepción, Chile
(3) Servicio Nacional de Geología y Minería, Chile
(4) Geología, Universidad de Atacama, Copiapó, Chile
(5) Geología y Obras Civiles, Ingeniería, Universidad Católica de Temuco, Temuco, Chile

The Nevados de Chillán Volcanic Complex (NCHVC; 70 km SE from Chillán city, Chile) is the 5thhighest-risk volcano in Chile according to SERNAGEOMIN (www.sernageomin.cl) due to its prominent historical activity, nearby tourist facilities and population. Most of the historical activity has been sourced at Las Termas subcomplex (LTs) and therefore, ongoing unrest episode (2016-2018) deserved special attention from volcanologists, national authorities and locals. Early unrest signals appeared by September 2015 with an increase of long-period (LP) events, and rapidly escalated in 8 January 2016 to pulsatory explosive activity sourced from a cluster of new vents roughly aligned NW-SE at LTs. These vents merged into a single ~210 m diameter crater (known as Nicanor) by mid 2017. Weak ash-laden plumes 3/s, developing successive gas jetting and weak Vulcanian activity. We systematically analyzed ash collected through a homemade ashmeter network between 2016 and early 2018 in order to determine the fragmentation mechanism, eruptive styles and to recognize potential juvenile tephra before the lava dome extrusion. Accessory rocks corresponding to lava fragments of recent eruptions at LTs were also analyzed. This study includes lithological and textural characterization of particles over time (under stereoscopic microscope, optical microscope and scanning electron microscope), laser diffraction, petrology and geochemistry (using electron microprobe) of selected grains, as well as geophysical measurements. We show a detailed description of the products of this activity and discuss the extent of the interaction of the magmatic intrusion with a shallow hydrothermal system able to drive phreatic and phreatomagmatic explosions. We also present a model that relates this new activity with recent eruptions at NCHVC.

VOLC-6: Observaciones, monitoreo y dinámica de la actividad volcánic

Extrusion rates and morphological features of Nevados de Chillán lava dome using unmanned aerial vehicles (UAVs) and satellite images

Nicolás Luengo[1], José Luis Palma[1].
(1) Ciencias de la tierra, Química, Universidad de Concepción, Concepción, Chile

Lava domes are formed by viscous magma erupting and pilling up above a volcanic vent. They can exhibit diverse morphologies, influenced mostly by the viscosity of the eruptive melt, the underlying topography and erosive processes, such as gravitational collapses and sudden explosive activity. Growth rates can vary considerably in time and the growth of lava domes may be reset by sudden disruption or collapses (with little or no warning), which in turn may generate pyroclastic density currents. For that reason, lava dome eruptions are among the most unpredictable and hazardous volcanic phenomena. By 20th December, after almost two years of explosive activity, effusive activity began with the extrusion of a lava dome inside of Nicanor's vent at Nevados de Chillán Volcanic Complex (NdCHVC). Here we present the morphometric results obtained by a digital elevation model and associated photomosaics, created from the mapping of the lava dome using a drone (Unmanned Aerial Vehicle). In addition, we quantify the spatial extension and growth using 3 m resolution satellite images by Planet. By assuming a proportionality between the area and the height of the dome, the volume and growth rates of the dome could be estimated. To date (May 2018) lava extrusion occurred at rates between 0.01-0.03 m^3/s. Actually, the emergence of drones or UAVs (Unmanned Aerial Vehicles) has led to the development of cost-effective data acquisition techniques and become more important each time for support volcano monitoring.

VOLC-6: Observaciones, monitoreo y dinámica de la actividad volcánic

Descripción acústica de las variaciones en la profundidad y magnitud de la explosividad en el cráter del volcán Villarrica días antes de la erupción del 3 de marzo de 2015

Edio Mardones[1], José Luis Palma[2].
(1) Programa de Doctorado en Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Químicas, Universidad de Concepción, Concepción, Chile
(2) Departamento de Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias Químicas, Universidad de Concepción, Concepción, Chile

El estudio y la investigación de la presión acústica emitida por volcanes con conducto abierto ha sido de gran utilidad para monitorear los niveles de actividad de forma remota. En este trabajo analizamos los datos infrasónicos obtenidos en periodos previos a la erupción del 3 de Marzo del 2015 en el volcán Villarrica en función de características físicas intrínsecas de la señal. El análisis espectral ha mostrado que las frecuencias del modo fundamental asociadas a los eventos explosivos aumentan sus niveles continuamente antes de llegar a la transición de fuente de lava y la posterior erupción. Para comprender el fenómeno que genera estas variaciones de frecuencias construimos una ecuación diferencial que relaciona las áreas transversales de la cavidad del conducto somero volcánico con la presión acústica emitida. La aproximación de la geometría de la cavidad fue obtenida mediante un ajuste a partir de datos ópticos considerando una simetría horizontal. Luego asumiendo ondas planas en su interior, la solución de la ecuación nos muestra que el número de onda *k* depende de la profundidad del lago de lava y de un parámetro presente en el ajuste del conducto. Nuestros resultados nos permiten identificar que el incremento de los valores de las frecuencias observadas en el registro acústico están relacionadas directamente con el aumento en los niveles del lago de lava. Por otro lado los eventos explosivos generan perturbaciones en el gas circundante, lo cual se traduce en el movimiento de las partículas. En la solución teórica derivamos éstas velocidades, las cuales muestran una tendencia global en aumento para el período estudiado. La importancia de este análisis permite estimar de forma remota cambios en la actividad del volcán Villarrica a través de la profundidad del lago de lava y de la magnitud de los eventos explosivos.

VOLC-6: Observaciones, monitoreo y dinámica de la actividad volcánic

Variabilidad espacio/temporal de gases traza de origen volcánico a mediana latitud observado a partir de sondeadores atmosféricos

Bastian Morales[1], Ivo Fustos[2].
(1) Departamento de Obras Civiles y Geología, Ingeniería , Universidad Católica de Temuco, Temuco , Chile
(2) Departamento de Obras Civiles, Facultad de Ingeniería y Ciencias , Universidad de La Frontera, Temuco , Chile

Las erupciones volcánicas inyectan grandes cantidades de sólidos y gases, que como el dióxido de azufre ingresan a la atmósfera, donde son transformados en aerosoles de ácido sulfúrico. Actualmente, se considera que la contaminación volcánica en la baja atmósfera es removida por efecto de la lluvia y la gravedad. Sin embargo, los gases volcánicos pueden permanecer en suspensión en la estratosfera durante un periodo prolongado de tiempo, cubriendo gradualmente amplias áreas con variabilidad desconocida para casos chilenos. Esto motiva el estudio de estos gases y ver su permanencia en la atmósfera. Esto es factible mediante el uso de tecnologías de teledetección en la región de microondas. Con el objetivo de estudiar el comportamiento de los gases trazas durante y posterior a procesos eruptivos recientes en Chile, se analizaron datos provenientes del satélite AURA capturados por el sensor MLS desde el año 2008 hasta el 2015. Se estudiaron las variaciones temporales y espaciales de gases trazas generados durante las erupciones comprendiendo su dinámica temporal en zonas de mediana latitud. Se abordaron las erupciones de importancia en Chile, como la del volcán Chaitén en el año 2008, Puyehue en el 2011, Calbuco en 2015, Villarrica ocurrida en marzo de 2015 y Llaima en el 2008. Durante la fase eruptiva, los resultados de dióxido de azufre (SO_2) fueron los de mayor importancia, obteniéndose en el caso del volcán Chaitén concentraciones de $1.4e^{-8}$ ppm a una presión de 200 hPa, para el complejo volcánico Puyehue-Cordón Caulle se registraron concentraciones $1.7e^{-8}$ ppm a presiones de 100-215 hPa, en el volcán Calbuco las concentraciones fueron de $1.2e^{-8}$ ppm a presiones de 210 hPa, destacandose además una constante actividad durante el periodo pre eruptivo. Por otro lado, en el volcán Villarrica los niveles de SO_2 alcanzaron $1.7e^{-8}$ ppm a 215 hPa y en el volcán Llaima $1.4e^{-8}$ ppm a 210 hPa. Esto refleja cambios sustanciales en los diferentes puntos estudiados, con concentraciones relativamente altas en la atmósfera detectadas mediante sensoramiento remoto.

Palabras claves: Sensor MLS, AURA, gases trazas, volcán Villarrica, concentraciones.

VOLC-6: Observaciones, monitoreo y dinámica de la actividad volcánic

Tomografía de Atenuación en el Volcán Villarrica (Chile)

Cindy Mora-Stock[1], Roberto Guardo[2], Luca DeSiena[3], Gonzalo Carreño[4], Vanessa Carrillo[4].
(1) Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Concepción
(2) Universidad de Río Negro, Argentina
(3) Universidad de Aberdeen, Escocia
(4) Departamento de Geofísica, Universidad de Concepción, Concepción, Chile

El volcán Villarrica es el volcán más activo de la zona volcánica sur de los Andes, y el primero en el ranking de riesgo específico volcánico en Chile. Así como la mayoría de los volcanes de la Zona Volcánica Sur, se encuentra emplazado en la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui (LFZO), una falla transpresiva dextral de más de 1000 kilómetros de largo que se emplaza paralela al margen activo chileno y acomoda en gran parte la oblicuidad de la subducción. El volcán Villarrica es el más occidental de la serie de tres volcanes en dirección NW que siguen el lineamiento Villarrica-Quetrupillán-Lanín (VQL), y se ubica en la intersección de dicho lineamiento con la LFZO. Es en esta intersección donde se genera un cluster de sismicidad volcano tectónica (VT) entre los 3 y 5 km de profundidad, y se elonga en la dirección N-S de la LFZO. De éste cluster, obtenido mediante una red de 50 estaciones de período corto instaladas en el volcán durante marzo, 2012, se seleccionaron y remarcaron manualmente los arribos de onda P y S, y duración de los eventos que presentaban características útiles para el estudio de atenuación en el edificio volcánico. Los resultados de la caracterización del contenido de frecuencias de los eventos y del estudio de dispersión de la coda de manera azimutal alrededor del volcán muestran correspondencia con las zonas de baja velocidad obtenidas en la tomografía de ondas de cuerpo, así como una correspondencia geológica con los grupos de conos adventicios hacia el este (Los Nevados) y hacia el sur (Challupén) del volcán Villarrica. Los eventos fueron ingresados en el código de tomografía de atenuación MuRAT creado y descrito por De Siena, et al. (2014). Los resultados obtenidos complementan los resultados obtenidos previamente en tomografía de ondas de cuerpo, ya que provee información fuera del camino de viaje seguido por las ondas de cuerpo. En èstos, una sección de alto Q-1 sugiere que el conducto principal contiene magma o fluidos, lo que se condice con los bajos valores de Vp. También, las zonas de bajo Q-1 que rodean el edificio volcánico indicarían productos más antiguos y compactados.

VOLC-6: Observaciones, monitoreo y dinámica de la actividad volcánic

Dynamics of volcanic ash generation within the conduit: Effects of componentry, particle size and conduit geometry

Joali Paredes-Mariño[1], Bettina Scheu[2], Cristian Montanaro[3], Alejandra Arciniega[4], Donald B. Dingwell[2], Diego Perugini[1].
(1) Department of Physics and Geology, University of Perugia
(2) Department of Earth and Environmental Sciences, Ludwig-Maximilians-Universität , München, Germany
(3) School of Environment, University of Auckland, Auckland, New Zealand
(4) Departamento de Vulcanología, Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México, D.F., México

Volcanic ash is a product of both primary magmatic fragmentation and secondary fragmentation processes operative during eruptive events. The interplay of these processes may persist until the pyroclastic material is expelled from the conduit onto the Earth's surface. In particular, the continual interactions between tephra particles, together with the conduit geometry, play a crucial role in these secondary processes, potentially increasing ash production, therefore, constituting major factors in shifting the grain size distribution (GSD) of the ejected mixture. We conducted rapid decompression experiments with loose material collected from the fall deposit of Pomici Principali eruption (10.3 ka, Campi Flegrei) in an optically transparent setup allowing us to monitor conduit processes with a high-speed camera. The material was separated into two main groups: 1) pumices, and 2) dense clasts. Samples were slowly pressurized up to 10MPa using argon gas and then rapidly decompressed to ambient pressure. We characterize resulting GSDs using componentry analyses, surface area calculations and the fitting of power-law distributions, to evaluate the influence of componentry and particle size of the initial sample together with conduit geometry, on size-reduction processes (i.e. gas-driven fragmentation, disruption, abrasion). Our results suggest that factors such as a reduction on the conduit diameter, larger particles and a greater amount of dense material in the initial sample enhanced the efficiency of size-reduction processes, resulting in a more efficient ash production; however the presence of crystal-rich pumice appears to have a counterproductive effect. Finally, these findings correlate well with previous studies, and they have also implications for ash dispersion models.

VOLC-6: Observaciones, monitoreo y dinámica de la actividad volcánic

Proceso eruptivo del Complejo volcánico Nevados de Chillán (diciembre 2015- actualidad): Análisis petrológico y petrográfico de cenizas como herramienta de monitoreo de una erupción en curso

Gabriela Pedreros[1], María Angélica Contreras[1], Fernando Gil-Cruz[1], Nicolás Luengo[2], Felipe Flores[3], Gabriela Jara[3], Fidel Costa[4], Ian Schipper[5].
(1) Red Nacional de Vigilancia Volcánica, Observatorio Volcanológico de Los andes del Sur, SERNAGEOMIN, Temuco, Chile
(2) Ciencias de la Tierra, Geología, Universidad de Concepción, Concepción, Chile
(3) Red Nacional de Vigilancia Volcánica, Unidad de Geología y Peligros de Sistemas Volcánicos, SERNAGEOMIN, Santiago, Chile
(4) Nanyang Technological University, Singapore
(5) Victoria University, New Zealand

Reconocer los elementos que brindan información para reforzar el monitoreo y anticipar el comienzo de una erupción mayor, es fundamental. En este artículo se analizan las posibles integraciones entre análisis petrográficos y petrológicos de cenizas, con métodos geofísicos de monitoreo, al introducir parámetros reológicos en el modelamiento sísmico. Los resultados, además, se vinculan a las observaciones de la actividad superficial, con el fin de inferir sobre la dinámica eruptiva y los escenarios futuros más probables. En diciembre del 2015, el Complejo volcánico Nevados de Chillán, comienza un proceso eruptivo que continúa hasta la fecha. Este ha sido seguido con los sistemas de monitoreo del Observatorio Volcanológico de Los Andes del Sur. Desde entonces, se han observado explosiones, desgasificación, cambios morfológicos e incluso la extrusión de un domo de lava. El 23 de enero de 2016, se detecta la primera explosión con emisión de cenizas. Posteriormente, se han emitido al menos 2000 pulsos de estas características según las imágenes capturadas con la cámara IP "Portezuelo", al NE del centro de emisión. Siete muestras de cenizas fueron recolectadas *in-situ* y desde cenizómetros al E del volcán. Estas fueron analizadas bajo lupa binocular, microscopio óptico, SEM y microsonda, para obtener datos de componentes, distribución de tamaño, química y morfología de partículas. Los resultados muestran que han habido fluctuaciones irregulares entre el contenido de cristales (11% a 26%), líticos (92% a 52%) y juveniles (0% a 17%) (Luengo et al., 2017, Flores et al., 2018). Los cuales, se estudian con un análisis fractal para conocer su nivel de retrabajo y fragmentación magmática. Por último, con el análisis químico del vidrio (71,8 - 81,21 % SiO2) y petrografía, se calculan parámetros reológicos como la viscosidad (Giordano et al. 2008; Hui and Zhang, 2007). Estos productos, son necesarios para modelar las dimensiones del conducto de ascenso magmático e interpretar la actividad sísmica LP. Dado que los modelos tradicionales son sensibles a la reología del magma, tal que con las actuales tasas de extrusión del domo, el diámetro del conducto varía de 2 cm para un basalto (750 Pa*s) a 70 cm para una dacita (109 Pa*s), es decir, más de tres ordenes de magnitud, e incide igualmente en los cálculos de presión interna; conocer la variación petrológica durante un ciclo eruptivo robustece la interpretación del monitoreo considerablemente.

VOLC-6: Observaciones, monitoreo y dinámica de la actividad volcánic

Condiciones desencadenantes de la erupción dacítica H2 (4.061 ± 171 años AP) del volcán Hudson, Región de Aysén, Chile.

Constanza Perales[1], Alvaro Amigo[2], Gabriela Pedreros[2], Veronica Oliveros[1], Fidel Costa[3].
(1) Ciencias de la Tierra, Ciencias Químicas, Universidad de Concepción, Concepción, Chile
(2) Servicio Nacional de Geología y Minería, Chile
(3) Earth Observatory of Singapore

El volcán Hudson es una caldera volcánica de casi 10 km de diámetro, cubierta por un importante casquete glaciar, ubicado a 280 km al este del Punto Triple de Chile y representa al límite meridional de la Zona Volcánica Sur. Durante el Holoceno, este volcán tuvo dos episodios eruptivos importantes con IEV=6: a 7.359 ± 49 años AP (H1) y a 4.061 ± 171 años AP, correspondiente a H2 (Bertin, 2014). En general, los procesos pre- y sin-eruptivos de H2 pueden estar relacionados a una variedad de condiciones magmáticas y factores internos o externos, actuando desde miles de años hasta algunos días u horas antes del evento, donde sus características quedan registradas en los cristales. Los productos eruptivos de este volcán abarcan composiciones básicas a ácidas (en un rango de 51% a 67 % SiO_2) con alto contenido de álcalis, cuya mineralogía consiste en plagioclasa, piroxenos, óxidos de Fe-Ti y olivino, principalmente. Las zonaciones y texturas que presentan dichos cristales en la erupción H2 permiten dilucidar la evolución del magma dacítico en el tiempo, y los mecanismos que desencadenaron el evento eruptivo de ~4000 años cal AP. ¿Son estos últimos sólo de carácter endógeno, o hay algún factor climático involucrado?. Se espera que los perfiles de composición trazados en los cristales, imágenes SEM de texturas, cálculos de condiciones P-T, escalas de tiempo y contenido de H_2O, junto al conocimiento del contexto paleoclimático durante el Holoceno en la región, evidencien una disminución considerable en las condiciones de presión en el sistema magmático contemporáneas al derretimiento de los glaciares. De esta manera, podría establecerse una relación entre la presencia de un cuerpo glaciar importante y la diferenciación magmática, es decir, entre volcanismo y desglaciaciones en la Patagonia chilena. No obstante, es posible que los resultados indiquen un desencadenante endógeno, como la intrusión de un magma máfico que desestabilizó al sistema dacítico, como se ha observado en otros casos. Conocer las causas de la erupción más diferenciada del volcán Hudson permitiría comprender mejor los factores que afectan la dinámica interna del mismo y aportar en su monitoreo, considerando que es un volcán activo con varios episodios eruptivos en las últimas décadas. Bertin, 2014. Granulometría, morfología, geoquímica y geocronología de los productos Holocenos del volcán Hudson, Región de Aysén, Chile. Memoria de Título Universidad de Concepción: 278 pp. Concepción.

VOLC-6: Observaciones, monitoreo y dinámica de la actividad volcánic

Tephra from the 3 March 2015 Lava Fountain at Volcán Villarrica (Chile)

Jorge Eduardo Romero[1], Franco Vera[2], Margherita Polacci[3], Daniele Morgavi[4], Fabio Arzilli[3], Mohammad Ayaz Alam[1], Jorge Bustillos[5], Alicia Guevara[6], Jeffrey B. Johnson[7], Jose L. Palma[2], Mike Burton[3], Evelyn Cuenca[5], Werner Keller[8].
(1) Departamento de Geología, Ingenieria, Universidad de Atacama, Copiapo, Chile
(2) Departamento de Ciencias de la Tierra, Ciencias Químicas, Universidad de Concepción, Concepción, Chile
(3) School of Earthand Environmental Sciences, University of Manchester, Manchester, Reino Unido
(4) Department of Physics and Petrology, University of Perugia, Perugia, Italia
(5) Escuela de Geología, Universidad Central de Ecuador, Quito, Ecuador
(6) Departamento de Metalurgia Extractiva, Escuela Politécnica Nacional, Quito, Ecuador
(7) Department of Geosciences, Boise State University, Boise, United States of America
(8) Proyecto de Observación Volcán Villarrica (POVI), Fundación Volcanes de Chile, Santiago, Chile

Villarrica volcano in the Southern Andes of Chile has sustained persistent open conduit activity, associated with a dynamic lava lake since at least 1984-85. Increased seismic activity and degassing in August 2014 was followed by increased Strombolian activity starting in February 2015 and culminated with a 1.5 km-high lava fountain on 3 March 2015. This eruption produced tephra fallout, spatter agglutination, clastogenic lavas and mixed avalanche deposits. Field work carried out in 2017 and 2018 focused upon the tephra fallout deposits from the 3 March 2015 paroxysmal eruption. Tephra dispersion was observed mostly southeast of the crater in a narrow, elongated, nearly-elliptic area. Minimum observed tephra loading was estimated to be 80-120 g/m^2 at crosswind locations, while maximum load estimation was about 11,500 g/m^2, at 7-9 km distance from the vent. At 6-8 km downwind, the tephra fall deposit consisted of a single black scoria layer, varying from a lapilli blanket at medial distances (9-19 km) to a few individual particles at distal sites (20-43 km). All the samples are vitrophyric in texture, with a mineral assemblage of plagioclase (3-30 %), clinopyroxene (2-5 %), olivine (1-4 %) and scarce orthopyroxene (< 1 %) phenocrysts. We estimate that 1.4 x 109 kg, equivalent to ~2.4 x 106 m^3 of basaltic andesite tephra (52.8 to 54.7 SiO_2 wt. %), were erupted within a period of about 16 minutes at a mass eruption rate of ~1.5 x 106 kg/s. The column height was estimated at ~8.6 km, with magnitude and intensity [Pyle, 2015] of 2.11 and 9.13 respectively. We propose that a rejuvenated, volatile-rich magmatic intrusion is the probable triggering factor for the paroxysm. Villarrica's eruption is classified as a short-lived, large-scale lava fountain, similar to intense historical lava fountains at Mt. Etna and Kilauea. The eruptive behavior of Villarrica indicates that lava fountains were frequent in the past 100 years and associated hazards are most likely associated with this style of eruption.

ESEG-SG: Sesión General Estructura y Evolución Geodinámica

The role of westward lithospheric drift on the South America subduction system.

E. Aragón[1], S. Nacif[2], M. Cuffaro[3], C. Doglioni[4], E. Ficini[5].
(1) Centro de Investigaciones Geológicas, Universidad Nacional de La Plata
(2) Instituto Geofísico Sismológico F. Volponi, Universidad Nacional de San Juan, San Juan, Argentina
(3) Instituto Geologia Ambientale e Geoingegneria - CNR, Italia
(4) Dipartamento de Scienze della Terra, Università La Sapienza, Roma, Italia
(5) Dipartamento di Scienze della Terra, Università La Sapienza, Roma, Italia

Models of subduction angle consider the age/thickness, convergence rate to explain the geometry of subduction, but these parameters have been shown practically not influent since slab dip may occur with any lithospheric age or convergence rate (Cruciani et al., 2005). The net "westerly" directed rotation of the lithosphere relative to the underlying mantle (e.g., Bostrom, 1971) is a phenomenon that needs to be considered when evaluating subduction geometries and evolution. This westward net rotation is indicated by plate kinematics (Gripp and Gordon, 2002) with a value that may span from 0.2-0.4°/Ma to 1-1.2°/Ma, as a function of the used hotspot reference frame (Crespi et al., 2007). We then add here the westward South American plate motion above the Nazca plate relative to the mantle; said otherwise, the mantle easterly flow with respect to the lithosphere, which means that the Andean slab is sustained by the mantle flow explaining its shallow if not flat dip (Ficini et al., 2017), the thin mantle wedge and the variability of volcanism along the cordillera. Moreover, the migration of the subduction hinge toward the upper plate splits the convergence rate into strain partitioning such as part in subduction of the lower plate and part in contraction of the upper plate with the generation of a double verging orogen (Doglioni et al., 2007). This setting accounts for the strong seismic coupling between upper and lower plates, inhibiting the generation of roll back. Bostrom, R.C., 1971, Westward displacement of the lithosphere: Nature, v. 234, p. 536–538. Crespi, M., Cuffaro, M., Doglioni, C., Giannone, F., & Riguzzi, F. (2007): Space geodesy validation of the global lithospheric flow. Geophysical Journal International, 168, 491-506, doi: 10.1111/j.1365-246X.2006.03226.x. Cruciani C., Carminati E. and Doglioni C. (2005): Slab dip vs. lithosphere age: no direct function. Earth Planet. Sci. Lett., 238, 298– 310. Doglioni C., Carminati E., Cuffaro M. and Scrocca D. (2007): Subduction kinematics and dynamic constraints. Earth Science Reviews, 83, 125-175, doi:10.1016/j.earscirev.2007.04.001. Ficini E., DalZilio L, Doglioni C. and Gerya T. 2017. Horizontal mantle flow controls subduction dynamics. Scientific Reports, 7, 7550, DOI:10.1038/s41598-017-06551-y Gripp, A.E., and Gordon, R.G., 2002, Young tracks of hot-spots and current plate velocities: Geophysical Journal International, v. 150, p. 321–361, doi: 10.1046/j.1365-246X.2002.01627.x.

ESEG-SG: Sesión General Estructura y Evolución Geodinámica

Contributions of Modern Seismic Imaging to Understanding the Andean Convergent Margin

Susan L. Beck[1], D. Portner[1], B. Bishop[1], E. Rodriguez[1], C. Koch[1], C. Lynner[1], P. Alvarado[2], G. Zandt[1].
(1) Geosciences, University of Arizona, Tucson, AZ, USA
(2) Geofisical y Astronomia, CONICET and Universidad Nacional San Juan, San Juan, Argentina

Improved seismic images of the South American convergent margin are providing new insights to longstanding tectonic problems including: (1) variations in forearc structure and segmentation in the seismogenic zone, (2) the influence of flat slab subduction on the over-riding plate, (3) large-scale mantle and crustal melting leading to volcanism and (4) the role of slab morphology on mountain building. We have combined data from seismic deployments and national seismic networks and used multiple techniques to generate seismic images spanning ~5000 km of the South American convergent margin. The South American subduction zone has two regions of flat slab subduction in Peru, and central Argentina separated by a segment of "normal" subduction and an active magmatic arc. Both flat slab segments show indications of strong coupling to the over-riding plate and associated slab tears. In the depth range of 70-120 km, the Argentina flat slab has high rates of seismicity while the Peru flat slab has much less seismicity suggesting a possible difference in hydration between the two regions. The thick crust (up to ~75 km) of the central Andes has strong positive radial anisotropy in the mid-crust that we interpret as the result of mineral alignment due to ductile crustal deformation and flow. The active arc and backarc of the Puna Plateau in southern Bolivia and northern Argentina show evidence of MASH zones at the crust-mantle transition and large mid-crustal low-velocity bodies. These large low-velocity bodies represent a partially molten mid-crust where magma can further evolve to higher silica concentrations before erupting. Associated with the largest of these low-velocity bodies, we observe very strong positive radial anisotropy interpreted as a horizontally layered magmatic storage system. These results place new constraints on the plumbing system of the arc and back arc magma system. The subducting Nazca slab penetrates into the lower mantle along the central Andes with a steep dip beneath the north central Andes and a shallower dip in the south central Andes. We image a well defined slab beneath the south central Andes where many global models lack a slab anomaly. We observe a major slab tear at ~200-350 km depth down-dip of the Argentina flat slab and evidence of asthenospheric flow through the tear from shear-wave splitting results. The increase in seismic data has dramatically improved our ability to image the Andes and associated subduction zone.

ESEG-SG: Sesión General Estructura y Evolución Geodinámica

Geodynamical analysis of the controlling factors for the break-up of the Farallon plate and the subsequent rebalancing of forces.

Valentina Espinoza[1], Ingo Stotz[2], Giampiero Iaffaldano[2], Andrés Tassara[1].
(1) Ciencias de la Tierra, Ciencias Químicas, Universidad de Concepción
(2) Department of Geosciences and Natural Resource Management, University of Copenhagen, Copenhagen, Denmark

The break-up of the Farallon plate into the Nazca and Cocos plates 25 My ago stands among the prominent plate tectonics events at the global scale, and is particularly relevant to the evolution of the Circum-Pacific region. There is, however, no general consensus on the geodynamic causes of this event. A potential thermo-rheological weakening of the oceanic plate, associated with the Galapagos hotspot, has been traditionally considered a possible controlling factor, although the ca. 45 My mismatch between the beginning of this activity (71 My) and the actual break-up of the Farallon plate suggests that other controls might have been at work. This study aims at evaluating the role that variations in the forces driving and resisting the Farallon plate motion might have had in the plate break-up process. Our analysis will consider forces such as net slab-pull, basal drag, transform-fault friction and subduction resistance. The suddenchange of motion of the Cocos plate relative to the Nazca plate soon after the break-up suggests a redistribution of the forces to the North and South of the Farallon plate. We speculate that a combination of divergent forces and a rheological weakening induced by the Galapagos hotspot activity might have caused the West-East trending break-up. By estimating (both analytically and numerically) the forces involved, we seek to determine if the fast and progressive subduction of the northern part of Farallon would have led to a sufficient variation of the net force driving the plate. Furthermore, we aim at evaluating the potential role of a redistribution of the plate-boundary forces on the newly-created Nazca and Cocos plates.

ESEG-SG: Sesión General Estructura y Evolución Geodinámica

Modelo 2-D térmico de la subducción chilena, mediante el método de elementos finitos.

Renzo Antonio Mancini[1], Eduardo Contreras-Reyes[2].
(1) Ingenieria, Ciencias Físicas y Matematicas, Universidad de Chile
(2) Geofísica, Ciencias Físicas y Matematicas, Universidad de Chile, Santiago, Chile

El problema del comportamiento térmico en los procesos de subducción es de gran interés para análisis sismológicos; ya que entrega la posibilidad de determinar los límites superiores e inferiores de las zonas sismogénicas, a través del análisis de regímenes dúctiles y frágiles, además de ser una herramienta útil para interpretaciones en ámbitos de la geofísica de exploración o geología a grandes profundidades. El trabajo consiste en un modelo teórico 2-D general, para el comportamiento térmico de la subducción chilena. A través de la solución de la ecuación conducción-difusión. El modelo es construido utilizando la técnica de elementos finitos, con una grilla vertical ubicada en la zona de subducción, con una extensión de 500 km en horizontal y 400 km en la vertical. La geometría del "slab" es modelada utilizando información sismológica local. Para el modelo es considerada una litosfera oceánica, con una tasa de movimiento y conductividad constantes, mientras que el límite continental es modelado considerando un prisma de acreción en la parte frontal, una corteza sólida de conductividad constante, un manto continental superior que no permitirá flujos astenosféricos, y un manto inferior dúctil en el cual será posible observar flujos. Para solucionar el problema de flujo es utilizada una segunda grilla de elementos finitos de igual dimensión, en la cual se soluciona el problema de Stokes. El problema de flujo es solucionado una sola vez y es ingresado como parámetro de entrada en el campo de velocidades para el modelo de temperatura. Para la condición de borde inicial en la litósfera subductante se consideró un perfil de temperatura 1-D, utilizando el modelo GDH1, el cual determinará la velocidad y el ancho de la placa en función de la edad, la velocidad de convergencia, la conductividad térmica, la densidad y el calor específico. Los resultados finales del modelo térmico 2-D son contrastados con mediciones de flujo de calor superficiales. Este tipo de modelos ha sido ampliamente estudiado por diversos autores en distintas zonas del mundo, por ejemplo, Volker et al (2011) en el sur de Chile y Hyndman (1993) en Cascadia. Entregando importante información para determinar los límites sismogénicos superiores e inferiores en la zona de subducción, información que es de gran utilidad para determinar máxima profundidad de sismos, viabilidad de tsunamis en la zona, etc.

ESEG-SG: Sesión General Estructura y Evolución Geodinámica

Metodología de validación de técnicas de restauración de cuerpos geológicos en 3D

Marcia Ojeda[1,2,3], Felipe Navarro[1,2], Marcelo Farías[3], Nancy Hitschfeld[4].
(1) Advanced Laboratory for Geostatistical Supercomputing (ALGES), Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(2) Advanced Mining Technology Center (AMTC), Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(3) Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(4) Departamento de Ciencias de la Computación, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile

Para evaluar restauraciones geológicas en secciones balanceadas o superficies es ampliamente aceptado verificar la preservación de área, espesores y largos de línea o las distancias en la dirección de cizalle. En el caso de cuerpos en 3D se pueden considerar métricas similares e incorporar la conservación de volúmenes y masa.

En este trabajo se expone el desarrollo de una metodología que busca cuantificar el error asociado a restauraciones de cuerpos geológicos en 3D con la motivación de minimizar las incertezas en un modelo estructural producidas por cambios volumétricos y de masa asociados con las metodologías. Los cuerpos utilizados en este método se representan como modelos de bloques regulares, que son una discretización del volumen en cubos de igual tamaño. Cada uno de estos bloques son representados por un punto ubicado en el centroide y por ende, el análisis de la restauración, se realiza en una nube de puntos en 3D.

Para validar la restauración se trabajó con 18 casos sintéticos de estructuras simples, específicamente pliegues de flexión de falla, de propagación de falla y anticlinales de rollover. Estos se modelaron con el software Move 2017.1 a partir de distintas metodologías, como los son cizalle simple, flujo paralelo y trishear. Una vez restaurados se procedió a cuantificar la exactitud de la metodología de restauración, comparando el modelo inicial (MI), previo a la deformación, con el modelo restaurado (MR). La métrica usada mide la variación de posición de los puntos del MI vs. los puntos correspondientes en el MR. Para poder comparar, se realizó una traslación del MR posicionándolo en el MI. El vector de traslación se determinó en función de la posición del primer punto, la del último punto y la del centroide del modelo. Una vez realizado el desplazamiento se calcularon los vectores de distancia para cada punto, que representan el error de la restauración.

A partir de los casos explorados, esta metodología desarrollada es una herramienta que permite validar cuantitativamente la calidad de una restauración estructural, aportando información relevante como lo son las cantidades de variación exacta en cada uno de los ejes, los vectores de distancia para cada punto, además, de poder visualizar en 3D las zonas con mayor error asociado. Por último, a partir de los resultados es posible concluir qué tipo de estructura se restaura de mejor manera y bajo cuál metodología de deformación.

ESEG-SG: Sesión General Estructura y Evolución Geodinámica

Tectonoestratigrafía de las terrazas marinas y fluviales de la Formación Cañete, Península de Arauco, Chile.

Manuel Andrés Rojas[1], Yoal Diaz[1], Tamara Munoz[1], Carla Navarrete[1].
(1) Geología, Ingeniería, Universidad Andrés Bello

Resumen La deformación del antearco relacionada a terremotos se registra generalmente en secuencias costeras cuaternarias, como niveles múltiples de plataformas de abrasión emergidas o terrazas marinas (Melnick et al., 2009). Las zonas costeras, que experimentan elevación tectónica continua en el tiempo, constituyen marcos muy adecuados para preservar un registro detallado y preciso de las variaciones relativas del nivel del mar (Abad *et al.*, 2012). La península de Arauco constituye una zona que ha experimentado alzamientos tectónicos durante la generación de grandes movimientos sísmicos, como en los terremotos del 1960 y el 2010 (Quezada et al., 2012). Dentro del área de estudio la secuencias (marinas y fluviales) están constituidas por rocas sedimentarias Terciarias y Cuaternarias. Hacia el continente las secuencias son cortadas por la fuerte incisión fluvial que genera niveles aterrazados, los ríos de la zona presentan una dirección preferencial NE-SW (Quezada et al., 2012) muy marcada, asociada a epigénesis por antecedencia a los lineamientos del área, que modifica la morfología del régimen fluvial. El presente trabajo correlaciona el alzamiento y/o formación de las terrazas marinas al sur de Lebu, con la generación de terrazas fluviales, producidas por la incisión fluvial. Se asocia la formación de terrazas, tanto marinas como fluviales, a la acción conjunta entre la tectónica y los cambios climáticos, asociados a periodos glaciares e interglaciares, que se han producido durante el Cuaternario.
Referencias Abad, M. et al. 2012. Terrazas marinas pleistocenas en la costa oriental de la Península de Bahoruco (SO de República Dominicana). *Sociedad geológica de España, Geogaceta,* 52. 105-108. Melnick, D., Bookhagen, B. Strecker, M. y Echetler, H. 2009. Segmentation of megathrust rupture zones from fore-arc deformation patterns over hundreds to millions of years, Arauco peninsula, Chile. *Journal of Geophysical Research*, 114. 1-23 Quezada, J. et al. 2012. La Península de Arauco (37,1ºS-37,9ºS): ¿barrera y aspereza sísmica?. *Congreso Geológico Chileno*, Chile, 13. 177-179.

ESEG-SG: Sesión General Estructura y Evolución Geodinámica

Efectos de las propiedades mecánicas de un backstop en la deformación de una cuña de acreción, resultados a partir de modelación analógica.

Jose Felipe Ulloa[1], **Pamela Paz Jara[2]**.
(1) Escuela de Ciencias de la Tierra, Campus República, Universidad Andrés Bello, Santiago, Chile
(2) Departamento de Ingeniería en Minas, Facultad de Ingeniería, Universidad de Santiago de Chile, Santiago, Chile

El modelamiento analógico es una herramienta que a través del escalamiento de las propiedades de un prototipo natural, nos permite estudiar la evolución de procesos geodinámicos en un contexto controlado de laboratorio. Se ha estudiado en diversos trabajos el crecimiento y evolución de cuñas acrecionarias en márgenes convergentes, en donde la deformación ocurre principalmente concentrada entre un dominio débil y otro más rígido. Este último dominio es denominado "*backstop*" en los modelos de subducción, y sus propiedades físicas ejercen un fuerte control en la arquitectura del antearco. Autores previos han estudiado y avanzado en el reconocimiento de cómo las propiedades del *backstop* alteran la evolución de la deformación; sin embargo, su reología es un parámetro que raramente es considerado. La reología del *backstop* a menudo se ha modelado con materiales indeformables y en algunas ocasiones de materiales deformables; en ambos casos las propiedades mecánicas del backstop ha sido un parámetro fijo en los modelos, por lo que aún no está claro el rol que juega el contraste de cohesión entre el *backstop* y la cuña acrecionaria. En este trabajo se propone estudiar, a través de la modelación analógica, el efecto que tienen las propiedades mecánicas de un *backstop*, tanto en su deformación como en la deformación del entorno durante el proceso acrecionario. El *backstop* y la cuña acrecionaria estarán construidos de materiales que a la escala de la modelación son representativos de rocas de la corteza, pero con diferencias en su resistencia al fracturamiento. El material de la cuña será representativo de una secuencia sedimentaria, y de una cohesión fija y menor que el *backstop*, el cual será más competente. Este último tendrá una cohesión mayor y variable, pero, a diferencia de otros estudios, será deformable. En este trabajo se presentarán los resultados de estos modelos, según variaciones en las propiedades mecánicas del material del *backstop* y en la inclinación frontal de éste, así como comparaciones con casos de la naturaleza.

ESEG-SG: Sesión General Estructura y Evolución Geodinámica

Influencia de la presencia de cuerpos cohesivos en la evolución estructural de un sistema compresivo: Aproximaciones desde la modelación analógica.

Matias Villarroel[1], **Pamela Paz Jara[2]**.
(1) Escuela de Ciencias de la Tierra, Campus República, Universidad Andrés Bello, Santiago, Chile
(2) Departamento de Ingeniería en Minas, Facultad de Ingeniería, Universidad de Santiago de Chile, Santiago, Chile

Diversos son los factores que influyen en la evolución estructural de un sistema de deformación compresiva. La comprensión de estos parámetros es fundamental para el análisis estructural de una región determinada. En este trabajo se estudia el control que ejerce la presencia de cuerpos más cohesivos (Ej: cuerpo intrusivo o de basamento) que el entorno (Ej: secuencia sedimentaria o volcanoclástica), con el objetivo de entender su influencia en la configuración estructural de un sistema compresivo. La metodología seleccionada es la modelación analógica dado que permite simplificar el sistema, y estudiar la influencia de factores aislados. La representación generalizada que se le ha dado a rocas más competentes que el entorno, ha sido a través de la ubicación de bloques de madera u otro material rígido, lo cual limita la generación de estructuras según la geometría predeterminada del material indeformable. Con la finalidad de modelar el contraste de competencia entre un cuerpo cohesivo y su entorno, se generan seis experimentos que incluyen variaciones en la cohesión de dicho cuerpo, como también en su geometría y disposición. En este trabajo, tanto el cuerpo cohesivo como el paquete estratificado son de material deformable, y los diferencia su resistencia al fracturamiento. Los resultados muestran la tendencia general de las fallas de evitar al cuerpo, induciendo la migración de la deformación hacia el sector distal del sistema. El alzamiento de dos cuñas de acreción, una próxima al empuje y otra desplazada hacia el borde opuesto del cuerpo, es otra tendencia que se repite en los resultados de la modelación. Las alturas del par de cuñas guardan una relación inversa que depende de la cohesión, a mayor cohesión la diferencia de altura disminuye, y a menor cohesión esta diferencia aumenta. Además, las trazas superficiales de las estructuras son propensas a adoptar la geometría de los bordes externos del cuerpo, como también, las disposiciones oblicuas favorecen tanto la generación de retrocorrimientos, como el fallamiento de los cuerpos en profundidad. Se comparan los resultados con casos naturales a diferentes escalas, donde se pueden observar patrones similares a los de los modelos. Se sugiere considerar la presencia de cuerpos más resistentes que su entorno (intrusivos o basamentos cristalinos, entre otros) para explicar curvaturas en patrones estructurales naturales (como fajas plegadas y corridas u orógenos).

ESEG-1: Tectónica andina

Análisis de procedencia y variaciones de espesor de la Formación Tordillo en la faja plegada y corrida del Aconcagua

Eliana Acevedo[1], Eduardo Rosselot[1], Federico Martos[1], Maximiliano Naipauer[1], Maximiliano Perez Frasette[1], Lucia Fernandez Paz[1], Andres Folguera[1].
(1) Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires

En el noroeste de la provincia de Mendoza, a través de la faja plegada y corrida del Aconcagua se repiten las unidades mesozoicas que conforman el relleno de la cuenca Neuquina-Aconcagüina. En particular, la Formación Tordillo (Kimmeridgiano) presenta un aumento en el espesor y en la influencia volcánica de los depósitos hacia el oeste. Se realizaron dos perfiles sedimentarios de los afloramientos de esta formación en el río Blanco (32° 56' S), en el sector autóctono y en la segunda lámina de corrimiento de la faja. El primero (65 m) presenta lentes amalgamados de conglomerados, con clastos de volcanitas ácidas y básicas, y es interpretado como un sistema fluvial entrelazado proximal. El segundo perfil (260 m) presenta intercalaciones de estratos tabulares de conglomerados, areniscas y pelitas, con bloques de calizas y clastos de volcanitas, y se interpreta como un sistema fluvial entrelazado arenoso a gravoso, con preservación de depósitos de planicie de inundación, lo que sugiere un mayor espacio de acomodación en ese sector. La presencia de grandes bloques de calizas indican la exposición de los depósitos carbonáticos oxfordianos (Formación La Manga). Los análisis de modas detríticas y paleocorrientes indican una procedencia desde el E-SE con un aporte que se atribuye a las unidades infrayacentes y al basamento (Grupo Choiyoi).

La Formación Tordillo en la tercera lámina de corrimiento presenta 1200 m de depósitos volcánicos y volcaniclásticos intercalados con conglomerados y areniscas fluviales y en la vertiente chilena de la faja, se correlaciona con la Formación Río Damas, que alcanza los 4000 m de espesor y representa el volcanismo de retroarco.

Se propone que la depositación de la Formación Tordillo habría coincidido con un nuevo pulso extensional en la cuenca, ejerciendo un control en la sedimentación. En el sector oriental, el aporte correspondería a las unidades infrayacentes expuestas por el fallamiento, mientras que hacia el oeste el aporte se atribuye principalmente al arco volcánico contemporáneo.

ESEG-1: Tectónica andina

Relaciones geoquímicas y petrográficas de unidades mesozoicas y cenozoicas en Chile Central (32°-33°S)

Pablo Alarcón[1,4], Luisa Pinto[2], Pamela Jara[3], Sebastian Baeza[2].
(1) Instituto Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias, Universidad Austral de Chile, Valdivia, Chile
(2) Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(3) Departamento de Ingeniería en Minas, Facultad de Ingeniería, Universidad de Santiago de Chile, Santiago, Chile
(4) Consultora de Geología e Hidrogeología, G2O Ltda., Puerto Varas, Chile

Actualmente, entre los 32°-33°S, existe una incerteza sobre las edades, disposición y relación estratigráfica entre las unidades cretácicas y oligo-miocenas, existentes en la Cordillera Principal a ambos lados de la frontera Chile-Argentina y también a ambos lados de la Zona de Falla Pocuro (ZFP). Es así como algunas unidades han sido redefinidas, pero aún no es claro cómo ocurrió la acumulación de las unidades volcánicas y sedimentarias oligo-miocenas y cuál es la relación con las unidades cretácicas. En ciertos casos, y a partir de nuevos estudios y datos geocronológicos en la región, la definición de las rocas cretácicas estaría errada y corresponderían a facies distales de unidades volcano-sedimentarias cenozoicas distribuidas desde el entorno de la ZFP hasta la zona fronteriza Chile-Argentina. Esta interpretación estratigráfica de las rocas volcano-sedimentarias abre una nueva línea de investigación sobre el rol, edad de actividad e influencia de la ZFP y la distribución de estas rocas en la zona fronteriza.

Con el objetivo de aportar nuevos antecedentes a esta problemática, y que permita caracterizar las rocas cretácicas y oligo-miocenas y su cronoestratigrafía, se presenta un estudio petrográfico y geoquímico de elementos mayores y traza de 41 muestras tomadas en unidades con dichas edades entre los 32°-33°S.

La petrografía expone una gran diversidad de litologías volcánicas en las unidades oligo-miocenas (lavas andesíticas, basálticas y riodacíticas, tobas cristalinas, líticas y vítreas), siendo las unidades cretácicas ligeramente menos diversas (lavas andesíticas a basálticas principalmente). Por su parte, los diagramas de discriminación geoquímica (e.g., Hf vs. La/Th, La/Yb v/s Nb/La, Zr v/s Zr/Y) muestran dos grupos dentro de las rocas cretácicas, con contenido diferente de Hf, indicando una fuente de arco ácido para un grupo (Hf>5,6 ppm) y andesítico para el otro (Hf< 3,7 ppm). En las muestras oligo-miocenas, se observan dos grupos con relaciones distintas de La/Yb, discriminando entre un arco alcalino (La/Yb>10,2) y un arco continental (La/Yb< 8,3). Las diferencias entre las muestras de unidades cretácicas y oligo-miocenas estarían asociadas a un origen tectono-magmático diferente para cada periodo.

Los resultados de este estudio permitirán profundizar en la interpretación de los ambientes de acumulación de las unidades caracterizadas, permitiendo contribuir al modelo regional para la zona de la Cordillera Principal de Chile central.

ESEG-1: Tectónica andina

Alzamiento cenozoico del borde occidental de la Cordillera Principal en el sector de Las Minillas: aproximación desde la estratigrafía y deformación de unidades cretácicas

Lara Arias-Aránguiz[1], Luisa Pinto[1], José Estay[1], Daniel Boyce[2], Cristóbal Machuca[1].
(1) Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(2) Quantum Pacific Exploration - QPX, Chile

El orógeno Andino presenta una segmentación morfoestructural latitudinal a los 33°S, lo que provocó diferencias en la evolución paleogeográfica, tectónica y magmática de los segmentos y, por ende, en la configuración actual de sus morfoestructuras. Al norte de los 33°S, desaparece la Depresión Central (DC) haciendo difícil definir el límite entre la Cordillera de la Costa (CC) y la Cordillera Principal (CP). Algunos autores sitúan este límite en la Zona de Falla Pocuro (ZFP), a la que se le ha asignado nula actividad posterior al Paleoceno; a diferencia de lo ocurre más al sur, donde se reconoce la Falla San Ramón como el límite de la CP, cumpliendo un rol importante en el alzamiento de la CP. En este contexto, surge como pregunta ¿Qué estructuras serían responsables del alzamiento de la CP a estas latitudes? Parte de la respuesta surge de la compresión de la estratigrafía y su deformación en el límite CC-CP. Sin embargo, el estudio de las unidades geológicas en esta zona se dificulta por la similitud de las litologías volcano-sedimentarias mesozoicas y cenozoicas presentes, las marcadas variaciones verticales y laterales de facies, y la escasa correlación –tanto litológica como geocronológica– entre los estudios realizados al norte y al sur de los 33°S. Por esa razón, este trabajo caracterizará la estratigrafía y las estructuras ubicadas justo al oeste de la ZFP (32°21'S), asignándoles una temporalidad dentro del contexto regional, para así identificar las estructuras antiguas y/o nuevas que son responsables del alzamiento y de la configuración actual del borde occidental de la CP. Respecto de la estratigrafía, al oeste de la ZFP se reconoció la Formación Cerro Morado y los miembros Pitipeumo y El Tabón, pertenecientes a la Formación Las Chilcas. Las edades radiométricas obtenidas mediante U-Pb en circones otorgan una edad cretácica media-superior a la Formación Las Chilcas. Por otra parte, los resultados indican la existencia del sistema estructural Las Minillas (SLM), compuesto de fallas de alto ángulo y pliegues de baja longitud de onda, con orientación NS, NNW y EW; sistema que se ubica 10 km al oeste de la ZFP y afecta a las unidades cretácicas. Adicionalmente, evidencias de campo sugieren que el SLM sería responsable de parte del alzamiento cenozoico de la CP a esta latitud, permitiendo situar el límite occidental de la CP más al oeste de la ZFP, lo que se condice con estudios geomorfológicos de escala regional que se encuentran en desarrollo.

ESEG-1: Tectónica andina

Nuevos antecedentes estratigráficos y dataciones radiométricas U-Pb en el valle superior del río Maule a los ~35°50'S, Chile Central: Implicaciones en la evolución geológica Cenozoica.

Luz María Cabezas[1], Marcia Muñoz[1], Macarena Rojas Del Castillo[1].
(1) Geología, Facultad de Ingenieria, Universidad Andres Bello, Sazié 2119, Santiago, Chile

Introducción

En esta contribución se reportan los resultados obtenidos de un estudio de campo, caracterización estratigráfica y determinaciones radiométricas (SHRIMP y LA-ICP-MS en cristales de circón), en rocas Cenozoicas predominantemente ígneas expuestas a los ~36°S (Cabezas en prep.; Rojas del Castillo en prep.). El área de estudio se ubica en el flanco occidental de la Cordillera Principal de los Andes entre los ~35°45'S y 36°05'S en los valles de los ríos Maule, Los Cipreses y El Melado, y zonas adyacentes (Figura a). El objetivo de este trabajo es caracterizar las secuencias expuestas en la región de estudio, y determinar, mediante dataciones radiométricas la edad de los depósitos.

Las series estratificadas que afloran en el área de estudio fueron asignadas originalmente por González y Vergara (1962), tanto a la Formación Abanico (Eoceno tardío- Mioceno temprano) como a la Formación Plan de los Yeuques (Campaniano-Daniano, González y Vergara, 1962; Tapia, 2015), en base a consideraciones estratigráficas, litológicas y estructurales. Sin embargo, estudios posteriores asignaron indistintamente estas series estratigráficas a la Formación Abanico (e.g. Duhalde y Rehnfeldt, 1981; Astaburuaga, 2014), no obstante, a la ausencia de dataciones radiométricas. En esta contribución se presenta antecedentes generales y los resultados de dataciones radiométricas en rocas ígneas y volcanosedimentarias, con el fin de establecer el marco estratigráfico de este periodo en la región.

Metodología

El trabajo de campo consistió en la identificación, la descripción de afloramientos y litologías, levantamiento de columnas y la recolección de muestras. Las descripciones litológicas de rocas se llevaron a cabo con lupa binocular y microscopio petrográfico en los laboratorios de geología de la Universidad Andrés Bello. La separación de circones fue realizada en el Laboratorio de Separación de Minerales de la Universidad de Andrés Bello y el Laboratorio de Separación de Minerales de la Universidad de Chile. Las dataciones radiométricas U-Pb fueron realizadas en circones magmáticos (6 muestras) y detríticos (1 muestra) mediante dos procesos distintos, LA-ICP-MS (3 muestras; Laboratorio de Estudios Isotópicos del Centro de Geociencias de la Universidad Autónoma de México) y SHRIMP (4 muestras; Research School of Earth Sciences de la Australian National University).

Resultados

Se recolectaron 75 muestras en terreno, de ellas 48 fueron seleccionadas para la realización de cortes transparentes (Figura a). Para la realización de dataciones radiométricas U-Pb en circón se seleccionaron 7 muestras (4 en SHRIMP y 3 en LA-ICP-MS). De ellas, 4 dataciones fueron realizadas en secuencias estratificadas expuestas en los cursos del río Maule, El Melado y Los Cipreses, y las restantes en rocas intrusivas del área de estudio.

Las series estudiadas son predominantemente de naturaleza volcánica explosiva y efusiva con intercalaciones sedimentarias y volcanosedimentarias, formadas a partir de material retrabajado de origen ígneo. Estas intercalaciones se presentan escasamente en el borde occidental y son más potentes hacia el este.

Las lavas varían desde basalto de olivino a dacita de hornblenda con texturas porfíricas. La masa fundamental se compone principalmente de vidrio, plagioclasa y cristales de piroxeno. Los fenocristales corresponden en las muestras básicas a plagioclasa, olivino, piroxeno, estos dos últimos mayoritariamente como pseudomorfos (Figura b). Solo en el sector occidental es posible observar cristales de hornblenda en muestras más diferenciadas.

Las rocas piroclásticas son tobas a tobas de lapilli vítreas y cristalinas constituidas por juveniles, cristales y fragmentos líticos de rocas ígneas con texturas afaníticas o porfíricas con cristales de plagioclasa. Los fragmentos cristalinos corresponden a plagioclasa, cuarzo y en menor medida piroxeno. La matriz está formada por vidrio volcánico, plagioclasa, cuarzo y minerales opacos. Ocasionalmente es posible observar fiammes y agregados de ceniza ovalados de tamaño lapilli (Figura c).

Los minerales de alteración varían según la ubicación, composición y litología primaria, sin embargo, es común encontrar clorita-esmectita, calcita, arcillas, cuarzo y ceolita.

En el sector oriental de la zona de estudio se dataron 3 rocas ubicadas en la confluencia de los ríos Maule y Los Cipreses, estas arrojaron edades de 18,07±0,27 Ma, 14,12±0,17 Ma y 13,84±0,26 Ma (Figura d). Estos estratos habían sido previamente asignados a la Formación Plan de los Yeuques (González y Vergara, 1962) y a la base de la Formación Abanico (Duhalde y Rehnfeldt, 1981). En el borde occidental del área de estudio, en el curso del río El Melado, se obtuvo una edad en rocas estratificadas de 19,84±0,38 Ma (Figura d). Estas rocas fueron asignadas en estudios previos a la Formación Abanico (Duhalde y Rehnfeldt, 1981; Astaburuaga, 2014)

Se realizaron también dos dataciones en circones ígneos en el Batolito El Melado. En el margen este de la unidad se dató, en el área del río Melado, una muestra correspondiente a una granodiorita de hornblenda en 83,92±0,58 Ma (Figura d). En el margen oeste del Batolito El Melado, en el área del río Ancoa se dató un granito de clinopiroxeno en 17,86±0,13Ma (Figura d). Por último, se realizó una nueva datación en un granito de biotita del Plutón La Invernada en las cercanías de la laguna La Invernada. Para esta edad se obtuvo una edad de 14,19±0,12 Ma (Figura d).

Discusión

En el área de estudio, la presencia predominante de secuencias volcánicas refleja un ambiente de formación asociado a centros eruptivos activos durante la depositación. Además, la presencia de rocas sedimentarias y volcanosedimentarias formadas a partir de material retrabajado de origen ígneo indica un proceso de erosión sincrónico a la actividad ígnea. Asimismo, el predominio de series sedimentarias hacia el este reflejaría la dirección de mayor aporte sedimentario y la presencia de cuencas de depositación. Es necesario destacar que, correspondiendo con el aumento de las series sedimentarias y volcanosedimentarias, las edades se hacen más jóvenes hacia el este, indicando: (i) una migración en el magmatismo hacia el este y (ii) un aumento en la erosión y la depositación en el tiempo.

Las lavas son producto de magmas derivados de una cristalización a baja presión con una mineralogía primaria que en rocas básicas está compuesta por olivino, piroxeno y plagioclasa de forma ubicua. En rocas más diferenciadas, desaparece la fase olivino y sólo es posible reconocer hornblenda puntualmente hacia el sur en la zona de estudio.

Las edades obtenidas para las rocas estudiadas indican un rango de ~14-20 Ma lo que asigna estas series al Mioceno temprano-medio. En base a este rango de edad ellas son cronológicamente correlacionables con las formaciones Farellones, Corona del Fraile y Trapa-Trapa. En este rango de edad, sólo es posible correlacionar puntualmente el sector occidental de la zona de estudio con la Formación Abanico si se considera las edades de 16,1 Ma reportadas a los 34°15'S por Kay y Kurtz (1995). Sin embargo, en base a la información obtenida en terreno, las caracterizaciones petrológicas y las dataciones radiométricas realizadas no es posible realizar una asignación estratigráfica, ya que la información no excluye completamente las asignaciones previamente realizadas a estas rocas. Las edades obtenidas permiten sí descartar la asignación de Formación Plan de los Yeuques (Campaniano-Daniano) a las series expuestas en la confluencia de los ríos Los Cipreses y Maule realizada por González y Vergara (1962).

Las nuevas edades obtenidas en el Batolito El Melado muestran que éste está constituido litológicamente por dos unidades distintas: una de edad Cretácico tardío (~84 Ma) y una de edad Mioceno temprano (~18 Ma). Estas edades son concordantes con aquellas obtenidas en trabajos anteriores de ~86 y ~16 (e.g. Spikings *et al., 2008).* La nueva edad obtenida en el Plutón La Invernada de 14 Ma se sumaría a las edades registradas de 12 Ma (Astaburuaga, 2014), 7 Ma 6,1 Ma y 6,9 Ma (Drake et al.,1976) indicando la posibilidad de más de un pulso magmático en un periodo de tiempo de al menos 8 m.a.

Conclusiones

Las muestras estudiadas pertenecen a una serie caracterizada por rocas que son predominantemente volcánicas con menor presencia de rocas sedimentarias y volcanosedimentarias. Estas rocas son de origen continental y están asociadas a una intensa actividad de centros eruptivos y a procesos de erosión-sedimentación sincrónicos a la actividad ígnea. Las edades obtenidas en el sector permiten establecer un periodo de tiempo comprendido entre los ~14-20 Ma, lo que las asigna al arco volcánico del Mioceno temprano-medio.

ESEG-1: Tectónica andina

Agradecimientos

Esta investigación ha sido financiada por el Estado de Chile a través de Conicyt, con el proyecto Fondecyt No. 11140012. Se agradece además el apoyo de los laboratorios de la carrera de Geología de la Universidad Andrés Bello (UNAB) y de la Central Hidroeléctrica Los Cipreses que facilitó el acceso parte del trabajo de campo.

Referencias

Astaburuaga, D. (2014). Evolución estructural del límite Mesozoico-Cenozoico de la Cordillera Principal entre 35°30' y 36°S, Región del Maule, Chile. Memoria para optar al título de Geólogo, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Sa,ntiago, 128 p.

Drake, R., Curtis, G. y Vergara, M. (1976). Potassium-argon dating of igneous activity in the central Chilean Andes-latitude 33°S. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 1, 285-295.

Duhalde, M y Rehnfeldt, J. (1981). Geología del área del río Maule entre los 70°30'-71°15' longitud oeste y estudio geológico-geotécnico del proyecto hidroeléctrico Pehuenche de Endesa. Memoria para optar al título de Geólogo, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, 260 p.

González, O. y Vergara, M. (1962). Reconocimiento geológico de la Cordillera de los Andes entre los paralelos 35° y 38°S. Instituto Geología, Universidad de Chile, Santiago, 121 p.

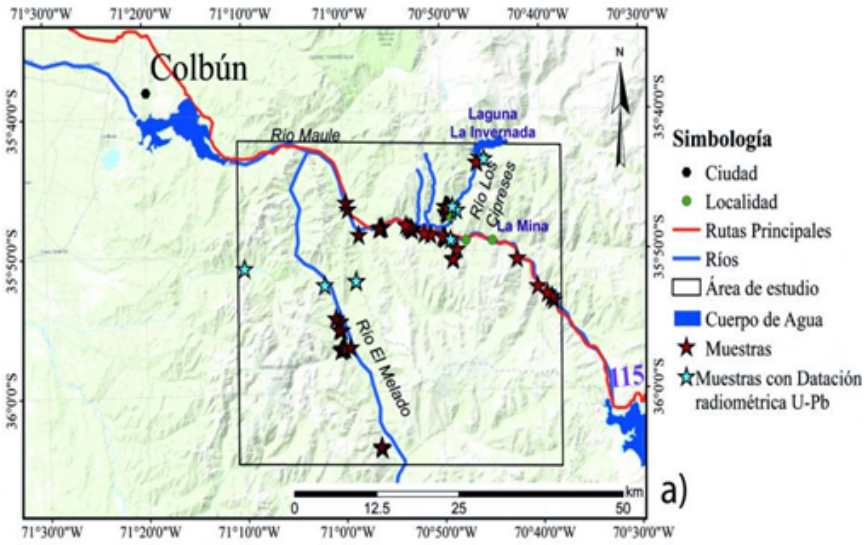
Kay, S. y Kurtz, A. (1995). Magmatic and tectonic characterization of the El Teniente region. Informe Inédito para CODELCO Chile, 180 p.

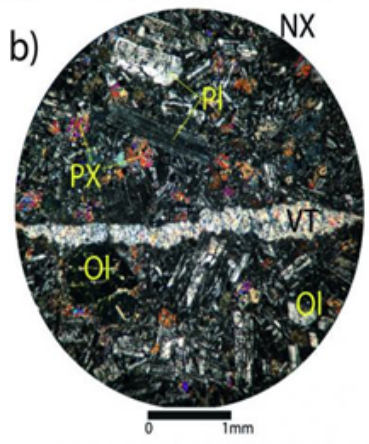
Rojas, M. (En preparación). Petrogénesis de las Unidades Miocenas Occidentales en el curso superior del río Maule. Memoria para optar al título de Geólogo, Facultad de Ingeniería, Universidad Andrés Bello, Santiago.

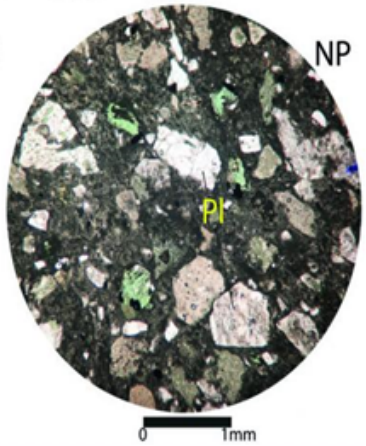
Spikings, R., Dungan, M., Foeken, J., Carter, A., Page, L., y Stuart, F. (2008). Tectonic response of the central Chilean margin (35-38°S) to the collision and subduction of heterogeneus Oceanic crust: a thermochronogical study. Journal of South American Earth Sciences, 165, 941-953.

Tapia, F. (2015). Evolución tectónica de los Andes Centrales del Sur durante el Cenozoico Superior. Tesis para optar al grado de Doctor en Ciencias con Mención Geología, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, 340 p.

ESEG-1: Tectónica andina







d)

Código	Coord. Este	Coord. Norte	Litología	Edad	Análisis	Mineral analizado	Descripción
LM13	334722	6034750	Dacita	18,07±0,27	U-Pb	Circón	Fm. Abanico[1,2]
LM26	339959	6045435	Granito de biotita	14,19±0.12	U-Pb	Circón	Plutón La Invernada
LM38	334872	6038857	Arenisca Volcano-clástica	14,12±0,17	U-Pb	Circón	Fm. Abanico[1,2]
LM40	335151	6038837	Toba cristalina	13,84±0,26	U-Pb	Circón	Fm. Abanico[1,2]
RM17	317925	6028962	Granito de clinopiroxeno	17,86±0,13	U-Pb	Circón	Batolito El Melado
RM22	321312	6028955	Toba vítrea	19,84±0,38	U-Pb	Circón	Fm. Abanico[1]
MC01	304339	6030521	Granodiorita de Horblenda	83,92±0,58	U-Pb	Circón	Batolito El Melado

1 En base a Astaburuaga, 2014; Duhalde y Rehnfeldt, 1981.
2 Asignados previamente a la Formación Plan de los Yeuques por González y Vergara (1962).

a) Ubicación del área de estudio y distribución de muestras recolectadas para distintos estudios, b) Microfotografía a nicoles cruzados de un basalto de olivino y piroxeno con vetilla de prehnita, c) Microfotografía a nicoles paralelos de una toba cristalina con cristales de cuarzo y plagioclasa, y d) Resumen edades radiométricas obtenidas en este estudio. Ol: Olivino. Pl: Plagioclasa. Px: Piroxeno. VT: Vetilla.

ESEG-1: Tectónica andina

Eventos tectónicos compresivos en el margen andino desde el Cretácico al presente

Sebastián Cabrera[1], Andrés Tassara[1], Osvaldo Rabbia[2].
(1) Ciencias de la Tierra, Ciencias Químicas, Universidad de Concepción, Concepción, Chile
(2) Instituto de Geología Económica Aplicada, Universidad de Concepción, Concepción, Chile

Introducción

La cordillera de los Andes, la cadena montañosa más larga del mundo, es el arquetipo de orogénesis en contexto de convergencia de placas oceánica y continental. Su evolución tectónica y los mecanismos de construcción son permanentemente debatidos, destacando dos visiones contrastantes: La primera involucra pulsos tectónicos compresivos de corta duración, separados por largos periodos de quiescencia o extensión tectónica. Estos pulsos son llamados fases tectónicas y han sido definidas en distintos lugares a lo largo de los Andes (e.g., Steinmann, 1929; Mégard, 1984). La segunda visión, plantea un proceso de orogénesis cuasi-continuo, particularmente durante el Cenozoico, donde el frente de deformación migra hacia el interior continental (e.g., Oncken et al., 2006). Si bien ambos modelos involucran un régimen compresivo para explicar el alzamiento de los Andes, éstos difieren en su continuidad.

Este trabajo presenta una recopilación bibliográfica de eventos tectónicos compresivos del margen andino, entre los 11°N y los 56°S. El objetivo es generar una base de datos actualizada y lo más completa posible de estos eventos, para poder evaluar si la construcción de los Andes fue un proceso regido por pulsos compresivos discretos o por eventos compresivos continuos en el tiempo y espacio.

Metodología

Para generar un catastro de eventos compresivos en el orógeno andino se recopilaron publicaciones que identificaran estos eventos en cualquier lugar del margen occidental sudamericano. De esta forma, se utilizaron 136 artículos publicados entre 1989 y 2018, extrayendo las áreas y rangos de tiempo donde se identificaron eventos compresivos. Además, estos datos fueron categorizados de acuerdo a la unidad morfológica donde fueron encontradas dichas evidencias.

Las metodologías utilizadas en los artículos para identificar compresión son: la geología estructural (41,1%), geotermocronología de baja temperatura (36,5%), sedimentología (16,4%) y otras (5,9%). Las edades y rangos de tiempo de los eventos compresivos reconocidos en la literatura se basan en las siguientes evidencias: (i) Discordancias geológicas y edades geocronológicas (16,4%), correspondiente al rango de edad entre los estratos infra- y sobre-yacientes; (ii) Estratos sinorogénicos y su edad (11%); (iii) Paleoelevaciones y tasas de alzamiento (4,6%), determinada por análisis isotópico y cambios de elevación respectivos; (iv) Análisis de proveniencia y composición de sedimentos (11,4%), mostrando evidencias de un área fuente alzada; (v) Modelamiento inverso de edades de enfriamiento termal (22,4%), correspondiente al intervalo de tiempo que muestra una tasa de enfriamiento alta, generalmente asociado a actividad de fallas cabalgantes o incisión de valles; (vi) Análisis de susceptibilidad magnética (1,4%), reconocido por la orientación de los ejes de susceptibilidad; (vii) Cambio de facies sedimentarias (4,6%), en estratos con características que muestran una proveniencia de sedimentos desde lugares alzados; (viii) Campo de esfuerzos (1,8%), relacionado a eventos compresivos previamente descritos, correlacionando las direcciones de mayor acortamiento; (ix) Plegamiento y/o fallamiento de las rocas afectadas (11,9%); (x) Edades de enfriamiento termal (12,3%), determinadas por dataciones Ar/Ar, (U-Th)/He y/o trazas de fisión en apatito o circón; (xi) Elevación vs edades de enfriamiento (1,8%), correspondiente al intervalo de tiempo que presenta una pendiente pronunciada; (xii) Tasas de sedimentación (0,5%), en intervalos de tiempo donde la sedimentación fue relativamente alta, debido a tasas de subsidencia flexural igualmente altas.

Cabe destacar que los datos recopilados muestran únicamente la existencia de un régimen compresivo en un área y tiempo determinado. Sin embargo, la intensidad con la cual éste se manifiesta no es tratada en este trabajo.

Resultados y Discusión

Los resultados son graficados en la Figura 1, donde el panel izquierdo muestra los eventos compresivos ocurridos en cada unidad morfológica y el panel derecho las ubica espacialmente. El continente sudamericano ha sido dividido en 36 unidades morfoestructurales, distinguidas principalmente por su estilo estructural.

En una vista general, los resultados muestran una concentración de eventos compresivos desde el Cretácico hasta el presente que

se hace más evidente comenzando el Cenozoico, especialmente en los segmentos norte y centro de los Andes. Por otro lado, los segmentos sur y austral muestran eventos separados en tiempo y espacio cada vez menos concentrados hacia el sur.

Una forma simple de verificar la continuidad espacial y temporal de los eventos compresivos identificados es utilizando el rango total de tiempo que abarca cada estudio, descartando eventos compresivos en los intervalos de tiempo donde no fueron encontrados. De esta manera, aproximadamente un 70% del tiempo y espacio contiene información. Las zonas que poseen menos información son el segmento austral y central, particularmente en el Cretácico.

Desde un punto de vista estadístico, las metodologías aplicadas en los estudios generan rangos de tiempo promedio entre 6 y 14 Ma y desviaciones estándar que varían significativamente en cada metodología o combinación de estas, mostrando valores cercanos o superiores a la media. Esto posiblemente se relaciona con una dependencia de la duración de un evento con la metodología aplicada.

Desde un punto de vista espacial, los eventos muestran una intermitencia latitudinal, la cual puede ser propia de los eventos o generada por la discontinuidad espacial entre las áreas de estudio. Una forma de disminuir este fenómeno sería correlacionar las áreas de reconocimiento de eventos con estructuras superficiales de carácter regional. Sin embargo, esto no ha sido realizado en este trabajo.

Para el margen sudamericano se ha señalado que la placa subductante ejerce un control en la deformación de la placa sobreyaciente, donde ciertos factores han sido indicados: tasas de convergencia, edad, ángulo y ancho de la placa subductante. En cambio, factores relacionados a la placa sobreyaciente, tales como su velocidad absoluta, deformación dúctil de la corteza inferior, acortamiento, engrosamiento cortical, estructuras preexistentes y delaminación litosférica, ejercerían un control en el alzamiento de la superficie y exhumación de las rocas. Este set de factores son los que finalmente interrelacionan compresión, alzamiento y exhumación, definiendo los episodios de formación de los Andes.

De manera general, si se comparan los resultados obtenidos aquí con los rangos temporales y espaciales de las fases tectónicas descritas por diversos autores a lo largo de los Andes, el grado de correlación es bajo, en menoscabo de su carácter sincrónico y de corta duración. Por el contrario, los resultados muestran que los eventos de compresión y subsecuente alzamiento pueden ser prolongados en el tiempo y con una distribución espacial discontinua.

La definición de fase tectónica está fundamentada principalmente en los trabajos pioneros de Stille (1924) y Steinmann (1929), quienes utilizaron características como discordancias angulares, fallamiento y/o plegamiento para la identificación de eventos orogénicos. No obstante, en este trabajo se recopilaron datos inferidos a través de éstas y otras evidencias. Por ejemplo, un caso extremo de compresión continua es el propuesto por el trabajo de Savignano et al. (2016) mediante modelamiento inverso de edades (U-Th)/He en apatito, quienes obtienen un periodo de rápida exhumación de aproximadamente 80 Ma. Sin embargo, los datos termocronológicos son sensibles principalmente al inicio de la deformación, pero no necesariamente restringen su final (Barnes et al., 2006).

Sobre la base de una visión integral del contexto tectónico durante la evolución andina, es más probable que la construcción del orógeno andino sea producto de períodos relativamente prolongados de deformación, sin descartar pulsos locales y de corta duración.

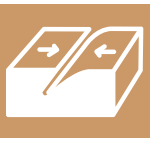
Conclusión

De acuerdo a los resultados, el modelo más plausible involucraría un régimen compresivo relativamente continuo, dentro del cual el frente de deformación sigue un patrón de migración que depende de los procesos geológicos involucrados a lo largo de la región andina.

A su vez, los eventos compresivos ocurridos en la placa continental no siguen un patrón sincrónico y de corta duración a lo largo de los Andes. Por el contrario, la expresión geológica de estos eventos se manifiesta de manera compleja y estaría condicionada por los múltiples factores mencionados anteriormente.

Referencias

Barnes, J. B., Ehlers, T. A., McQuarrie, N., O´Sullivan, P. B., & Pelletier, J. D. (2006). Eocene to recent variations in erosion across the



ESEG-1: Tectónica andina

central Andean fold-thrust belt, northern Bolivia: Implications for plateau evolution. Earth and Planetary Science Letters, 248(1-2), 118-133.

Mégard, F. (1984). The Andean orogenic period and its major structures in central and northern Peru. Journal of the Geological Society, 141(5), 893-900.

Oncken, O., Hindle, D., Kley, J., Elger, K., Victor, P., & Schemmann, K. (2006). Deformation of the central Andean upper plate system—Facts, fiction, and constraints for plateau models. In The Andes (pp. 3-27). Springer Berlin Heidelberg.

Stille, H. (1924). Grundfragen der vergleichenden Tektonik. Gebrüder Borntraeger.

Steinmann, G. (1929). Geologie von Perú. p 448. Carl Winters Universitätsbuchhandlung, Heidelberg.

Savignano, E., Mazzoli, S., Arce, M., Franchini, M., Gautheron, C., Paolini, M., & Zattin, M. (2016). (Un) Coupled thrust belt foreland deformation in the northern Patagonian Andes: New insights from the Esquel Gastre sector (41° 30'–43° S). Tectonics, 35(11), 2636-2656.

ESEG-1: Tectónica andina

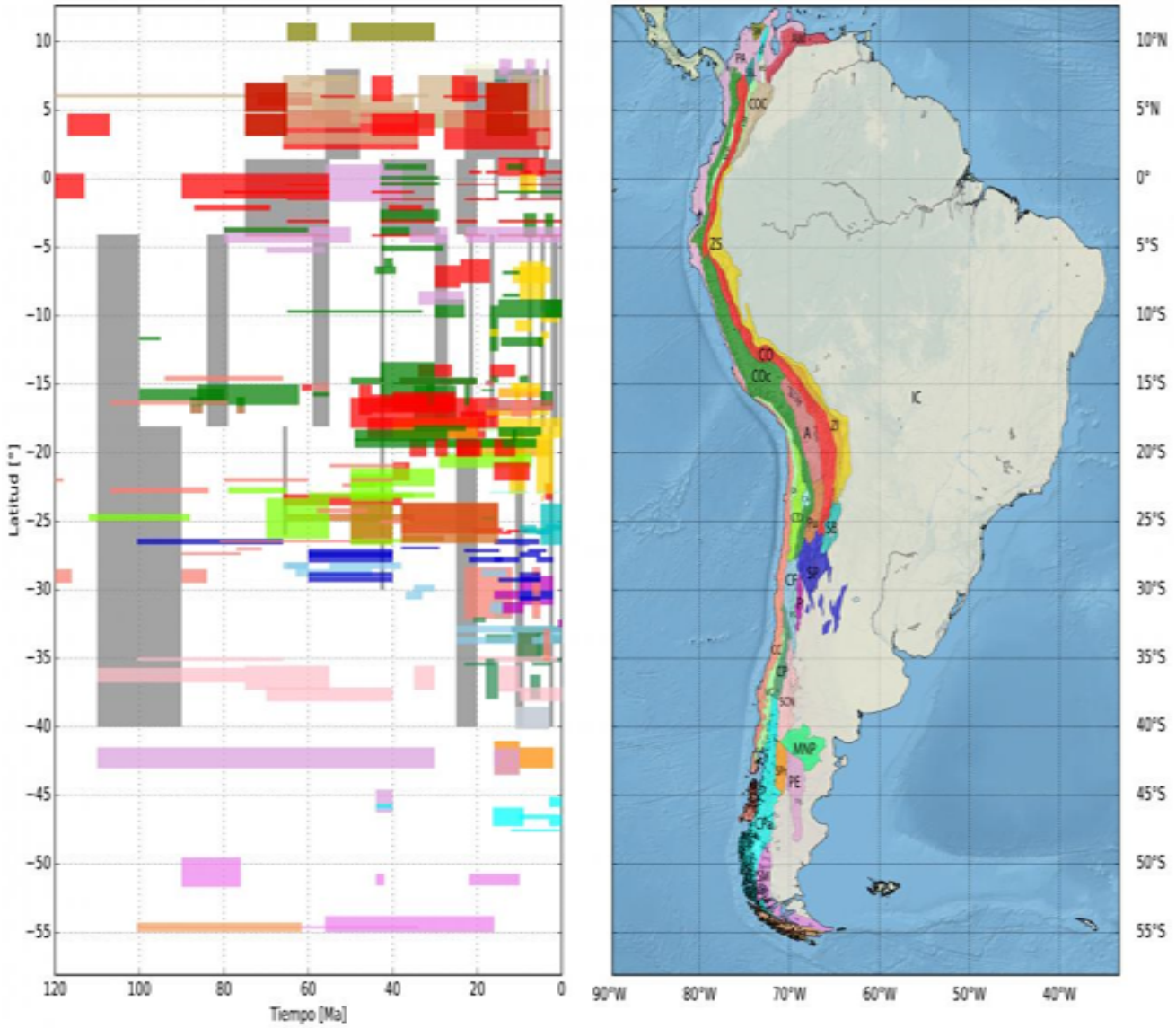


Figura 1. Izquierda: Eventos compresivos en cada unidad fisiográfica, las fases tectónicas son coloreadas en gris. Derecha: Unidades fisiográficas de Sudamérica PA, Planicies de Antearco; COC, Cordillera Oriental Colombiana; CO, Cordillera Oriental; SN, Sierra Nevada Santa Marta; MS, Macizo Santander; ZS, Zona Subandina; COc, Cordillera Occidental; CC, Cordillera de la Costa; ZI, Zona Interandina; CD, Cordillera de Domeyko; Pu, Puna; A, Altiplano; CA, Cuenca Salar de Atacama; SCN, Sistema Cordillerano Neuquino; P, Precordillera; CF, Cordillera Frontal; CP, Cordillera Principal; SP, Sierras Pampeanas; PE, Patagonia Extrandina; CPa, Cordillera Patagónica; SB, Sierras Santa Barbara; SM, Sistema Magallánico; AF, Andes Fueguinos; SPr, Sistema Precordillerano; DI, Depresión Intermedia; VC, Valle Central; VCP, Valle Cauca-Patía; VM, Valle Magdalena; AM, Andes de Mérida; VU, Valle Uspallata; SSL, Sierra San Lucas; SPe, Sierra Pereira; MNP, Macizo Norpatagónico; IC, Interior Continental

Extensional events in the Meso-Cenozoic evolution of the central Chilean-Argentinan Andes with emphasis on the configuration of the Abanico Basin

Reynaldo Charrier[1,2], **Marcia Alejandra Muñoz**[1], Marcelo Farias[2], Felipe Tapia[3].
(1) Geología, Facultad de Ingeniería, Universidad Andres Bello, Sazié 2119, Santiago, Chile
(2) Geología, Ingeniería, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(3) Instituto de Estudios Andinos Don Pablo Groeber (IDEAN), Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, Universidad de Buenos Aires, Buenos Aires, Argentina

The Abanico basin system is a major paleogeographic feature developed along the Andean margin after a regional scale extensional event during the late Eocene-early Miocene [1]. This corresponded to an intra-arc extensional and subsiding basin that accumulated more than 3.000 m of arc deposits over a ~35 km thick crust. Although the basin system developed regionally along the margin, the characteristics of the rift configuration and evolution were not uniform along strike. Results from our recent investigations show that the region between ~35-36°S records a major southward reorganization of this system respect to the much better studied area further north (~33-34.5°S). In terms of its architecture, two different compartments of the Abanico basin system have been proposed at 33°S, although the underlying rock-units are not exposed. At 35°S such units have been clearly recognized and correspond to Late Cretaceous arc deposits. Here the basin architecture consists of hemigrabens defining a western and an eastern compartment of the Abanico Fm. [2]. Still further south, at 36°S, the Cenozoic deposits are separated by well exposed plutonic rocks of Late Cretaceous age, and two different swaths are identified. From west to east these distribute along the western margin of the Principal Cordillera (Oligocene-early Miocene) and the central Principal Cordillera (early Miocene). The eastern swath corresponds to the widest one and is bounded on both sides by Late Cretaceous plutonic rocks. The early Miocene ages it shows are in the limit of the Abanico basin inversion determined further north (22-18 Ma; e.g. [1], [2]), thus such series could correspond either to an eastern syn-rift compartment of the basin system or to syn-orogenic units behind the inversion front of the western swath. The western swath hosts igneous products showing the most primitive and unfractionated compositions recovered up to date for the Abanico system [3]. All the mentioned characteristics suggest a progressively greater development of exhumation and crustal thinning processes southwards within the ~35-36° area. In a whole, these processes are also comparatively more developed than those recorded for the evolution of the area further north between ~33-34.5°S. [1] Charrier et al., 2007. The Geology of Chile. The Geological Society, London, pp. 21-114. [2] Tapia, 2015. Ph.D. Thesis, Universidad de Chile, 165 p. [3] Vergara et al., 1999. Andean Geology 26: 23-41.

Segmentación de patrones de rotación tectónica delimitados por la Falla Taltal. Cordillera de la Costa del norte de Chile (25° - 26° latitud sur)

Juan Pablo Contreras[3], Matías Peña[2], Pierrick Roperch[1], Marcelo FarÃas[2], Reynaldo Charrier[2], Christian Creixell[3].
(1) Université de Rennes 1
(2) Universidad de Chile
(3) Geología General, SERNAGEOMIN

Los estudios de paleomagnetismo realizados en Chile y el sur del Perú revelan que el patrón de primer orden de las rotaciones tectónicas obtenidas está relacionado a la formación del Oroclino Boliviano (*e.g.* Heki *et al.*, 1983; Roperch *et al.*, 2006; Arriagada *et al.*, 2008). El evento principal asociado a la formación de este oroclino se desarrolló durante el Paleógeno (Arriagada *et al.*, 2006).

En las rocas del Mesozoico del norte de Chile se han medido rotaciones en sentido horario mayores a las esperadas por el desarrollo del oroclino, lo que sugiere la existencia de una rotación de segundo orden entre bloques locales previa al Paleógeno (Taylor *et al.*, 2005). En la Cordillera de la Costa, estas rotaciones anómalas han sido relacionadas con la actividad del Sistema de Fallas de Atacama (SFA) (Randall *et al.*, 1996).

En este trabajo se analiza las rotaciones tectónicas en la Cordillera de la Costa de la mitad sur de la Región de Antofagasta, a partir de un estudio paleomagnético en conjunto con la actualización de la información geológica. La integración de 3 Cartas de Geología Básica (Contreras *et al.*, 2013; Escribano *et al.*, 2013; Espinoza *et al.*, 2013) condujo a la definición de tres Dominios Estructurales separados por la Falla Taltal y el SFA.

Al norte de la Falla Taltal se observó que la localidad de plutones Cretácicos registra una mayor rotación en sentido horario que la localidad que agrupa los plutones Jurásicos. Al sur de esta falla, las localidades de rocas estratificadas con magnetización remanente primaria (Triásico Superior - Jurásico Superior) registran una mayor rotación horaria que las localidades de rocas estratificadas remagnetizadas y plutónicas del Cretácico Inferior. Si la comparación se hace respecto de la edad de magnetización remanente, también se observa una diferencia importante.

Estos antecedentes indican que la Falla Taltal marca una segmentación tectónica en el área, que separa patrones de rotaciones diferentes y representa un mecanismo de rotaciones tectónicas desacoplado del proceso del Oroclino Boliviano, ocurrida probablemente durante el Cretácico Temprano alto. Esta rotación se agrega a la producida por el proceso Oroclinal y por lo tanto complejiza la distribución las rotaciones en el área.

Agradecimientos

Este resumen es parte de una tesis de Magister que se realizó en el marco del programa regular de cartografía del SERNAGEOMIN y contó con el financiamiento del Plan Nacional de Geología (PNG) y de FONDECYT.

ESEG-1: Tectónica andina

Role of subducted sediments in plate interface dynamics as constrained by Andean forearc (paleo)topography

Nicolás Cosentino[1], **Felipe Aron[2,3,4]**, Jorge Crempien[2,3], Teresa Jordan[5].
(1) Centro de Investigaciones en Ciencias de la Tierra (CICTERRA), Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba, Córdoba, Argentina
(2) Ingeniería Estructural y Geotécnia, Ingeniería, Pontificia Universidad Católica de Chile, Santiago, Chile
(3) CIGIDEN, FONDAP 15110017, Santiago, Chile
(4) Continental Shelf Unit, Chilean Ministry of Foreign Affairs, Santiago, Chile
(5) Earth and Atmospheric Sciences, Cornell University, Ithaca, NY, USA

Forearc topography and inferred paleotopography are key constraints on the processes acting at plate interfaces along subduction margins. We used along-strike variations in modern topography, trench sediment thickness, and instrumental seismic data sets over >2000 km of the Chilean margin to test previously proposed feedbacks among subducted sediments, plate interface rheology, megathrust seismicity, and forearc elevation. Observed correlations are consistent with subducted sediments playing a prominent role in controlling plate interface rheology, which, in turn, controls the downdip distribution of megathrust seismicity and long-term forearc elevation. High (low) rates of trench sedimentation promote long-term interseismic coupled offshore forearc uplift (subsidence) and onshore forearc platform subsidence (uplift). Low trench sedimentation rates also promote deeper megathrust seismic slip, enhancing short-wavelength coastal zone uplift. Shallowing of subducting slabs contributes to a reduction in coastal zone–onshore forearc relief, in turn preventing formation of onshore forearc basins. The extremely low denudation rates of hyperarid northern Chile have allowed better reconstructions of the histories of paleoelevations and paleoclimate compared to other sections of the forearc. Even if these histories are not sufficiently resolved to unequivocally assign causality among climate variability, changes in plate interface frictional properties, and forearc elevation, they are consistent with the onset of hyperaridity in the coastal zone at 25–20 Ma (1) triggering long-term, long-wavelength offshore forearc subsidence and onshore forearc uplift, and (2) accelerating short-wavelength coastal zone uplift.

ESEG-1: Tectónica andina

Exhumación de corteza oceánica en el Complejo Metamórfico Punta de Choros: edad, mecanismos y su relación con la evolución tectónica neopaleozoica andina

Christian Creixell[1], Ricardo Velasquez[1], Javiera Gonzalez[2], Manuel Alarcon[2].
(1) Geologia Regional, SERNAGEOMIN
(2) Ciencias de la Tierra, Ciencias Quimicas, Universidad de Concepción, Concepción, Chile

El Complejo Metamórfico Punta de Choros (CMPC) distribuido en la costa del norte de Chile (29°00'-29°15'S) registra la deformación ocurrida en el prisma de acreción del margen continental gondwánico Neopaleozoico. Las asociaciones de litofacies que componen el CMPC, consisten en lonjas de esquistos micáceos con y sin granate, metabasitas y metachert (I), metaturbiditas de bajo grado (II) y un bloque de alto grado metamórfico, constituido por gneiss de granate y muscovita y anfibolitas con granate (III). Las edades del peak metamórfico de estas unidades fluctúan entre los 320 y 280 Ma.

Las relaciones de contacto observadas a través del complejo permiten reconocer que el bloque (III) está localizado en la base de un paquete de metabasitas de afinidad oceánica, y está yuxtapuesto tectónicamente sobre rocas de afinidad continental (II), mediante una zona de deformación dúctil transpresiva, cuya deformación está datada entre 270 y 260 Ma. A su vez, se han reconocido zonas de mélange tectónico en la zona de contacto entre las unidades (I) y (II) del CMPC. Estas relaciones estructurales se interpretan en este trabajo como el efecto de desplazamiento tectónico mediante fallas inversas relacionadas espacialmente al contacto interplaca, que desplazaron lonjas oceánicas profundas (~40 km) hacia niveles someros del prisma en el Pérmico medio.

Esta exhumación de corteza oceánica en el prisma de acreción coincide temporalmente con cambios mayores registrados en el arco magmático, representado por los complejos plutónicos expuestos en la Cordillera Frontal entre los 28° y 30° S, 80 km al este del CMPC. Tras el voluminoso plutonismo del Pérmico Inferior, se produce una drástica disminución de este entre los 280 y 260 Ma y una migración del foco magmático 15 km al este, para posteriormente instalar un nuevo foco magmático, a partir del Pérmico tardío. Además, la signatura isotópica muestra un fuerte quiebre, desde afinidades litosféricas en el Pérmico inferior hacia unas primitivas desde el Pérmico Superior. Los cambios geodinámicos, que implican deformación en el prisma, migración del magmatismo al este y posible remoción de litósfera continental en el Pérmico, coinciden temporalmente con la Fase Orogénica San Rafael, registrada en Argentina y se pueden explicar por una disminución del ángulo de subducción en el Pérmico medio.

Este trabajo se pudo realizar gracias al desarrollo del Plan Nacional de Geología de SERNAGEOMIN

ESEG-1: Tectónica andina

Nuevas evidencias geocronológicas en la sucesión de eventos tectónicos del Paleozoico tardío y Triásico en el norte de Chile

Juan Díaz-Alvarado[1], Paulina Fuentes[1], Natalia Rodríguez[1], Carlos Fernández[2].
(1) Departamento de Geología, Facultad de Ingeniería, Universidad de Atacama, Copiapó, Chile
(2) Departamento de Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias Experimentales, Universidad de Huelva, Huelva, España

La Formación Las Tórtolas (29º y 26º S) ha sido tradicionalmente interpretada como un complejo de acreción activo durante el Paleozoico tardío en el margen occidental de Gondwana, correlacionable con otros complejos metamórficos que afloran a lo largo de la costa chilena. Sin embargo, al inicio del ciclo Andino, la Formación Las Tórtolas se conformaba como el basamento cortical del arco magmático. Para entender estos cambios es importante conocer la zonación litológica y estructural que presenta la formación, así como las nuevas edades presentadas en este trabajo, que obedecen a la evolución tectónica del margen activo entre el Pérmico medio y el Triásico.

En la parte más occidental de la formación, tectónicamente a muro, afloran las facies de mélange. A pesar de carecer de rocas de alta presión, su intensa deformación dúctil y su posición estructural la identifican con las "Western Series" de los complejos de acreción del Carbonífero. A excepción de las metabasitas presentes en la mélange, sus características litológicas son similares a las de la parte oriental de la formación (filitas y cuarcitas con menos abundantes calizas y cherts), también conocidas como "Eastern Series", que entregan edades máximas de depositación de 347 Ma, similares a las obtenidas en los complejos de acreción del centro de Chile (Hervé et al., 2013). Entre ambos dominios metasedimentarios se encuentra un dominio fundamentalmente volcánico compuesto por basaltos E-MORB y niveles menores de andesitas y riolitas a techo, intercalados con filitas y cuarcitas. Esta serie volcanosedimentaria está fuertemente deformada con características similares al dominio oriental, con cabalgamientos y pliegues asociados, conformando la parte frontal del complejo de acreción. La edad máxima de depositación obtenida en las cuarcitas intercaladas con los basaltos es de 369 Ma, mientras que la edad de circones ígneos en las riolitas es de 300 ±4 Ma. Esta última puede ser considerada la edad más antigua para la llegada y acreción de las rocas basálticas oceánicas al margen, similares a las propuestas en el centro-sur de Chile (Hyppolito et al., 2015; García San-segundo et al., 2014).

Las edades obtenidas en los primeros plutones graníticos emplazados en la Formación Las Tórtolas, c.a. 280 y 250 Ma en Pan de Azúcar y Cerros del Vetado respectivamente, marcan el final de la etapa acrecionaria en el margen y su transición hasta conformarse como basamento del magmatismo andino al final del Triásico.

ESEG-1: Tectónica andina

Los Andes Norpatagónicos como ejemplo de un orógeno bivergente

Andres Echaurren[1], Alfonso Encinas[2], Lucia Sagripanti[3], Paul Duhart[4], Guido Gianni[5], Andres Folguera[3].
(1) Geología, Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires
(2) Ciencias de la Tierra, Universidad de Concepción
(3) Universidad de Buenos Aires
(4) Servicio Nacional de Geologia y Mineria
(5) Universidad de San Juan

El margen Andino de la Patagonia norte (~43° S) está caracterizado por unidades morfoestructurales de carácter deprimido, con la expresión continua más meridional de la Cordillera de la Costa en la Isla de Chiloé, un orógeno principal de baja topografía y amplitud y un Valle Central sumergido. Sin embargo, considerando la geometría del basamento iluminada por secciones sísmicas (ENAP) bajo la plataforma oceánica y el Valle Central, el bloque del antearco está definido por una morfología contrastada, dadas las potentes cuencas de hasta ~4500 m de profundidad que flanquean la Isla de Chiloé. El estudio de secciones sísmicas, datos de pozos, trabajo de campo, análisis morfológicos y de sismicidad cortical y co-sísmica, indica la presencia de dos fallas principales de vergencia occidental que alzan ambos cordones montañosos. La más occidental actúa como un *splay* cuya traza bordea la costa oeste de la isla, alzando el basamento Paleozoico por sobre rocas sedimentarias del Oligoceno superior-Mioceno inferior expuestas en la costa suroccidental. La más oriental ("Falla Puerto Montt"), alza la vertiente occidental Andina deformando secuencias sedimentarias terciarias y rocas ígneas mesozoicas, limitando el depocentro principal de la cuenca y con inflexiones asociadas a lineamientos de orientación NW parte de la fábrica del basamento cristalino en la vertiente Andina y la Isla de Chiloé. La actividad contraccional de este sistema de fallas habría comenzado durante el Mioceno medio, invirtiendo el acentuado régimen extensional del Oligoceno tardío-Mioceno temprano asociado a volcanismo de arco e ingresiones marinas en el continente. Estos elementos le confieren una configuración tectónica particular al margen a estas latitudes. Por un lado, el estilo de deformación del sector *offshore* difiere al resto del antearco en los Andes del Sur, con cuencas de antearco acrecionarias de régimen compresivo. Por otro lado, a pesar de existir semejanzas con modelos recientes en los Andes Centrales que proponen una vergencia al oeste de la vertiente Andina en Chile, el crecimiento diacrónico hacia el este de la faja plegada y corrida con despegues en niveles corticales medios a estas latitudes descarta un crecimiento Andino "hacia el oeste". En cambio, estos rasgos tectónicos y estructurales caracterizan a los Andes Norpatagónicos como un orógeno bivergente, donde la Zona de Falla de Liquiñe Ofqui marca un eje de inflexión entre la vergencia de las estructuras principales.

ESEG-1: Tectónica andina

Evolución tectonosedimentaria de la Cordillera de la Costa de Chile centro-sur durante el Neógeno.

Alfonso Encinas[1], Lucia Sagripanti[2], Maria Pia Rodriguez[3], Joaquim Otero[4], Anibal Anavalon[1], Francisco Ocaranza[1], Philippe Giroux[1], Sebastian Villar[1].
(1) Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Concepción
(2) Instituto de estudios Andinos Don Pablo Groeber, UBA-CONICET
(3) Departamento de Geología, Universidad de Chile
(4) Instituto de Ciencias de la Tierra, Universidad Austral de Chile

Las Cordilleras Costeras son cordones montañosos paralelos a la fosa, característicos de numerosos márgenes convergentes y que generalmente se sitúan entre un prisma de acreción y una cuenca de antearco. A lo largo de la mayor parte de Chile se desarrolla uno de estos cordones montañosos que recibe el nombre de Cordillera de la Costa y que está separada de la Cordillera Principal por el Valle Central o Depresión Intermedia.

El origen de la Cordillera de la Costa y de la Depresión Intermedia se ha atribuido a diferentes causas y edades. Algunos autores consideran que la Depresión Intermedia se habría generado como un graben durante el Oligoceno tardío-Mioceno temprano. Para otros, el Valle Central se formó por erosión diferencial de una penillanura elevada que habría dominado todo el antearco durante el Neógeno. Otros autores consideran que la Cordillera de la Costa se alzó entre el Plioceno y el presente, como consecuencia de la acreción basal de sedimentos subducidos en la fosa.

Nuestros estudios estratigráficos, geocronológicos, estructurales y geomorfológicos llevados a cabo en Chile centro-sur entre unos 37° y 42°S indicarían un origen Plio-Pleistoceno para la Cordillera de la Costa de esta región, la que se habría alzado como consecuencia de un régimen tectónico compresivo. Las evidencias más importantes comprenden 1) La presencia de depósitos marinos del Mioceno temprano que fueron posteriormente deformados y alzados a altitudes de hasta 400 m.s.n.m. 2) La presencia de depósitos fluviales Pliocenos que rellenan la mayor parte del Valle Central y que se encuentran en algunos sectores de la Cordillera de la Costa a altitudes de hasta 650 m.s.n.m. 3) La presencia de estos mismos depósitos, que se caracterizan por presentar clastos volcánicos procedentes de la Cordillera de los Andes, en sectores costeros donde actualmente los ríos drenan áreas de la Cordillera de la Costa donde solo afloran rocas metamórficas y plutónicas. 4) La presencia de fallas inversas con vergencia al este que limitan el margen oriental de la Cordillera de la Costa con el margen occidental de la Depresión Intermedia. 5) La presencia de numerosas penillanuras en los sectores más altos de la Cordillera la Costa. Estas penillanuras, presumiblemente formadas a nivel del mar, deben haber sido alzadas a lo largo del Neógeno, considerando que el clima húmedo que ha prevalecido en la zona durante este periodo hace improbable su preservación en altura desde épocas anteriores.

ESEG-1: Tectónica andina

La inversión de la cuenca mesozoica y la deformación sobreimpuesta del Sistema de Falla de Domeyko en la sierra Candeleros, Precordillera de Antofagasta

Daniela Espinoza[1], Rodrigo González[1], Francisca Robledo[1], Rocío Quilaleo[1].
(1) Departamento de Ciencias Geológicas , Facultad de Ingeniería y Ciencias Geológicas, Universidad Católica del Norte, Antofagasta, Chile

La cordillera de Domeyko es uno de los principales rasgos morfoestructurales del antearco del norte de Chile y su registro geológico-estructural evidencia una serie de eventos tectónicos desarrollados durante la evolución andina. El principal estilo estructural en la Precordillera es el Sistema de Falla de Domeyko (SFD), conformado principalmente por estructuras transpresivas (e.g. Mpodozis *et al*., 1993; Niemeyer y Urrutia, 2009). Además, a la latitud de la sierra Candeleros se han interpretado estructuras compresivas que involucran deformación de piel gruesa y piel delgada con el desarrollo de fallas y pliegues en la cobertura mesozoica (Amilibia *et al*., 2008). Esta deformación se ha interpretado como la inversión de las estructuras extensionales que controlaron las cuencas triásico-jurásicas (Amilibia *et al*., 2008). Sin embargo, se desconoce la geometría, cinemática y edad de la deformación asociada a las estructuras compresivas y a las fallas transcurrentes del SFD a la latitud de la sierra Candeleros. A partir del mapeo geológico-estructural, análisis cinemático de más de 50 fallas con *datum* completo y análisis estereográfico de pliegues con cerca de 1.000 medidas, nuestros resultados muestran que la deformación en la sierra Candeleros es el resultado de la sobreimposición de una serie de eventos de deformación: un evento extensional sinsedimentario del Jurásico Medio; un evento compresivo durante el Cretácico Superior que provocó la formación de fallas inversas y pliegues por propagación en la cobertura mesozoica; y, posteriormente, fallas transcurrentes pre-miocenas vinculadas al Sistema de Falla de Domeyko que provocaron una rotación antihoraria de bloques. De esta forma, el conjunto de estos eventos de deformación explica la geometría actual de la sierra Candeleros. Finalmente, nuestros resultados muestran que las estructuras compresivas relacionadas a la inversión de las cuencas mesozoicas juegan un rol fundamental en la evolución de la deformación en la cordillera de Domeyko.

ESEG-1: Tectónica andina

Revealing the Early Mesozoic tectonic inheritance of the western Central Andes (Domeyko Range, northern Chile): A structural, geochronological and 40Ar-39Ar thermochronological approach

Mauricio Espinoza[1], Verónica Oliveros[1], Paulina Váquez[2], Laura Giambiagi[4], Florencia Bechis[3], Leah Morgan[5].
(1) Departamento de Ciencias de la Tierra, Facultad de Química, Universidad de Concepción
(2) Servicio Nacional de Geología y Minería, Chile
(3) Instituto de Investigaciones en Diversidad Cultural y Procesos de Cambio (IIDyPCa), CONICET, Universidad Nacional de Río Negro, San Carlos de Bariloche, Argentina
(4) IANIGLA, CCT Mendoza, Centro Regional de Investigaciones Científicas y Tecnológicas, Argentina
(5) U.S. Geological Survey, Denver Federal Center, Estados Unidos

The Domeyko Range defines the western edge of the Central Andes (northern Chile 22º - 26º S) and hosts some of the largest porphyry Cu-Mo deposits in the world. It is a deformed belt formed by a core of Late Paleozoic rock thrusted over Mesozoic strata. The building of this range seems to have been strongly controlled by the inversion of the former Mesozoic basin (Domeyko Basin) but to what extent the primary structure of the basin influenced the deformation is unknown. This study aims to unravel the tectonic evolution of the Triassic rifting and its relationship to the building of the Domeyko Range. U-Pb data show that the Domeyko Basin was formed during two synrift stages. The Synrift I (~240-225 Ma) initiated the Sierra Exploradora sub-basin (SESB), while the Synrift II (~217-200 Ma) originated the Sierra de Varas sub-basin (SVSB). During the Synrift II, rift-climax sequences were developed at the SVSB evidencing a fault-linkage process which created a major N-S fault array in the present position of the Domeyko Fault System (Eocene-Oligocene). Structural mapping and kinematic analyses indicate a transtensional rifting kinematic with a main ~NE-SW stretching direction, where major N-S faults interacted with NW-SE basement structures producing deep releasing bends. U-Pb detrital zircon ages (DZ) from SVSB deposits, show the main peak at ca. 290 Ma and much younger 40Ar-39Ar detrital muscovites ages (DM), suggesting the beginning of source exhumation at ~245 Ma. On the contrary, along the SESB source exhumation would have taken place at ~265 Ma (DM ages), shortly after their emplacement within the crust (DZ peak at ~270 Ma). This suggests a distinct exhumation history for each sub-basin, likely due to the segmentation of the basement structure prior to ~265 Ma. Moreover, main spatial variations in the structural style along the range axis correlate with the sub-basins edges (vergence direction, thick- versus thin- skin and shortening ratios), with thick-skinned belts occurring at the site of former synrift border faults. We propose that the rifting architecture strongly determined the main structural style of the Domeyko Range and controlled the inception of the prolific Domeyko Fault System. The main structure which segmented the rift sub-basins would have been present at least since the Late Paleozoic (~265 Ma) and correlates with a major NW lineament of the present forearc.

ESEG-1: Tectónica andina

Análisis sedimentológico de los depósitos Miocenos del bloque San Rafael y su relación con el alzamiento andino (35ºS): Resultados preliminares

Román Feal[1], Julieta Suriano[2], Felipe Tapia[3], Lucía Sagripanti[3], Diego Winocur[4], José Mescua[2], Marcelo Farías[5].
(1) Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Departamento de Ciencias Geológicas
(2) Instituto Argentino de Nivología, Glaciología y Ciencias Ambientales, Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Exactas
(3) Universidad de Buenos Aires, Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Tecnicas, Instituto de Estudios Andinos Don Pablo Groeber, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Departamento de Ciencias Geológicas
(4) Universidad de Buenos Aires, Instituto de Estudios Andinos Don Pablo Groeber, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Departamento de Ciencias Geológicas
(5) Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Departamento de Geología

El bloque de San Rafael corresponde a un bloque de basamento ubicado al este de la Cordillera Principal, cuyo alzamiento habría ocurrido post- 6 Ma asociado a la fragmentación de la cuenca de país neógena. Previo a esto y durante el Mioceno se depositó sobre el bloque San Rafael una secuencia sedimentaria denominada Fm. Aisol. De acuerdo a las edades reportadas, esta unidad correspondería a depósito sinorogénicos asociados a la deformación neógena de los Andes Centrales del sur. Sin embargo, aún es desconocida su posición dentro de la evolución temprana del sistema antepaís, sin poder determinar si corresponde a depósitos acumulados en la parte distal del *foredeep* o en el *back-bulge*. En este trabajo se presentan los resultados de un análisis sedimentológico y de proveniencia con el objetivo de establecer la paleogeografía durante los estadios tempranos de la evolución de la cuenca de antepaís neógena de los Andes Centrales del sur. Para tal fin, se levantaron dos perfiles sedimentarios y se hicieron análisis de procedencia a través de conteos de conglomerados y análisis de cortes delgados de. En base al análisis de los datos de terreno se definieron 6 facies sedimentarias y con ellos 4 asociaciones de facies que permiten definir un ambiente de mega abanico aluvial para esta secuencia. Lo anterior, junto con el análisis de procedencia de areniscas y conglomerados y datos de paleocorrientes que indican aportes desde el suroeste, permiten proponer un modelo tecto-sedimentario para el depósito de la Fm. Aisol caracterizado por el desarrollo de un mega sistema aluvial generado al oeste del área de estudio y relacionado al alzamiento del orógeno andino durante el Mioceno. Este modelo es discutido e integrado dentro de la evolución regional del área de estudio con el fin de establecer un modelo paleográfico de la cuenca de antepaís a los 35ºS.

ESEG-1: Tectónica andina

Magmatismo de retroarco asociado a ingresiones marinas durante el Mioceno temprano en el contexto del *rollback* de la placa de Nazca

Lucía Fernández Paz[1,2], Florencia Bechis[3], Vanesa Litvak[1,2], Andres Echaurren[1,2], Alfonso Encinas[4], Veronica Oliveros[4], Javiera Gonzalez[4], Andres Folguera[1,2].
(1) Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, Ciudad Autónoma de Buenos Aires, Argentina
(2) Instituto de Estudios Andinos Don Pablo Groeber (IDEAN). Laboratorio de Geodinámica, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales , CONICET-Universidad de Buenos Aires, Ciudad Autónoma de Buenos Aires, Argentina
(3) IIDyPCa, CONICET-Universidad Nacional de Río Negro, San Carlos de Bariloche, Argentina
(4) Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Concepción, Concepción, Chile

La evolución del magmatismo de arco durante el Cenozoico en los Andes Nordpatagónicos (39-43ºS) se encuentra estrechamente vinculada a cambios en la configuración de la zona de subducción y cambios en la velocidad de convergencia entre las placa de Nazca y la placa Sudamericana.

Luego de un período de magmatismo de intraplaca durante el Paleoceno-Eoceno inferior, la actividad del arco volcánico se reactiva en el Eoceno Superior con impronta toleítica, evolucionando a composiciones calcoalcalinas hacia el Oligoceno. A lo largo de este tiempo, la configuración de las placas se mantuvo a velocidades de convergencia relativamente estables aunque con ángulos variables de convergencia.

El gran cambio en el contexto geodinámico ocurre hacia los 28-23 Ma con el rompimiento de la placa de Farallón en las placas Cocos y Nazca, el cual genera un cambio en el ángulo de convergencia entre las placas Nazca-Sudamericana de oblicuo a ortogonal. La extensión generalizada y extrusión de grandes volúmenes de lava durante este periodo se interpretan como producto del aumento de la velocidad de convergencia y el *rollback* de la losa oceánica. Nuestro estudio se centra en las rocas volcánicas asociadas a depósitos marinos de edad miocena inferior, expuestas en las cercanías de la localidad argentina de S. C. Bariloche (Formación Ventana; ~41°S). Estas rocas incluyen niveles de basaltos toleíticos que se encuentran intruidos por filones de basaltos alcalinos. La geoquímica y composición isotópica (Sr, Nd, Pb) de estos flujos lávicos sugiere su proveniencia de fuentes con características similares a un E-MORB, con una impronta remanente de la actividad del arco previo; mientras que los filones o intrusivos basálticos tienen una clara signatura OIB. El análisis de elementos traza e isótopos como discriminadores tectónicos sugiere que estos magmas evolucionaron en el contexto de una cuenca extensional en el retroarco. Por otra parte, las intrusiones alcalinas exhiben semejanzas composicionales con el magmatismo máfico de Somuncura, localizado en el retroarco andino a las mismas latitudes. En este contexto, el *rollback* de la placa de Nazca habría dado lugar a una extensión generalizada seguida de magmatismo generado por fusión por descompresión. Más aún, este proceso habría generado movimientos convectivos en el manto, atrayendo hacia el sector cordillerano pulsos magmáticos de origen mantélico profundo, presumiblemente vinculados con la pluma asociada al magmatismo de Somuncura.

ESEG-1: Tectónica andina

Una discusión acerca de las fases de levantamiento de los Andes del sur

Andres Folguera[1], Andres Echaurren[2], Lucas Fennell[2], Guido Gianni[2], Bruno Colavitto[3], Julian Olivar[2], Ana Astort[2], Lucia Sagripanti[2], Lucia Fernandez[2], Sofia Iannelli[2], Vanesa Litvak[2], Cesar Navarrete[4], Alfonso Encinas[5].
(1) geologia, exactas, universidad de buenos aires
(2) geologia, universidad de buenos aires
(3) universidad de buenos aires
(4) juan don bosco
(5) Universidad de Concepción

Existe conciencia acerca de que los Andes del sur (22-50° S) comprenden diversas fases de alzamiento que han empezado en torno a los 105 Ma y que se han prolongado con variable intensidad dependiendo del sector. Sin embargo, sólo recientemente se toma conciencia acerca de la duración real de estas fases y su proporción dentro de la fase orogénica andina. La sedimentación sinorogénica y sinextensional analizada y datada a través de su extensión, arrojan que los Andes del sur han comenzado su evolución hacia 105 Ma en lo que probablemente ha constituido su periodo más prolongado de alzamiento hasta los 75 Ma, pero con magnitud variable a lo largo de su extensión, comprendiendo un orógeno que incluye la actual Cordillera de la Costa y Precordillera chilena al sur del codo de Arica, pero que ha conformado un extenso orógeno en Patagonia. Esta dispar amplitud del orógeno cretácico podría relacionarse con una contrastante expansión del fondo marino Atlántico. Esta fase de levantamiento es interrumpida por una primera fase de desestabilizaciones extensionales diacrónicas: alrededor de los 70 Ma para la zona del flat slab Pampeano y los Andes de Mendoza, hasta paleocena en la Patagonia. Luego parece transcurrir un periodo neutral o de lento levantamiento hasta los 44 Ma, cuando los Andes del sur sufren una nueva fase de crecimiento que se extiende apenas hasta los 40 Ma generando un orógeno con una fuerte segmentación. Luego esta fase de crecimiento es interrumpida por un nuevo relajamiento extensional que comienza entre los 37-35 Ma y se extiende hasta los 22 Ma, de mayor envergadura que el previo. Desde los 21-18.5 Ma hasta los 11 Ma los Andes del sur son finalmente afectados por una sincrónica fase de alzamiento que convive con efectos de subsidencia dinámica que deprimen regionalmente la plataforma Patagónica. Si bien esta fase orogénica se atenúa hacia los 10 Ma, reactivaciones neotectónicas localizadas son explicadas por el flat slab Pampeano y área adyacente y por la zona en la cual la trinchera no se asocia a *roll back* en las cercanías al codo de Arica. Más localizadamente reactivaciones neotectónicas podrían ser respuesta a la liberación de la carga de hielos pliocena-pleistocena que afectó a la Patagonia. Si tomamos la duración de estas fases podemos concluir que los Andes han transcurrido durante la mayor parte de su evolución en forma inactiva o incluso sufriendo relajamientos extensionales.

ESEG-1: Tectónica andina

Stratigraphy and structure of the Papajoy in-line-graben basin: a record of Oligocene syntectonic sedimentation along the West Fault System, Precordillera of Northern Chile

C Franco[1], N Blanco[1], A Tomlinson[1].
(1) Plan nacional de geologia, SERNAGEOMIN

In Northern Chile, the West Fault System (WFS) constitutes a prominent morphostructural feature of the Andean precordillera. Previous studies indicate that during the Oligocene, this fault system changed from a dextral strike-slip system to a sinistral one. Between the Quebrada Blanca mine and the Puno prospect, the WFS consists of a network of faults defining a 1.5-4.5 km wide fault zone, into which the Papajoy Formation accumulated in the Oligocene.

The Papajoy Formation corresponds to a non-lithified sedimentary succession, that outcrops exclusively between 21°00'S and 21°21'S, in a north-south trending belt, largely bounded to the east and west by present-day traces of the WFS. It is formed by a pebble-cobble conglomerate lower member; overlain by and laterally interfingering with a middle member composed of sandstones and mudstones, with carbonate content, and scarce ash intercalations; and a cobble conglomerate upper member. Two depocenters have been recognized for this formation: a northern one, immediately south of Quebrada Blanca´s open pit, and a southern one, in the nearby area of Pampa Puno. Provenance and paleocurrent data from both depocenters, show that on the western edge of the WFS, the sediment supply came from the west, while the eastern outcrops have an origin from the northeast. The Papajoy Formation´s open synclinal structure, characterized by a steep west limb, adjacent to the western traces of the WFS, and a slightly tilted eastern limb, can be explained by differential subsidence and dragging associated with the west-bounding fault.

Facies analysis suggests an alluvial environment, with stream-channel fans prograding from the western scarp of the basin, towards the east, where a lacustrine basin floor developed over Paleozoic basement rocks, as reflected by the middle member. The latter, along with sediment input origins and thickness variations, indicate that basin accommodation was strongly related to the WFS activity, wherein an asymmetrical graben geometry developed with the master fault corresponding to the western fault trace. Due to the graben's orientation parallel to the main fault system, and that deposition was largely confined to the system, the Papajoy Basin architecture is interpreted as an in-line graben, rather than a pull-apart basin.

This study was funded by the Plan Nacional de Geología program of the SERNAGEOMIN

ESEG-1: Tectónica andina

Control de estructuras extensionales de la Cuenca de Tarapacá en la orogénesis andina, Norte de Chile (20°30´ - 21°30´S)

Guillermo Fuentes[1], Fernando Martinez[2], Rodrigo Munoz[3].
(1) Geología, Ingeniería, Universidad Santo Tomás
(2) Geología, Ingeniería y Geología, Universidad Católica del Norte, Antofagasta, Chile
(3) Geología, Ingeniería, Universidad Andrés Bello, Viña del Mar, Chile

La Cuenca de Tarapacá corresponde a una cuenca de tras-arco extensional desarrollada en el borde occidental de Sudamérica en tiempos mesozoicos. Los estudios regionales previos han sido focalizados en el entendimiento de la deformación cenozoica, definiendo un sistema de cabalgamientos de vergencia occidental como estilo estructural dominante en el Norte de Chile (18°30´-22°S). Sin embargo, aún no ha sido analizada la estructura profunda ni la influencia de estructuras pre-orogénicas representando un relevante nicho de investigación. En orden con la comprensión de la estructura interna, responsable de la deformación cenozoica superficial, se han utilizado secciones de reflexión sísmica 2D, nueva información de campo y construcción de mapas isópacos. La interpretación sísmica revela arreglos de graben y hemi-graben rellenados por secuencias de sin-rift y formados durante la extensión del Jurásico al Cretácico Inferior. Con posterioridad, estas estructuras extensionales del mesozoico fueron sometidas a subsecuentes períodos de reactivación positiva, produciendo la inversión de la cuenca y acumulando series sin-orogénicas del Cretácico Superior y Cenozoico sobre pliegues contraccionales. La discordancia angular que separa a las secuencias sin-contraccionales del Cretácico Superior y Oligoceno Superior indica que la inversión positiva de fallas pre-existentes ocurrió de forma diacrónica. El estilo y distribución de la deformación asociada a la orogenia andina fue gobernado por las variaciones latitudinales en la dirección de manteo de los planos de falla pre-contraccionales, desarrollando zonas de complejidad estructural que marcan la pérdida de continuidad de las fallas principales y el cambio en la localización de los depocentros. Estos resultados dan cuenta del fuerte control que ejerce la segmentación de estructuras extensionales inherentes a la formación de la Cuenca de Tarapacá en la evolución del borde occidental de los Andes Centrales.

ESEG-1: Tectónica andina

Estudio paleomagnético de las rocas paleozoicas, triásicas y oligocenas de la Cuenca del Salar de Atacama: Implicancias tectónicas

Iván Andrés Gómez[1], César Arriagada[2], Marcelo FarÃas[1], VÃctor Maksaev[1].
(1) Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile
(2) no-aplica

El oroclino Boliviano representa una característica de primer orden en el contexto de la Cordillera de los Andes, el mayor sistema orogénico en respuesta a la subducción de corteza oceánica bajo corteza continental. El Patrón de Rotaciones de los Andes Centrales (CARP) describe a grandes rasgos la naturaleza del oroclino, pero aún existen rasgos que se desconocen a menor escala.

En esta tesis se analizaron 40 sitios que representan más de 4000 muestras individuales, obtenidas de rocas intrusivas y sedimentarias, de edad paleozoica, en la zona del Cordón de Lila, rocas extrusivas y sedimentarias triásicas, pertenecientes a las formaciones Peine y Tuina, y rocas sedimentarias de la Formación San Pedro, de edad oligocena. En estas muestras se estudió la remanencia magnética para calcular rotaciones tectónicas, que constituye la principal substancia del estudio, la mineralogía magnética, y la anisotropía de susceptibilidad magnética.

Los resultados obtenidos en las muestras pertenecientes a la zona del Cordón de Lila sugieren remagnetizaciones parásitas. Por otra parte, las unidades triásicas muestran comportamientos opuestos. La Formación Peine presenta una leve rotación tectónica de ~22° en promedio. En contraposición la Formación Tuina rota en promedio ~45°, de manera conjunta a unidades cretácicas en la zona de estudio. Rocas de la Formación San Pedro, que se encuentra sobreyaciendo a rocas cretácicas evidentemente rotadas, muestran rotaciones muy leves, en promedio 17°.

El comportamiento opuesto en las unidades Triásicas sugiere la existencia de una segmentación longitudinal, de las rocas pre-oligocenas, en los dominios rotados. Se propone que el límite de estos dominios se encuentra cercano al eje del Salar de Atacama. Subordinadamente, se sugiere, que la Formación Tuina rotó conjuntamente a rocas cretácicas y paleógenas, en un evento que predata a la Formación San Pedro.

ESEG-1: Tectónica andina

Anomalías magnéticas del ante-arco andino en la Región de Antofagasta.

María José Hernández[1], Andrei Maksymowicz[1], Daniel Díaz[1,2], Felipe Reyes[1,3].
(1) Departamento de Geofísica, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(2) Centro de Excelencia en Geotermia de los Andes, Chile
(3) Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile

Intentar comprender la relación entre la subducción y los desastres naturales constituye un desafío que enfrenta hoy el Proyecto Anillo CONICYT ACT172002. En este contexto, la interpretación conjunta de información geofísica a lo largo del margen chileno resulta relevante para mejorar la comprensión de sus procesos. Una de las zonas de estudio de este proyecto se encuentra ubicada aproximadamente a los 23°S, donde el registro geológico va desde el Proterozoico hasta el Holoceno con dos sistemas estructurales importantes: El Sistema de Falla de Atacama y de Domeyko. Mediante la interpretación de un mapa de anomalías magnéticas se busca identificar estas estructuras y otras que no se manifiesten en superficie. Sin embargo, mapas de esta índole aún están incompletos en la región, por lo que es imperante trabajar en su finalización. Mediciones de campo magnético entre el arco y la costa de Chile se realizarán durante el año 2018 con el fin de complementar los datos geofísicos publicados por SERNAGEOMIN en la región de Antofagasta y realizar una interpretación de las principales estructuras corticales del ante-arco en la región. A partir de los resultados, se estudiarán posibles relaciones de estas estructuras de la corteza superior con la ubicación 3D de cuerpos magnetizados con modelos independientes de resistividad eléctrica cortical y con catálogos de sismicidad intraplaca, para mejorar la comprensión del acoplamiento entre el proceso de subducción y los procesos de deformación y magmatismo en la placa superior.

ESEG-1: Tectónica andina

Surficial architecture of the Southern Central Andean structural lid: insights from balanced cross sections and palinspastic restorations (Principal Cordillera, ~34°15'S)

Sebastian Herrera[1], Reynaldo Charrier[2,1], Marcelo Farias[1], Luisa Pinto[1], Ivan Gomez[1].
(1) Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(2) Escuela de Ciencias de la Tierra, Facultad de Ingeniería, Universidad Andrés Bello, Santiago, Chile

The overall structure, vergence, and lithospheric scale-configuration of the Principal Cordillera (PC) at the Southern Central Andes has been subject of strong and ongoing controversy. Our working hypothesis is that the gross structure of the western Andean slope corresponds to the retro-side (structural lid) of a doubly-vergent orogenic wedge, generated by west-directed subduction of the South American lithosphere. At the PC, positive inversion of inherited structures of the syntectonic Oligocene-Miocene Abanico basin has been ascribed to explain deformation at the retro-side. The aim of this work is to provide additional structural evidence for testing our hypothesis, by means of balanced and palinspastically restored cross-sections for the Abanico Formation at ~34°15'S using previous studies in the area and new detailed structural mapping.

Forward kinematic modeling (Move2D-Midland Valley) was carried out using tri-shear folding, as fault-propagation of the inverted structures is interpreted to generate the tight overturned west-vergent folds of the western deformation front. Here, two east-dipping, high-angle blind reverse faults (former normal faults) account for c. 4.6 km of shortening. Eastwards, near the main Andean drainage divide (pro- and retro-sides limit), adjacent to the Malargüe fold-and-thrust belt (MFTB), east-vergent folding accommodated deformation by a combination between detachment and fault-propagation mechanisms, rooted into a shallow sub-horizontal, though likely folded, décollement. Presence of incompetent layers allowed fold hinge collapse, break-through, out-of-sequence and back thrusts, suggesting multi-detachment asymmetric folding in depth. In this area, shortening reaches a minimum of c. 4.3 km. Considering that shortening estimates in this western Andean region is relatively similar across-strike, overall shortening is mainly accommodated in the MFTB, and that timing of deformation shows eastward migration of the front, our results are in general agreement with previous shortening estimates and interpretations for the Principal Cordillera structure between 33°-36°S. This is consistent with an asymmetric doubly-vergent crustal wedge model related to main underthrusting processes involving westward intracontinental subduction, where the western Andean outcrops belong to the structural lid, passively uplifted due to distribution of material accreted to the MFTB after shortening in the western Andes (prior to the Late Miocene).

ESEG-1: Tectónica andina

Sedimentary basin evolution during Mesozoic-Cenozoic growth of the Andes mountains

Brian K. Horton[1].
(1) Department of Geological Sciences and Institute for Geophysics, Jackson School of Geosciences, University of Texas at Austin

Accurate reconstructions of the geologic history of the Andes are fundamental to understanding the geodynamics of subduction-related mountain building along convergent plate boundaries and the climatic and biological evolution of South America. Andean sedimentary basins evolved in diverse structural settings on both flanks of the orogen, with strong signatures of retroarc crustal shortening, flexure, and rapid accumulation in long-lived foreland and hinterland basins, along with selected episodes of focused extension. Major shifts in topography, paleodrainage, and sediment routing are recovered through a continental-scale synthesis of recent provenance studies, particularly applications of detrital zircon U-Pb geochronology, which distinguish three principal sediment source regions—the South American craton, Andean magmatic arc, and retroarc fold-thrust belt. Following Triassic–Early Cretaceous extension, a Late Cretaceous-early Paleocene inception of Andean shortening was chronicled in retroarc regions by rapid flexural subsidence, a wholesale reversal in drainage patterns, and a provenance switch from eastern cratonic sources to Andean sources. An enigmatic Paleogene hiatus in the Andean foreland succession recorded diminished accumulation and/or regional unconformity development, contemporaneous with a phase of limited shortening or neutral to locally extensional conditions. Although the ultimate drivers of orogenesis remain unclear, construction of the Andes can be attributed to fluctuating contractional, neutral, and extensional tectonic regimes during differing degrees of mechanical coupling along the convergent plate boundary. In this conceptual framework, temporal and spatial shifts in tectonic regime can be related to variable degrees of coupling during first-order plate-scale changes in convergence and second-order regional cycles of slab shallowing and steepening.

ESEG-1: Tectónica andina

Late Cretaceous to Paleogene magmatic evolution and its relation with the Farallon-Aluk spreading ridge along the Southern Central to North Patagonian Andes (32-42ºS)

Sofía B. Iannelli[1], Vanesa D. Litvak [1], Lucas M. Fennell [1], Lucía Fernández Paz[1], Alfonso Encinas[2], Andrés Folguera[1].
(1) Instituto de Estudios Andinos ´Don Pablo Groeber´ (IDEAN), Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, CONICET - Universidad de Buenos Aires, Buenos Aires, Argentina
(2) Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Concepción, Concepción, Chile

By Late Cretaceous times (80Ma) the Farallon-Aluk spreading ridge started to subduct beneath the South American plate. The southward migration of this ridge would have influenced magmatism as seen by the contrasting signature of the magmatic units along the Southern Central Andes (32-40°S).

To the north (32°S) magmatism is represented by the Juncal Formation (~69Ma), which is described as typical arc-like rocks with medium to high-K andesitic to dacitic composition. In contrast, southern coeval magmatism (~35º30'S), Los Ángeles Unit (~67Ma), presents a basaltic to andesitic composition with a tholeiitic signature that enriched towards the younger magmatic pulses. Moreover, the Los Ángeles Unit presents lower arc-like signature and partial melting degrees than the Juncal Formation, as stated by their contrasting La/Ta, Nb/Y and Nb/Zr ratios. Late Cretaceous-early Paleocene magmatism continues southward (~37-38ºS) represented by the stronger arc-like signature of Naunauco Group magmatism, which shows an increase in slab fluids contributions and partial melting degrees.

The variable geochemical signature seen in these magmatic units could be linked to the passage of the segmented Farallon-Aluk spreading ridge. The southward movement of Farallon-Aluk ridge and its continuous subduction beneath the Andean margin involved periods of highly dry ocean crust subduction associated with spreading centers. Thus, these spreading centers can be linked to the development of slab-windows and the input of a more enriched source as seen in the Los Ángeles Unit magmatism. At the same time, hydrated ocean crust subducting at other latitudes can provoke the development of typical arc-like magmatism represented by the Juncal Formation and the Naunauco Group.

The collision of Farallon-Aluk ridge could be also reflected in the contrasting geochemical features of Eocene arc-derived rocks outcropping further south, when Farallon-Aluk ridge reached Patagonian latitudes (~42°S). By this time, a calc-alkaline typical arc-like magmatism developed at 37°-38°S latitudes (~45-39Ma). In contrast, Pilcaniyeu Belt magmatism at 40°S (~44Ma) showed a more enriched and alkaline source with minor slab-fluid input.

In conclusion, the subduction and southward migration of Farallon-Aluk spreading ridge, together with its typical segmented geometry could explain the contrasting geochemical signatures of coetaneous magmatic units along the Andean margin since Latest Cretaceous to Eocene times.

ESEG-1: Tectónica andina

Actividad neógena de la falla Barrancas Blancas y su relación con la actividad volcánica e hidrotermal.

Diego Jaldin[1], Rodrigo Gonzalez[2], Felipe Aguilera[2].
(1) Programa de Doctorado en Ciencias mención Geología, Universidad Católica del Norte
(2) Departamento de Ciencias Geologicas, Facultad de Ingeniera y ciencias geológicas, Universidad Católica del Norte

La cronología y la naturaleza de la deformación neógena-cuaternaria en la Zona Volcánica Central (ZVC) del norte de Chile son parcialmente conocidas. Por ejemplo, se ha identificado compresión en zonas aisladas del Altiplano chileno entre los 23,5-25º S que deformó depósitos Miocenos y Pliocenos (eg. González et al., 2009). En este contexto, la falla Barrancas Blancas, ubicada en la vertiente occidental del altiplano ca. 25º S, se manifiesta en un escarpe de orientación NS que presenta un registro de la actividad tectónica miocena (Gardeweg et al., 1985). Esta falla afectó a gravas de la Formación Pampa de Mulas (23,6±1,6 Ma) y a la Ignimbrita Rio Frio (17,3± 1,7 Ma); por otra parte, está cubierta por depósitos aluviales miocenos a holocenos. Al E del Salar de Punta Negra se emplazó el centro volcánico monogenético de Punta Negra sobre el escarpe de la falla (10±0,8 Ma) y, hacia el sur, se depositaron travertinos de origen geotermal a los pies del escarpe de falla (10-2 Ma; Quade et al., 2017).

Este trabajo presenta los resultados preliminares del análisis estructural de fallas y pliegues medidos a lo largo de la falla Barrancas Blancas, datos geomorfológicos y la estratigrafía de la cuña de sedimentos asociada al retroceso de su escarpe. Los resultados de estos análisis fueron combinados con los datos geocronológicos disponibles para la actividad magmática e hidrotermal de la zona, con el objetivo de reconstruir la actividad de la falla Barrancas Blancas y su relación con la actividad magmática del Mioceno-Plioceno. Nuestros resultados permiten determinar que la falla Barrancas Blancas tuvo una actividad inversa en el Mioceno Inferior, lo que provocó el plegamiento de la Ignimbrita Rio Frio y de las gravas de la Formación Pampa de Mulas. Este periodo tiene una edad máxima de 17 Ma y puede ser relacionado al alzamiento local del Altiplano. A partir del análisis cinemático del *datum* completo de fallas fue posible identificar un periodo de actividad transtensional de la falla, que sería sincrónico con la actividad magmática en el centro monogenético de Punta Negra (ca. 10 Ma) y el comienzo de la actividad geotermal. El geotermalismo a lo largo de la falla habría persistido hasta ca. 2 Ma, simultáneo a la depositación aluvial producto del retroceso del escarpe. Se hipotetiza que la actividad transtensional Neógena de la falla Barrancas Blancas estaría asociada al colapso local del Altiplano luego de su alzamiento.

ESEG-1: Tectónica andina

Efectos del tipo de cierre sobre el patrón estructural de una cuenca extensional con variaciones en su ancho: una aproximación a partir de modelación analógica

Pamela Paz Jara[1], Jeremias Likerman[2], Reynaldo Charrier[3], Sebastian Herrera[4], Luisa Pinto[4], Matias Villarroel[3], Diego Winocur[5].
(1) Departamento de Ingeniería en Minas, Facultad de Ingeniería, Universidad de Santiago de Chile, Santiago, Chile
(2) Laboratorio de Modelado Geológico (LaMoGe), Instituto de Estudios Andinos Don Pablo Groeber, Universidad de Buenos Aires, Buenos Aires, Argentina
(3) Escuela de Ciencias de la Tierra, Campus República, Universidad Andrés Bello, Santiago, Chile
(4) Laboratorio de Modelación Analógica, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(5) Laboratorio de Tectónica Andina, Instituto de Estudios Andinos Don Pablo Groeber, Universidad de Buenos Aires, Buenos Aires, Argentina

La modelación analógica ha permitido explorar y establecer vastamente los controles por sobre la evolución estructural de inversión de cuencas. Estos controles incluyen: el arreglo estructural heredado de la cuenca, su carga o espesor sedimentario, la forma de la cuenca vista en planta (largo y ancho), y variaciones en el campo de esfuerzos responsable de la inversión, entre otros factores. Este trabajo pretende dilucidar, por medio de modelación analógica, la influencia ejercida por el estilo de cierre durante la inversión de una cuenca de ancho variable, generada por extensión diferencial a lo largo de su rumbo. La extensión diferencial se logró imponiendo una rotación de una placa móvil con respecto a un eje vertical. Posterior a la etapa de extensión, inducimos inversión modificando la orientación del campo de esfuerzos del régimen compresivo post-rift, mediante dos modos: A) compresión homogénea a lo largo del rumbo de la cuenca (sin rotación); y B) compresión heterogénea a lo largo del rumbo, y ejercida en la misma magnitud y orientación con respecto a la extensión inicial. Nuestro trabajo enfatiza la geometría tridimensional de las estructuras generadas por inversión, su vergencia, distribución en planta y su concentración a lo largo y ancho de la cuenca. Finalmente, analizamos y comparamos nuestros resultados con ejemplos naturales de sistemas de cuencas invertidas en el margen andino. Nuestros resultados indican que la mayor parte de la deformación compresiva impuesta en los modelos análogos es acomodada en los interiores de la cuenca, y específicamente en sus porciones más anchas, por medio de fallas normales invertidas y retro-corrimientos asociados. Sin embargo, cuando la magnitud de la contracción aplicada es mayor que la magnitud de la extensión previa, la deformación se propaga hacia el exterior de la cuenca por medio de fallas de atajo y nuevas fallas inversas de orientación oblicua, generando un mayor alzamiento asociado a la inversión. Nuestros resultados son consistentes con los arreglos estructurales observados en cuencas invertidas andinas (ver Jara et al., 2017). Jara, P, Likerman, J, Charrier, R, Herrera, S, Pinto, L, Villarroel, M, Winocur, D. 2017. Closure type effects on the structural pattern of an inverted extensional basin of variable width: Results from analogue models, Journal of South American Earth Sciences, https://doi.org/10.1016/j.jsames.2017.10.018.

ESEG-1: Tectónica andina

Análisis estructural de las unidades mesozoicas en el sector La Puerta, precordillera de la región de Atacama. Evolución tectónica de la región entre el Cretácico medio y el Eoceno.

Franco Larrondo[1], Alexis Moreira[1], Juan Díaz-Alvarado[1], Felipe Reinoso[1].
(1) Departamento de Geología, Facultad de Ingeniería, Universidad de Atacama, Copiapó, Chile

El sector de La Puerta, ubicado al NE de Copiapó, presenta un completo registro de la deformación que afectó a las unidades mesozoicas durante parte del Ciclo Andino. Los materiales que afloran en el área de estudio representan depósitos volcánicos y sedimentarios de edades pérmicas a cretácicas (Iriarte et al., 1996), y están delimitados por dos grandes estructuras: al oeste el sistema de fallas La Ternera – Domeyko, y al este el sistema de fallas Agua Amarga-Noria, ambos sistemas de fallas de rumbo transpresivos con componentes sinestrales. La complejidad estructural y la falta de estudios de detalle en la zona han impedido hasta la fecha una mejor descripción de las fases de deformación extensionales y compresivas que son responsables de la configuración estructurales en la zona.

La principal discontinuidad se observa entre las unidades del Cretácico Inferior (Formación el Escorial) y la Formación Estratos de la Puerta a techo. Estas unidades se ponen en contacto a través de una discordancia angular que se explica por la fuerte deformación que registran los materiales del Cretácico Inferior y la disposición subparalela al contacto de los depósitos volcanosedimentarios del Cretácico Superior a techo. Esta discontinuidad responde a las fases de deformación intra-cretácicas que dan inicio a la depositación de potentes depósitos volcanosedimentarios durante la Segunda Etapa del Ciclo Andino. Estas fases tectónicas son responsables de la deformación observada en los materiales del Pérmicos al Cretácico Inferior (formaciones Pantanoso, La Ternera, Sierra de Fraga y la citada Formación el Escorial). Estructuras compresivas y extensionales se ponen en contacto en la zona. Donde las relaciones de contacto pueden observarse, los cabalgamientos y pliegues asociados son cortados por estructuras extensionales, en ocasiones representadas por milonitas que llegan a omitir varios centenares de metros de serie. Esta sucesión de episodios deformacionales puede tener relación con la formación del Caos de Puquios y las unidades alóctonas descritas más al oeste (Mpodozis y Almendiger, 1993), asociadas a la fase Peruana (compresiva) y la posterior extensión intra-cretácica.

Todas las estructuras anteriores se encuentran plegadas y basculadas por la deformación asociada a la fase Incaica II (Eoceno), que genera una estructura de flor positiva entre las fallas La Ternera y Agua Amarga y favorecen la exhumación de las unidades pérmicas y mesozoicas en el sector de La Puerta.

ESEG-1: Tectónica andina

Análisis comparativo de la evolución geodinámica del arco desde los Andes Centrales del Sur a los Andes Nordpatagónicos (29°-46°)

Vanesa Dafne Litvak[1], Lucía Fernández Paz[1], Sofía B. Iannelli[1], Andrés Folguera[1], Alfonso Encinas[2].
(1) Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, Instituto de Estudios Andinos "Don Pablo Groeber" (IDEAN, UBA-CONICET), Buenos Aires, Argentina
(2) Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Concepción, Concepción, Chile

Durante el Cenozoico, el contexto geodinámico de los Andes Centrales del Sur y Andes Nordpatagónicos varió notablemente y controló el desarrollo del magmatismo de arco. La mayor influencia radica en su intensidad, volumen, extensión, composición y estilos eruptivos. Desde el Paleoceno al Eoceno medio, la actividad del arco fue limitada en ambos segmentos, dada la convergencia oblicua entre la placa de Farallón y la Sudamericana, y el régimen extensional dominante. En particular, en los Andes Norpatagónicos, el pasaje de la dorsal Aluk-Farallón (~57-42 Ma) condicionó un atenuamiento de la actividad del arco, y la apertura de una ventana astenosférica y desarrollo de magmas de intraplaca en el sector extrandino. El régimen extensional continuó durante el Eoceno tardío al Oligoceno temprano y el volcanismo de arco se concentró en sectores aislados y dispersos a lo largo del eje andino. El fuerte cambio en la configuración de las placas para el Oligoceno tardío, dado por la ruptura de la placa de Farallón en las de Nazca y Cocos, dio lugar al inicio de la subducción ortogonal y al aumento en la velocidad de convergencia entre las placas de Nazca y Sudamericana. Este evento promovió el desarrollo de un volumen importante de volcanismo de arco en los Andes Centrales del Sur, que evolucionó de toleítico a calcoalcalino. Coetáneamente, en los Andes Nordpatagónicos, la apertura de cuencas extensionales de intraarco y retroarco estuvo asociada al desarrollo de magmas de arco, pero principalmente toleíticos. En el Mioceno medio-Plioceno, la evolución geodinámica de los Andes Centrales del Sur difiere respecto de los Andes Nordpatagónicos. En los Andes Centrales del Sur, el magmatismo de arco se expandió hacia el antepaís, debido a la progresiva somerización de la placa de Nazca, dando lugar al actual segmento de subducción horizontal Pampeano y el segmento de subducción somera de Payenia del Mioceno superior. Por otro lado, en los Andes Nordpatagónicos, el magmatismo de arco coetáneo estuvo principalmente restringido al eje andino, asociado con la zona de falla Liquiñe-Ofqui. Las principales diferencias y similitudes en la evolución del arco durante el Cenozoico estuvieron controladas por cambios geodinámicos como: la geometría de subducción, las variaciones en la velocidad de convergencia, y la colisión de dorsales sísmicas y asísmicas, que afectaron de diferencialmente a los Andes Centrales del Sur y Andes Nordpatagónicos.

ESEG-1: Tectónica andina

¿Cuál es el estilo estructural bajo la Depresión Central en la región de Antofagasta? Una aproximación a partir de datos de campo y de sísmica de reflexión 2D

Cristopher López[1], Fernando Martínez[1], Andrei Maksymowicz[2], Laura Giambiagi[3], Sebastian Bascuñan[4], Rodrigo Riquelme[1].
(1) Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ingeniería y Ciencias Geológicas, Universidad Católica del Norte
(2) Departamento de Geofísica, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(3) Instituto Argentino de Nivología, Glaciología y Ciencias Ambientales (IANIGLA), Centro Regional de Investigaciones Científicas y Tecnológicas (CONICET), Mendoza, Argentina
(4) Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile

La evolución tectónica del antearco andino en los Andes Centrales es entendida por la sobreimposición de eventos de deformación asociados con diferentes regímenes tectónicos. Estos episodios y sus estructuras desarrolladas controlan las principales unidades morfo-tectónicas del norte de Chile. Variadas interpretaciones han abierto una gran discusión sobre cuál es la estructura del antearco andino y su implicancia para la evolución de los Andes Centrales. Esto se acompaña comúnmente por la falta de modelos tectónicos regionales que expliquen en detalle la geometría y la cinemática de las estructuras de primer orden. Estas limitaciones se deben principalmente a que se desconoce la geometría de las principales estructuras en el substrato, y la expresión que estas puedan tener en superficie. En este trabajo, presentamos observaciones estructurales a través de la Depresión Central en el norte de Chile, entre los 22º-23ºS. Estos resultados son soportados por datos de campo y por interpretaciones de perfiles sísmicos 2D orientados perpendicular al rumbo de las estructuras. Los estilos estructurales principalmente reconocidos, corresponden a fallas de basamento, parcialmente invertidas. Estas fallas se relacionan a cuencas extensionales mesozoicas con geometría de *hemi-graben* mayormente rellenas con depósitos marinos de *syn-rift* que forman parte de la Cuenca jurásica de Tarapacá. Hacia la Cordillera de la Costa, la inversión se evidencia con la generación de estructuras tipo *shortcut* y *back-thrust*. Por otro lado, hacia la Cordillera de Domeyko, los rasgos estructurales evidencian una mayor deformación. Las estructuras consisten en pliegues y fallas inversas de basamento vergentes al este y rumbo NS a NNE. Los pliegues son cerrados, bivergentes y afectan mayormente secuencias marinas de *syn-rift*. Otra característica distintiva, es la presencia de pliegues compuesto por limbos dorsales horizontales y por limbos frontales verticales. Este estilo de plegamiento podría estar relacionado con la reactivación positiva de antiguas fallas normales del Jurásico. Los flancos frontales están parcialmente cubiertos, discordantemente, por los que serían los depósitos volcano-sedimentario sinorogénicos del Cretácico Superior, los cuales graban excelentemente el momento inicial de crecimiento de estas estructuras, y por ende son un marcador regional del inicio del alzamiento andino en la región.

ESEG-1: Tectónica andina

Geometry and structure of the Andes of Central Chile (33°30'-34°S): Stratigraphic, geochronological, 2-D gravimetric and field data

Verónica Mardones[1], Gabriel Vargas[1], Matias Peña[1], Sebastian Pairoa[1], Andrei Maksymowicz[2].
(1) Geología, Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile
(2) Geofisica, Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago

Correspondence to: Verónica Mardones (veronica.mardones@ug.uchile.cl) New structural data in the fold and thrust belt domain of the central Chilean Andes in the flat-slab southern limit (33°30'-34°S), provide evidence about its tectonic evolution. Extensional and compressional phases, inversion of pre-existing normal faults, buttresses, footwall short-cut and hybrid (thin and thick) skinned fold and thrust belt was modeled, where the inherited structures from Mesozoic basins would have played a key role in the present structural architecture. In this work we define the Jurassic Panimávida basin, located along the eastern Principal Cordillera of central Chile, supported by definitions of Yeguas Muertas and Nieves Negras depocenters (Alvarez et al., 2000). From the integration of geological results from detailed field mapping together with balanced cross sections and palinspastic restorations, and gravimetric data from two transverse (E-W) gravity profiles, we show that the structural architecture of this basin is defined by a NNE-striking east-vergent anticline in the Yeso Valley and by a NS-striking dorsal limb of east-vergent anticline configured by the Río Damas Fm., Lo Valdés Fm. and the Late Cretaceous Baños Morales Unit, defined here as a stratigraphic section younger than Colimapu Fm. in the Volcán Valley. This last structure could be related to the positive reactivation of previous Jurassic normal faults (Estero Yeguas Muertas Fault and Baños Colina Fault). Moreover, low gravity anomalies rectify the west tilted half-graben modeled to the north and the graben modeled to the south of the studied area. These results, together with the Neogene uplift and the deformation style observed, suggest a close relationship with the shortening of pre-existing Mesozoic structures. Additionally, the unconformity observed between the Late Cretaceous deposits and Abanico Fm. in the Río Yeso and Maipo valleys, suggests that the El Diablo fault could not be the eastern edge of the Abanico basin. Previous geochronological data as well as new U-Pb detrital zircon ages support our field mapping and geological model. Keywords: Andes, Panimávida basin, Inversion tectonics, Baños Morales Unit, Balanced cross section, El Diablo fault, Neogene deformation.

ESEG-1: Tectónica andina

Coexistencia entre estructuras extensivas y contraccionales bajo la Depresión Preandina. Causas y consecuencias.

Fernando Martinez[1], Cristopher Lopez[2], Cesar Arriagada[3], Sebastian Bascunan[3].
(1) Departamento de Ciencias Geol?gicas, Facultad de Ingenieria, Universidad Catolica Del Norte
(2) Departamento de Ciencias Geológicas, Universidad Católica Del Norte
(3) Universidad de Chile

La Depresión Preandina en el norte de Chile se encuentra conformada por una serie de cuencas sedimentarias (cuencas del Salar de Atacama y Salar de Punta Negra) que se extienden por casi 300 km. Se encuentra limitada al oeste y al este, por dos cinturones montañosos, la Cordillera de Domeyko y el arco volcánico actual de los Andes Centrales, donde se exponen rocas que van desde el Paleozoico Superior al Cenozoico. Diferentes modelos geológicos se han propuestos para explicar su estructura interna, sin embargo; estos mayormente se han focalizado en comprender la evolución cenozoica, y han desestimado la existencia y/o la influencia de posibles antiguas estructuras extensivas (o Pre-andinas) en su estructuración. No obstante, recientes interpretaciones de una serie de perfiles sísmicos en la región han permitido determinar la interacción entre estructuras de basamento heredadas (posiblemente Paleozoicas y Mesozoicas) y aquellas estructuras relacionadas al alzamiento andino en la región. En atención de documentar la coexistencia entre estructuras extensivas y contraccionales, y entender su influencia en la estructuración del antearco andino, se llevó a cabo un estudio multidisciplinario, el cual integra una serie perfiles de reflexión sísmica 2D E-O de ambas cuencas (Salar de Atacama y Salar de Punta Negra), datos de campo y algunos datos geocronológicos previamente reportados. Los resultados han revelado que la coexistencia entre estructuras extensivas y estructuras contraccionales ocurre de tres formas: i) a partir de la reactivación e inversión tectónica de hemi-grabenes y fallas normales. Esta interacción se evidencia por la presencia de anticlinales de inversión que afectan los bloques bajos y el relleno estratigráfico de antiguas fallas normales de basamento, ii) a partir de la decapitación de antiguas fallas normales y/o fallas normales previamente reactivadas que cortan los segmentos superiores de estructuras previas, y dejan oculto relictos de estructuras y depósitos syn-extensionales, y iii) a partir del transporte de antiguas fallas normales a lo largo del bloque cabalgante de rampas de corrimiento que comúnmente afectan al basamento de ambas cuencas. La mayoría de las estructuras contraccionales se encuentran cubiertas por importantes depósitos sinorogénicos indicando que ellas han evolucionado diacrónicamente al menos desde el Cretácico Superior al presente.

ESEG-1: Tectónica andina

Plate kinematics, slab dip and tectonic regime of the overriding plate: mechanisms controlling the growth of the Andes

Joseph Martinod[1], Nestor Cerpa[2], Benjamin Guillaume[3].
(1) ISTerre, Université de Savoie - Grenoble Alpes
(2) Department of Earth Sciences, University of Oxford, Oxford, United Kingdom
(3) Geosciences Rennes, Université de Rennes, Rennes, France

In subduction zones, the effects of plate kinematics on the geometry of the slab, and its consequences on the tectonic regime of the overriding plate have been largely debated during the last decades. In the Andes, both the absolute westward motion of the South American plate and the convergence velocity have been invoked to contribute to the continental shortening, although other parameters such as the subduction of passive ridges, the trench-parallel width of the slab, and eventually climate, may also influence the magnitude and the locus of shortening. The building of the Cordillera, indeed, occurred during several phases that are not everywhere coeval, and whose occurrence may partly result from changes in the kinematics of the plates. We present both analogue models (Guillaume et al., 2018) and 2D numerical experiments (Cerpa et al., submitted) simulating the subduction of an oceanic plate beneath an overriding continent advancing towards the trench at variable velocities. Analogue and numerical models confirm that the larger the upper plate trenchward velocity, the smaller the dip of the slab. Following a change in overriding plate velocity, slab dip evolves during a period, called the adjustment-time, to reach a state in equilibrium with the new boundary conditions. Models suggest that the transient adjustment-time of the slab geometry may last between ~13 and ~30 Myrs, meaning that the Andean subduction zone is not in steady-state, as most of the subduction zones worldwide. Models also show that the upper plate tectonic regime depends on its trenchward velocity. They suggest however that variations in overriding plate velocity may have a larger impact on its tectonic regime. When the trenchward motion of the overriding plate increases, an extra compressive force maintains as long as the slab geometry has not been adjusted to the new kinematic conditions. Conversely, overriding plate deceleration could trigger extension. We discuss the implications of these results on the evolution of the Andean Cordillera. Cerpa, N., B. Guillaume and J. Martinod, The interplay between overriding plate kinematics, slab dip and tectonics, *Geophys. J. Int*., submitted, 2018. Guillaume, B., S. Hertgen, J. Martinod and N. Cerpa, Slab dip, surface tectonics: How and when do they change following an acceleration/slow down of the overriding plate? *Tectonophysics*, 726, 110-120, 2018.

ESEG-1: Tectónica andina

Petrography and U-Pb geochronology of carbonates associated to the Limón Verde Diamictites: New data supporting the occurrence of Cryogenian glacial deposits in Northern Chile.

Javiera Morandé[1], Constantino Mpodozis[2], Paula Cornejo[2], David Chew[3].
(1) SQM S.A.
(2) Antofagasta Minerals S.A.
(3) Trinity College, Irlanda

The Sierra Limón Verde (SLV), mainly composed of late Paleozoic intrusives and coeval volcanic rocks, constitutes one of the highest peaks of the Cordillera de Domeyko. High P/T metamorphic rocks crop out to the west of the range while low-grade metasedimentary units appear as mega inclusions in the SLV granitoids. One of these, the Limón Verde Diamictites (LVD, 1) forms a small outcrop at the SE of SLV. THE LVD are matrix-supported, monomictic conglomerates, with granitic clasts "floating" in a foliated arkosic metasandstone matrix. U-Pb ages of detrital zircons from the matrix show a prominent 1.4-1.0 Ga population consistent with the U-Pb age of one of the clasts embedded in the conglomerate (2). Considering these data, we have suggested that the LVD, probably derived from erosion of the Grenville-Sunsás Orogen, could be glacial deposits accumulated during the Neoproterozoic (Cryogenian) period. This hypothesis is supported by both its petrography and detrital zircon content that are similar to the Cryogenian glacial deposits (Chiquerío Fm.) ones, which crop out in the Arequipa Massif in southern Peru. Besides diamictites, the Chiquerío Fm. includes shales, carbonate layers and near the top a thin dolostone horizon (3). New studies at SLV show the occurrence of moderately recrystallized and weakly foliated lenses of carbonate rocks, associated with the diamictites. These rocks are mostly composed of elongated calcite grains 0.5-1.5 mm long together with some lenses of sheared calcite. Among the carbonate grains, there is a dark translucent matter (smectite clays with possible organic matter). Grains of rounded zircon crystals were the only detrital components detected. Their U-Pb study shows a 1,250-950 Ma unimodal population which overlaps with the age from the LVD matrix. This, together with cathodoluminescence data, indicates a single igneous source for the zircons, reinforces similarities with the Chiquerío Fm. and supports the Cryogenian age proposed for the SLV diamictites.

(1) Morandé, J., 2014. El basamento pre-mesozoico de la Sierra Limón Verde: implicancias para la evolución tectónica del Norte de Chile. Tesis de Magister, Dpto. Geología, U. de Chile, 126 p. Santiago

(2) Pankhurst et al., 2016. The pre-mesozoic rocks of northern Chile: U-Pb ages, and Hf and O isotopes. Earth-Science Reviews 152, 88-105

(3) Chew, D. and Kirkland, C., 2011. The Chiquerío Formation, southern Peru. Geological Society Memoir. 36 (1): pp. 481-486

ESEG-1: Tectónica andina

El sistema de falla coloso: efectos de un lineamiento NW en la deformación de la cordillera de la costa y la peninsula de mejillones.

Matias Alberto Peña[1,2], José González-Alfaro[1], Iván Gómez[1], Fernando Poblete [3], Pierrick Roperch[4].
(1) Geologia, Facultad de Ciencias Fisicas y Matematicas, Universidad de Chile
(2) Escuela de Geologia, Facultad de Ciencias, Universidad Mayor, Santiago, Chile
(3) Instittuo de ciencias de la ingenieria, Campus Rancagua, Universidad de O´Higgins, Rancagua, Chile
(4) Géosciences, Laboratorio de Paleomagnetismo, Université de Renne 1, Renne, Francia

El Sistema de Fallas de Atacama (SFA) constituye uno de los principales y más largos sistemas estructurales de Chile, teniendo un largo en dirección de más de 1000 km, que corta unidades del Mesozoico Temprano, y con una variedad de interpretaciones cinemáticas que han llevado a caracterizar este gran lineamiento como una gran falla de movimientos transtensionales-transpresionales. Alrededor de la localidad de Coloso, un gran sistema de fallas de orientación NW que atraviesa desde esta localidad hasta la Península de Mejillones, corta unidades Mesozoicas y Cenozoicas, con una actividad que puede ser rastreada hasta el Cuaternario. Con el fin de dilucidar el origen de la deformación rotacional que se encuentra en la conjunción de estos sistemas de fallas en los alrededores de la Península de Mejillones se realizó un muestreo paleomagnético en la zona, obteniéndose un total de 20 sitios con un promedio de 4 testigos por sitio. El estudio de estos testigos junto con información batimétrica y de superficie de la zona, se usó para comparar la evolución que han tenido estas estructuras durante el Mesozoico y su actividad reciente durante el Cuaternario.

Resultados preliminares muestran que: (a) Al sur de los 23°S existe una clara diferencia de magnitud entre las rotaciones alcanzadas por la Cordillera de la Costa con respecto a las de la Depresión Central y Cordillera de Domeyko, siendo las primeras menores que sus contrapartes orientales. (b) La deformación rotacional puede ser seguida hasta la Península de Mejillones, así como los rasgos geomorfológicos que denotan el movimiento de la Falla Coloso. (c) Si bien existe una diferencia longitudinal, parece solo encontrarse alrededor de esta zona, tanto hacia el Sur como hacia el Norte, las diferencias entre la Cordillera de la Costa, la Depresión Central y Cordillera de Domeyko son mínimas, a excepción de la zona cruzada por el Sistema de Falla TalTal. (d) Estos nuevos datos, sumados a estudios recientes, denotan la importancia de los lineamientos NW en la actividad desde el Mesozoico tardío, produciendo heterogeneidades en la deformación a lo largo de la Cordillera de la Costa, apuntando a que, si bien existe componente de rumbo en el movimiento del SFA, este parece estar acotado a la interacción con sistemas de fallas de rumbo NW y no a toda su expresión estructural.

ESEG-1: Tectónica andina

Implicancias tectónicas de la Fase Peruana en la región de Calama (Chile) y la hipótesis oroclinal

Carla Gimena Puigdomenech[1,3], Rubén Somoza[1,3], Andrew Tomlinson[2], Emiliano Renda[1,3].
(1) Geología, Exactas, Universidad de Buenos Aires
(2) SERNAGEOMIN, Chile
(3) INGEODAV - CONICET , Argentina

Varias de las características morfotectónicas de primer orden de los Andes Centrales son motivo de intenso estudio y controversia, entre ellas se encuentra el origen del patrón de rotaciones tectónicas de los Andes Centrales (CARP). Estudios paleomagnéticos han mostrado la presencia de un patrón caracterizado por rotaciones tectónicas antihorarias en Perú y norte de Bolivia, y rotaciones tectónicas horarias en el norte de Chile, sur de Bolivia y noroeste de Argentina. Esta información estructural habitualmente se invoca como sostén de la hipótesis del Oroclino Boliviano en la cual la curvatura del orógeno sería producto de variaciones latitudinales en la tasa de acortamiento. Si bien la estructuración de los Andes Centrales ocurrió principalmente durante el Cenozoico tardío, y por ende la formación del oroclino debe haber tenido lugar en los últimos 25 Ma, episodios de deformación previos como es el caso de la fase Peruana, han sido documentados a lo largo del margen occidental del continente por diversos autores. En la Precordillera chilena esta fase tendría su expresión aproximadamente a los 90-70 Ma siendo responsable del levantamiento e inversión de las cuencas extensionales del Jurásico-Cretácico Inferior generando una discordancia angular con los depósitos suprayacentes.

En la presente contribución se muestran los resultados paleomagnéticos obtenidos en rocas jurásicas-cretácicas inferior y cretácicas superior en el área de la Sierra de Moreno y los Cerros de Montecristo. Las rotaciones observadas en las diferentes unidades muestran una significativa diferencia en magnitud y sentido. Esto sugiere la existencia de rotaciones tectónicas locales asociadas a la fase peruana, previas al desarrollo de la curvatura oroclinal.

ESEG-1: Tectónica andina

El efecto del Sistema de Falla de Domeyko en el plegamiento de las rocas mesozoicas en el cerro Corral de Alambre, Precordillera de Antofagasta

Rocío Quilaleo[1], Rodrigo González[1], Daniela Espinoza[1], Francisca Robledo[1], Kevin Quinzacara[1].
(1) Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ingeniería y Ciencias Geológicas, Universidad Católica del Norte, Antofagasta, Chile

En el cerro Corral de Alambre que forma parte de la Precordillera de Antofagasta, afloran rocas sedimentarias del Jurásico (asignadas a la Formación Profeta) que están afectadas por estructuras del segmento meridional de la Falla Sierra de Varas (o Río Frío), falla maestra del Sistema de Falla de Domeyko (SFD). Sin embargo, en esta área de la Precordillera se desconoce la naturaleza del plegamiento de las rocas mesozoicas y su relación con la deformación asociada al SFD, además de su correlación con los eventos de deformación que han sido documentados a escala regional. El presente estudio muestra los resultados preliminares enfocados en comprender la evolución de la deformación de las rocas mesozoicas en el cerro Corral de Alambre, obtenidos mediante un mapeo geológico-estructural y el análisis cinemático de pliegues y fallas. Las rocas identificadas corresponden a secuencias sedimentarias del Triásico superior y Jurásico Inferior, que pueden ser asignadas a las formaciones Quebrada Salitre y Profeta, respectivamente. Además, se reconocieron dos eventos de deformación: a) plegamiento de las secuencias sedimentarias mesozoicas con eje subhorizontal, asociado a sobrescurrimientos y b) un set de fallas transcurrentes sinestrales que cortan y desplazan los pliegues y sobrescurrimientos del evento anterior. El análisis estereográfico de pliegues a partir de 4.071 datos de estratificación permitió determinar direcciones de acortamiento en la dirección EW que podría estar vinculado a los eventos compresivos ocurridos entre la Fase Peruana y KT. También hay evidencia de basculamiento y rotación antihoraria de los ejes de pliegues, que pueden asociarse a las fallas transcurrentes del SFD y que no afecta la Ignimbrita Río Frío, de edad Miocena (17 Ma). En síntesis, la deformación de las rocas en el área es el resultado de dos eventos de deformación de distinta geometría, cinemática y edad, lo que evidencia la compleja historia de deformación en la Precordillera.

ESEG-1: Tectónica andina

Nuevos antecedentes de la deformación en sierra Santa Ana, Precordillera de Antofagasta.

Kevin Quinzacara[1], Rodrigo González[1], Daniela Espinoza[1], Rocío Quilaleo[1], Francisca Robledo[1].
(1) Ciencias Geológicas, Ingeniería y ciencias geológicas, Universidad Católica Del Norte

En la Precordillera, se concentra una serie de cordones montañosos de basamento exhumado por un complejo sistema de fallas inversas y transcurrentes paralelas al orógeno, las que constituyen láminas de corrimiento de piel delgada asociados a la fase Peruana (Cornejo et al., 2009) y al Sistema de Falla de Domeyko formado durante la Fase Orogénica Incaica. Sin embargo, la distinción y separación de la deformación relativa a ambos eventos de deformación es compleja y no ha sido realizada a cabalidad. En sierra Santa Ana, las rocas más antiguas corresponden a rocas mesozoicas marinas y continentales, sin antecedentes de su deformación desde el Cretácico Superior. En este trabajo se identifican al menos dos nuevos estilos estructurales en el área a partir del análisis estructural de la deformación. El primer evento registra un plegamiento de primer orden, de ejes subhorizontales paralelos al orógeno con un mayor acortamiento en dirección E-W al centro del área, en pliegues muy cerrados de escala kilométrica. Se sugiere que la edad de la deformación está acotada por la edad de la depositación de las secuencias volcánicas deformadas (67,8Ma; Formación Llanta) y la intrusión de un *sill* hipabisal post-tectónico (63 Ma). El segundo evento está asociado a pliegues sobreimpuestos con ejes subverticales (i.e. pliegues asimétricos, chevron y de arrastre) adyacentes a fallas transcurrentes N-S levemente inclinadas hacia el E, que muestran una solución sinestral y cortan a estructuras anteriores de la Faja Plegada y Corrida Exploradora, a un intrusivo basáltico de 49 Ma y uno de 36Ma, al E de la sierra. Se propone que este evento configura gran parte de la arquitectura de la sierra. Su edad mínima está dada por los depósitos discordantes de la Formación Pampa de Mulas (Oligoceno superior) que no están afectados por las fallas transcurrentes. En esta última unidad sólo se reconocieron numerosos escarpes de fallas de orientación NS, que corresponderían a un evento posterior post-Mioceno de menor magnitud. De esta manera, la configuración actual de la Precordillera de Antofagasta y la deformación que registran las rocas mesozoicas de la sierra Santa Ana puede ser correlacionada con dos de los principales eventos tectónicos que han sido reconocidos en el antearco del norte de Chile (Fase orogénica K-T y Fase Incaica, respectivamente).

ESEG-1: Tectónica andina

La Cuenca Casale: Sedimentación sincrónica con actividad magmática oligocena (30-26 Ma) en el extremo sur de la Faja de Maricunga

Rodrigo Quiroga[1,3], Constantino Mpodozis[2], Jorge Clavero[1], Barbara Droguett[1].
(1) Amawta Geoconsultores, Chile
(2) Antofagasta Minerals, Chile
(3) IANIGLA-CCT Mendoza, Argentina

El área cercana al Nevado de Jotabeche, en el extremo sur de la Faja de Maricunga (27°30´-28°S) registra actividad volcánica continua entre el Paleoceno y el Plioceno e incluye una secuencia volcánica y sedimentaria (Estratos de Río Nevado, ERN1) que, en parte, alberga como roca de caja, al yacimiento Casale. Los ERN, se apoyan en discordancia sobre rocas volcánicas de la Formación Astaburuaga (37-33 Ma) y están cubiertos, en discordancia angular, por tobas datadas entre 25 a 21 Ma. Los ERN registran la evolución de un sistema volcánico y sedimentario que comprende, al sur, una cuenca sedimentaria (Cuenca Casale, CC), hemigraben limitado al oeste por una falla de orientación NE y, al norte, por un alto topográfico cuyo límite sur coincide con el Cordón de Yeguas Heladas (de dirección EW) ubicado al norte de Cerro Casale. Las facies de relleno de la CC, corresponden a conglomerados y areniscas rojas que se acuñan hacia el norte contra el alto de basamento y, hacia el sur engranan, y están cubiertos, por depósitos tipo "playa lake" evaporíticos. Al norte del Cordón de Yeguas Heladas, los ERN están representados por dominio volcánico que incluye brechas piroclásticas tipo "bloque y cenizas", asociadas genéticamente a domos riodacíticos (Cerro Bayo), tobas de lapilli y lavas dacíticas. Las rocas piroclásticas cubren parcialmente a rocas sedimentarias de la CC y sus edades (K/Ar, U/Pb) indican que representan un evento volcánico ocurrido entre los 30 y 26 Ma. Secuencias sedimentarias y volcánicas similares ocurren al este, en Argentina, y también hacia el norte, en la zona del Salar de Atacama (Formación San Pedro), esta última acumulada en un hemigraben extensional. La región del Nevado de Jotabeche es una de las pocas en el norte de Chile donde la sedimentación oligocena coincide con una intensa actividad volcánica relacionada, posiblemente, con su ubicación en el límite sur de la zona de subducción inclinada de los Andes Centrales. Referencias (1) Mpodozis, C. et al, 1991. La Zona del Nevado de Jotabeche y Laguna del Negro Francisco: Evolución Tectónica y Volcánica de la extremidad meridional del Altiplano Chileno. Cong. Geol. Chile, 6, 91-95 Estudio financiado por Sernageomin para la confección de la Carta Geológica del sector Nevados de Jotabeche

ESEG-1: Tectónica andina

Geometric relationships of the Abanico Basin first-order faults: an integration of balanced structural cross sections of the Chilean Principal Cordillera between 32°-36 ° S

Rodrigo Adolfo Quiroga[1], Sebastian Herrera[2], Verónica Mardones[2], Iván Gómez Shulz[2], Juan Armando Castro Rivas[2].
(1) IANIGLA CCT-Mendoza
(2) Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile

Tectonostratigraphic, structural, and geochemical approaches suggest that tectonic inversion of the Abanico basin and subsequent east-vergent propagation of deformation in Principal Cordillera (PC), is the prime mechanism for Andean mountain building. This process deforms the late Eocene-late Oligocene Abanico Formation and, during a subsequent compressive phase, the Miocene Farellones Formation, when major inherited extensional fault systems were positively reactivated. East of this mid-late Cenozoic swath, Mesozoic rocks of the northernmost Neuquén basin, are exposed conforming the Aconcagua and Malargüe fold-and-thrust belts. Several studies have focused on the structural characterization and cinematic modeling at different latitudes of the PC, shedding light on the possible in-depth geometry of the structures that controlled deformation during Andean orogeny. However, the geometric relationship and time-space evolution between different first-order structures are not fully understood, and the tectonostratigraphic relationship between Mesozoic and Cenozoic rocks is still a matter of discussion. In this review, we integrate several balanced cross sections to elucidate the structural mechanisms responsible for late Andean orogeny at the western slope of the Southern Central Andes (32°-36°S).

The cross-sections we integrated along the PC show subtle differences between 32°-36°S, mainly regarding interpretations on the in-depth structure and style of surficial deformation. The western segment of the swath presents high-angle, west-vergent reverse faults that are responsible for folding. Furthermore, folds show wavelengths from c. 5 to c. 10 km and they are interpreted as fault-propagation and fault-bend folds associated with listric fault geometries. The eastern segment usually shows east-vergent structures, rooted at a detachment shallower than the one at the western front, suggesting a westward tilting of the main detachment. Tectonic shortening across strike varies from 15% to 30%, and similar values have been estimated for the eastern and western PC. The general structural configuration that we observe along the PC is coherent with crustal scale models for orogeny that involve initial inversion of the Abanico basin, and eastward migration of deformation after reaching a critical state, generating the east-vergent fold-and-thrust belts of the eastern side of the range.

ESEG-1: Tectónica andina

Miocene Patagonian intra-arc basin, preceding a major compressional period

Cristóbal Ramírez De Arellano[1], Mauricio Calderón[1], Matías Ghiglione[2], Julie Fosdick[3], Mark Fanning[4], Francisco Fuentes[1].
(1) Universidad Andres Bello, Chile
(2) Instituto de Estudios Andinos "Don Pablo Groeber", Universidad de Buenos Aires, Buenos Aires, Argentina
(3) Center for Integrative Geosciences, University of Connecticut, Storrs, USA
(4) Research School of Earth Sciences, Australian National University, Canberra, Australia

In the tectonic history of the Andes, the Miocene has been considered to be a period of compression, where several geological evidences, related to processes such as the closure of Abanico intra-arc basin, the arc migration and the uplifting of the Andes had been correlated to the increasing subduction velocities after the rupture of Farallon plate at 25-26 Ma, defining the *Pehuenche* orogeny. Nevertheless, the evidences for a compressional regime show a delay of more than 4My with respect to the timing of subduction acceleration. Moreover, some authors had shown evidences for an extensional regime during early Miocene in central Chile (e.g. Jordan et al. 2001). Preliminary results indicate the existence of an intra-arc basin(s) during early Miocene in Southern Patagonia (South of 50ºS). These evidences correspond to volcanoclastic and fine grained sedimentary rocks deposited over the South Patagonian Batholith (SPB) at different latitudes (50ºS and 53ºS). Detrital zircons indicated a maximum depositional age during the Burdigalian. These data correlate well with the chronology of plutonic rocks from the SPB, which show a trend of younger ages to the East between 20-17Ma, interpreted as a migration of the arc front. It also correlates well with thermo-chronology and structural data, which suggest a migration of the deformation front and the locus of maximum denudation to the East, starting at 20-18 Ma. The features of this segment in the Patagonian Andes can be compared with data from Central Chile. In both cases, it is not clear that compression started immediately after the acceleration of subduction velocities, but it rather suggests a non-compressive (extensional?) regime. These similarities suggest that both segments were affected by common factors like the increasing of subduction velocities, rather than local processes such as the subduction of the Chile ridge in Patagonia and Juan Fernandez ridge in central Chile. Why is the compressional regime delayed from the increasing of subduction velocities? It could be related to a stage previous to the subduction erosion: after the increasing of the subduction velocity, the trench sediments accumulated during the Paleogene (slow, highly oblique, non-compressive subduction) must be consumed to make way for stronger coupling and subduction erosion. **Acknowledgments** This work was funded by FONDECYT 1161818. Thanks to Hugo Cárdenas and his crew (Marypaz II) that made possible the field work in October 2017.

ESEG-1: Tectónica andina

Análisis estructural y petrográfico de "El Caos de Puquios" y su relación con la tectónica extensional mesozoica

Felipe Reinoso[1], Juan Díaz-Alvarado[1], Carlos Fernández[2].
(1) Departamento de Geología, Facultad de Ingeniería, Universidad de Atacama, Copiapó, Chile
(2) Departamento de Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias Experimentales, Universidad de Huelva, Huelva, España

En la precordillera de la región de Atacama (~27°S) aflora una unidad tectónica intensamente deformada denominada como "El Caos de Puquios", conformada por rocas volcánicas, volcanoclásticas y calcáreas del Jurásico Superior y Cretácico Inferior. Estos materiales son característicos del conocido como Alóctono IV (Estratos Cerro Águila) (Mpodozis y Allmendiger, 1993), y en el "Caos" se disponen como calizas (desde tipo *mudstone* hasta *packstone-grainstone*) que aparecen como grandes cuerpos lensoidales y budinados, con pequeños niveles interdigitados de areniscas pardo-rojizas, incluidos en una matriz volcánica (brechas volcánicas, andesitas y litarenitas volcánicas).

Las principales estructuras que caracterizan esta unidad tectónica y son responsables de la obliteración de las relaciones de contacto originales son dos familias de fallas normales de alto y bajo ángulo y pliegues apretados, asimétricos y en su mayoría de geometría cilíndrica. De la familia de fallas, las subhorizontales (más tempranas) presentan orientaciones preferentes de N40E/25°SE, mientras que las fallas subverticales (más tardías) son N30W/60°NE. Los pliegues medidos en el área del "Caos" presentan ejes con orientación media de 14º hacia N82°E.

Las orientaciones de las fallas y pliegues observados fuera de la zona intensamente deformada (Alóctono IV, Estratos Cerro Águila) coinciden aproximadamente con las del "Caos de Puquios". Datos de pliegues medidos en el Alóctono IV presentan ejes con orientación 12º hacia N80°E. Las fallas observadas en las calizas del Alóctono IV corresponden a fallas normales conjugadas NE-SW, con desplazamientos en manteo al NW y SE. Además, las relaciones de corte indican que los pliegues son cortados por las fallas normales.

El contexto geotectónico asociado a la deformación descrita en la zona es la formación de una cuenca marginal abortada durante el Cretácico medio. Esta deformación extensional "intra-cretácica" estuvo entonces caracterizada por grandes estructuras extensionales de bajo ángulo en la base de los alóctonos descritos en la precordillera de Copiapó, por lo que el "Caos de Puquios" podría generarse en la parte basal de una esas estructuras regionales, aunque probablemente los pliegues puedan estar asociados a una fase compresiva previa (Peruana).

ESEG-1: Tectónica andina

Estructura y evolución de la faja Interandina y la faja plegada y corrida del Subandino Sur Boliviano

Emilio Agustin Rojas Vera[1], Pablo Giampaoli[1], Esteban Gobbo[1], Emilio Rocha[2], Gustavo Olivieri[1], Daniel Figueroa[1].
(1) Exploracion Internacional, YPF S.A.
(2) Especialidades técnicas, YPF S.A., CABA, Argentina

El Subandino sur boliviano y la faja interandina se localizan sobre los Andes Centrales entre los 17° - 20° S. Esta región presenta una compleja evolución tectónica que abarca desde el Proterozoico y continúa hasta la actualidad. La faja plegada y corrida del Subandino sur está integrada por estructuras de piel delgada despegadas en la base del Silúrico, mientras que el sistema interandino es una faja plegada y corrida con una combinación de estructuras de piel delgada y gruesa. La diferencia más importante entre estos sistemas es la profundidad y posición estratigráfica de los niveles de despegue, los cuales son más someros hacia el oeste, quizás en respuesta a un flujo calórico anómalo producto de la cercanía con el Altiplano. El presente trabajo presenta siete secciones estructurales regionales basadas en nuevos datos de campo, información sísmica y de pozos y publicaciones previas. La estimación de los valores de acortamiento mínimo muestra que el mismo es más alto sobre el sector norte del área de estudio (88%), donde las estructuras se encuentran más desarrolladas. El sector sur, en cambio, registra valores que nos superan el 62 % de acortamiento mínimo. Estas diferencias pueden ser atribuidas a las distintas edades de exhumación del Interandino, a la geometría de la cuenca Siluro-Devónica, o a una combinación de ambos factores. El crecimiento de los anticlinales de la faja Subandina estaría relacionado a la nucleación y conexión lateral de estructuras hasta alcanzar longitudes de más de 120 km de largo. En lo que respecta a la evolución Andina, el segmento norte del sistema Interandino muestra edades de exhumación Eocenas a Miocenas, mientras que hacia el sur son ligeramente más jóvenes (Miocenas). La faja plegada y corrida del Subandino muestra edades de levantamiento que comienza a los15 Ma y continua hasta el presente, siendo el segmento sur algo más joven, con edades entre 8 y 0 Ma. En relación con la evolución Paleozoica, y a partir de la interpretación de diferentes líneas sísmicas regionales (>60km), fue posible identificar la presencia de las principales discordancias relacionadas a los eventos tectónicos antes mencionados. En la zona del antepaís, se observaron estructuras de inversión tectónica que habrían afectado a hemigrábenes Cámbricos. Esta deformación se habría producido desde el Cámbrico superior hasta el Carbonífero y se interpreta que estaría relacionada a la ocurrencia de múltiples orogenias Paleozoicas.

ESEG-1: Tectónica andina

Un análisis de las mecánicas de formación y sedimentación asociadas a la cuenca de Cura Mallín (Andes Centrales Australes)

Eduardo Agustín Rosselot[1], Maria Hurley[1], Sofia Iannelli[2], Lucas Fennell[2], Ana Astort[2], Dario Orts[3], Alfonso Encinas[4], Andres Folguera[2].
(1) Universidad de Buenos Aires
(2) IDEAN Instituto de Estudios Andinos
(3) Universidad Nacional de Rio Negro
(4) Universidad de Concepción

En el estado de entendimiento actual de los pulsos que han construido los Andes Centrales Australes, se plantean dos fases compresivas acaecidas durante el Cretácico Superior-Eoceno y el Mioceno medio a superior. Estos dos eventos compresivos se vieron interrumpidos entre el Oligoceno y el Mioceno Inferior por una etapa de extensión generalizada en el orógeno andino al sur de los 29°S, momento a partir del cual se desarrollaron cuencas volcano-sedimentarias de intra arco. En particular, secuencias asignadas a la Fm. Cura-Mallin y equivalentes, han sido interpretadas por diversos autores como depósitos oligo-miocenos de origen extensional. Sin embargo, algunos autores han postulado que podrían tratarse en parte de una cuenca sinorogénica basándose en la descripción de discordancias progresivas.

En este trabajo se recopilaron la totalidad de edades radiométricas existentes K-Ar, Ar-Ar y U-Pb de la Formación Cura-Mallin, así como también de los depósitos extensionales y sinorogénicos andinos entre los 33° y los 43° S, para luego realizar una comparación entre los rangos temporales de los eventos e intentar entender el contexto tectónico en el cual se depositaron las rocas de la Fm. Cura-Mallin y equivalentes.

Considerando que el estadio extensional se desarrolló en las cuencas de Abanico y de Ventana entre ~33 y ~20 Ma y siendo que el inicio de la fase compresiva miocena está acotada por dataciones en depósitos sinorogénicos en 20 Ma entre los 35° y los 37°S y en 18.3 Ma entre los 41° y los 43°, la sedimentación de la cuenca de Cura Mallín abarca ambos periodos, pero de manera desigual, más del 90 % son edades más jóvenes que 20 Ma. Además, estudios en curvas de subsidencia y en trazas de fisión realizadas también ubican el inicio de la fase compresiva en ~20 Ma.

Las dataciones de depósitos sinorogénicos y los datos de trazas de fisión indican que hace ~20 Ma el orógeno andino, al menos entre 33° y 43° S, se encontraba en una etapa compresiva y de alzamiento. Sería improbable que este proceso litosférico se encuentre inhibido e incluso invertido en una estrecha faja entre 36° y 39° S. De esta forma se propone que los depósitos de la Formación Cura-Mallin y equivalentes se habrían depositado mayormente en un contexto compresivo. Datos de campo y edades preliminares U/Pb obtenidas en sectores clave afirman esta hipótesis, donde numerosos rasgos descritos como sinextensionales pueden reinterpretarse como sincontraccionales para el lapso 19.8-11 Ma.

ESEG-1: Tectónica andina

Evidencias de una importante deformación cortical en las formaciones Quebrada Paipote y Pircas en la región de Atacama y su relación con la fase extensional "intra-cretácica"

Carlos Salinas[1], Juan Díaz-Alvarado[1], Felipe Reinoso[1].
(1) Departamento de Geología, Facultad de Ingeniería, Universidad de Atacama, Copiapó, Chile

El área de estudio se encuentra ubicada al este de la precordillera de la región de Atacama (~27ºS), donde afloran materiales triásicos y jurásicos (formaciones Pantanoso, La Ternera y Lautaro) sobre unidades cretácicas (formaciones Quebrada Paipote y Pircas) a través de grandes estructuras inversas N-S, infrayaciendo a los depósitos volcánicos recientes de la Cordillera Principal. Las formaciones Quebrada Paipote y Pircas han sido asignadas al Cretácico (Mercado, 1982). La Formación Quebrada Paipote está conformada por brechas y conglomerados volcano-sedimentarios con clastos heterométricos de andesitas y grandes bloques de calizas deformadas, con algunas intercalaciones de areniscas. El contacto entre las formaciones Quebrada Paipote y Pircas es subhorizontal, disponiéndose los materiales volcánicos suprayacentes de forma paralela al contacto. La sucesión aparentemente continua y concordante de la Formación Pircas se compone de rocas piroclásticas (ignimbritas) poco soldadas en la base, un potente dominio de depósitos volcano-sedimentarios a techo, donde se intercala un nivel de aproximadamente 50 m de potencia de calizas, y culmina con una unidad de lavas masivas de composición andesítica.

Las principales estructuras observadas hasta el momento se encuentran en la Formación Quebrada Paipote, pero implican a materiales de la Formación Pircas. En el área de estudio se puede observar una charnela aislada (decenas de metros) y estratos cortados por fallas en materiales carbonatados que aparecen como bloques sin continuidad en la matriz volcanoclástica. En las proximidades del contacto entre ambas formaciones pueden observarse zonas de cizalla de aproximadamente 1m de potencia con orientación N120E/44NE. Estas zonas incluyen pliegues y objetos asimétricos en materiales piroclásticos que definen un movimiento normal con desplazamiento del bloque de techo al noreste. Otras estructuras extensionales de escala cartográfica que afectan a los materiales cretácicos están siendo estudiadas actualmente.

Algunas secuencias de estructuras definidas en este trabajo por primera vez son similares a otras descritas en las formaciones mesozoicas de la región y podrían correlacionarse con la etapa extensional "intra-cretácica", por lo que es importante definir a través de este estudio las relaciones geocronológicas y estructurales de estas formaciones en el contexto tectónico regional.

ESEG-1: Tectónica andina

Salar de Punta Negra-Imilac (24°-25°S): Arquitectura de una cuenca preandina meso-cenozoica, Andes Centrales del norte de Chile.

Gonzalo Silva[1], César Arriagada[1], Sebastián Bascuñán[1].
(1) Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile

Resumen

La cuenca del Salar de Punta Negra-Imilac, ubicada en la Depresión Preandina, corresponde a una anomalía topográfica de primer orden en la región del antearco del norte de Chile. Nuevas interpretaciones a partir de la integración de perfiles de reflexión sísmica 2D, gravimetría y datos de superficie, muestran que la arquitectura de la cuenca es resultado de la sobreimposición de episodios extensionales y contraccionales durante ciclos de inversión tectónica positiva entre el Triásico y Holoceno. Cuencas extensionales desarrolladas durante el Triásico-Cretácico Temprano y Oligoceno-Mioceno Temprano habrían sido invertidas en episodios contraccionales sucesivos entre el Cretácico Tardío-Eoceno y Mioceno-Pleistoceno, respectivamente. Estos episodios de deformación constituirían elementos claves responsables de la evolución y del actual relieve de la cuenca del Salar de Punta Negra-Imilac.

Introducción

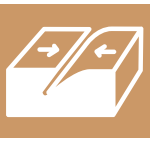
La Depresión Preandina se ubica en la región del antearco del norte de Chile. Se extiende entre los 23°S y 27°S, y se encuentra limitada hacia el oeste por la Cordillera de Domeyko y hacia el este por la Cordillera Occidental (Figura 1a). Numerosos modelos tectónicos presentados para la región (e.g Pananont et al., 2004; Arriagada et al., 2006; Rubilar et al., 2017; Martínez et al., 2017), han abierto un persiste debate sobre el origen y rol de esta unidad morfotectónica en la evolución de la región del antearco del norte de Chile, así como también los episodios tectónicos documentados.

A partir de la integración de una robusta red de datos de reflexión sísmica 2D nuevos y publicados, gravimetría, modelos de velocidad en subsuperficie y datos geológicos de superficie, en esta contribución se presenta un modelo tectónico para la cuenca del Salar de Punta Negra-Imilac (24º-25ºS), la segunda cuenca más grande de la Depresión Preandina, caracterizada por presentar un completo registro estratigráfico y estructural (Gardeweg et al., 1993; 1994; Marinovic et al., 1995).

Marco Geológico

La zona de estudio se ubica en la segunda región de Antofagasta, a una altura de 2945 m.s.n.m. Trabajos recientes (e.g Martínez et al., 2017), señalan que la arquitectura de la cuenca del Salar de Punta Negra-Imilac está dominada por procesos de inversión tectónica, relacionado a la reactivación de sistemas extensionales paleozoicos y mesozoicos, desde el Eoceno en adelante. Pese a lo anterior, en áreas adyacentes se ha documentado una breve interrupción en el régimen tectónico, relacionado a un episodio extensional del Oligoceno-Mioceno Temprano, reconocidos en el sector de la cuenca del Salar de Atacama y cuenca de Calama (Pananont et al., 2004; Jordan et al., 2007; Blanco, 2008; Rubilar et al., 2017).

Esta región se caracteriza por presentar un completo registro estratigráfico (Figura 1b). Las rocas más antiguas que afloran en la zona de estudio corresponden al Complejo Ígneo-Sedimentario de Lila, un sistema de intra-arco submarino que habría dominado la evolución de la región durante el Ordovícico, (Niemeyer et al., 1989; Zimmermman et al., 2010), sobreimpuesto por un sistema marino plataformal desarrollado durante el Devónico (Niemeyer et al., 1997). Hacia el Paleozoico tardío, el plutonismo y volcanismo del Carbonífero-Pérmico, habría afectado gran parte del área, demostrado por los extensos afloramientos que rodean la depresión a esta latitud (Marinovic et al., 1995). Durante el Triásico y hasta el Cretácico Temprano, sistemas extensionales habrían tomado protagonismo en la evolución de la región, controlando la acumulación de potentes secuencias volcánicas, marinas y continentales, representando ciclos de transgresión-regresión (Marinovic et al., 1995; Amilibia et al., 2008). Desde el Cretácico Tardío y durante el Cenozoico, múltiples episodios contraccionales habrían resultado en la inversión tectónica de los sistemas extensionales previos, en la deposición de secuencias sinorogénicas durante el Paleógeno y en el alzamiento paulatino de la Cordillera de Domeyko (Amilibia et al., 2008; Bascuñan et al., 2015; Martínez et al., 2017). Finalmente, durante el Oligoceno y hasta el Mioceno Temprano (?), depósitos aluviales se habrían acumulado en un régimen extensional asociado al desarrollo de cuencas con geometrías de hemi-graben, parcialmente invertidos durante el Neógeno (Pananont et al., 2004; Jordan et al., 2007; Blanco, 2008; Rubilar et al., 2017).



ESEG-1: Tectónica andina

Resultados

Sismoestratigrafía

A partir de la interpretación de 11 secciones de reflexión sísmica, ha sido posible definir 6 secuencias de acuerdo con el patrón de reflexión y las relaciones geométricas entre estas unidades (Figura 1b). De base a techo, estas unidades se dividen en: un basamento acústico (SF1/Paleozoico), caracterizado por un patrón de reflexión caótico y con pobre continuidad lateral y vertical, representando una facie sísmica homogénea y una unidad geológica compacta. Se distingue del relleno de la cuenca por el fuerte contraste de impedancia acústica que los separa y por el notable cambio en el patrón de reflexión. Inmediatamente sobre el basamento acústico, sobreyace la unidad sísmica 2 (SF2/Triásico-Cretácico Temprano), la primera secuencia estratificada, que destaca por un patrón de alta amplitud, frecuencia media y una buena continuidad lateral. Reposa en onlap sobre el basamento acústico hacia los bordes de la cuenca y crece continuamente hacia el centro de la cuenca, permitiendo asignar un carácter sinextensional a esta unidad. De manera discordante sobre la unidad anterior, reposa la unidad sísmica 3 (SF3/ Cretácico Superior), representada por un patrón de reflexión de baja amplitud y frecuencia media, con menor extensión horizontal y vertical que la unidad anterior. La presencia de discordancias progresivas internas y una geometría en cuña en el límite occidental, cerca del borde oriental de Cordillera de Domeyko, permite interpretar a esta unidad como una secuencia sintectónica a la inversión de la cuenca. La unidad sísmica 4 (SF4/Paleoceno-Eoceno?) se presenta exclusivamente en la mitad occidental de la cuenca. Presenta un patrón de reflexión de alta frecuencia y amplitud media. Muestra una buena continuidad lateral hasta el límite occidental de la cuenca, donde el patrón es obliterado. Su relación de contacto con la unidad subyacente es en general paraconcordante, y en partes puede ser visualizada en onlap sobre SF3. En su límite superior, esta unidad subyace a SF5 de manera discordante por truncamiento erosivo. Reconocida a lo largo de toda la cuenca, se dispone la unidad sísmica 5 (SF5/Oligoceno-Mioceno Temprano), que destaca por presentar reflectores con alta frecuencia y amplitud media. Presenta una buena continuidad lateral y en zonas discretas esta unidad llega a superficie. Sus relaciones de contacto son variables, siendo por una parte paraconcordante en las zonas centrales donde posee su mayor potencia, mientras que, hacia los sectores distales, donde se acuña y muestra su menor potencia, reposa en onlap sobre SF4. La identificación de estratos de crecimiento y discordancias progresivas internas, permiten distinguirla como una secuencia sinextensional. Finalizando el registro estratigráfico de la cuenca, cubre de manera discordante la unidad sísmica 6 (SF6/ Neógeno), caracterizada por reflectores de frecuencia y amplitud baja. Presenta una continuidad lateral limitada, dificultando su reconocimiento en todas las secciones. Sus relaciones geométricas están representadas por onlap sobre SF5 y paraconcordancia. Pese a esto, sus relaciones geométricas no pueden ser reconocidas completamente a lo largo de la cuenca, pues cerca de la superficie, las reflexiones pierden notablemente su calidad en la mayor parte de las secciones sísmicas. De acuerdo con sus relaciones de contacto, esta unidad presenta un carácter sin a postectónico.

Estructura subsuperficial

El sistema estructural dominante está constituido por fallas normales invertidas de orientación NNE-SSO, asociadas al desarrollo de pliegues anticlinales de inversión y fallas inversas de basamento, comprometiendo además gran parte de las unidades consideradas como el relleno de la cuenca. Estas estructuras se ubican en la parte central de la depresión conformando un sistema de dos subcuencas opuestas, con geometrías de hemi-graben, activas como fallas normales contemporáneo a la deposición de SF2 y durante la deposición de SF5. Por el contrario, durante la deposición de SF3, SF4 y posiblemente durante SF6, estas estructuras habrían actuado como fallas inversas, reactivadas en eventos contraccionales sobreimpuestos a los respectivos episodios extensionales. Hacia el sur, la cuenca demuestra variaciones estructurales representando la continuidad y la apertura de la cuenca. En la Pampa San Eulogio, también se reconocen fallas normales de alto ángulo de inclinación al oeste, contemporáneas con la deposición de SF5.

Por el borde occidental y oriental de la cuenca se extienden dos franjas cuya estructura se reconoce como secuencias de fallas inversas que varían latitudinalmente en disposición y geometría. El límite occidental se caracteriza por un sistema de fallas inversas, de vergencia variable, que se dispone en un arreglo con geometría tipo pop-up, enraizada en el núcleo de la Cordillera de Domeyko. Falla Punta Negra y Falla Imilac representan este límite entre la Cordillera de Domeyko y la Depresión Preandina. Por otra parte, en el límite oriental, se dispone una franja de bloques de basamento alzado, cuya estructura se encuentra mayormente cubierta. Se distingue principalmente como un sistema de fallas inversas de vergencia oeste. Estas fallas en superficie no suelen aflorar, mientras que, en las secciones sísmicas, sólo ha sido posible caracterizar parcialmente la estructura de este segmento, lo que dificulta la interpretación final del arreglo estructural de esta porción de la cordillera.

Discusión y Conclusión

De acuerdo con la interpretación presentada en este trabajo, la evolución tectónica de la cuenca del Salar de Punta Negra-Imilac es ejemplo de una compleja interacción de procesos de deformación y sedimentación. El análisis detallado de la información sísmica disponible, los modelos de gravedad y velocidad presentados en esta contribución indican la presencia de al menos seis unidades sismoestratigráficas claramente identificables. Pese a que no existen antecedentes directos sobre la edad y estratigrafía de las secuencias definidas, la correlación con información de superficie indicaría que estas se habrían depositado entre el Triásico y el Holoceno. Geometrías típicas de inversión tectónica positiva caracterizarían la deposición de las unidades sísmicas más antiguas reconocidas (SF2, SF3 y SF4), posiblemente depositadas durante el Triásico-Cretácico Temprano. Sin embargo, la integración de secciones sísmicas no consideradas en trabajos previos permite observar similares geometrías en las secuencias más recientes (SF5 y SF6; Figura 1c), señalando un segundo episodio de extensión e inversión tectónica durante el Cenozoico. Lo anterior estaría en contraposición con estudios recientemente publicados (e.g Martínez et al., 2017), donde se describe una historia contraccional desde el Cretácico Superior. Nuestros nuevos antecedentes indicarían que la evolución durante fines del Mesozoico y Cenozoico habría estado dividida en una primera parte de carácter contraccional entre el Cretácico Tardío y el Eoceno (Bahamondes, 2017), una segunda parte caracterizada por un régimen extensional durante el Oligoceno (Pananont et al., 2004; Jordan et al., 2007, Rubilar et al., 2017), y una tercera parte dominada nuevamente por una tectónica contraccional.

De esta manera, se concluye que la evolución de la cuenca del Salar de Punta Negra-Imilac habría resultado de: (1) Desarrollo de cuencas extensionales con geometría de hemi-graben durante el Triásico-Cretácico Temprano, acompañado de sedimentación sintectónica (SF2). (2) Inversión tectónica de la cuenca y acumulación de unidades sintectónicas durante el Cretácico Superior (SF3). (3) Tectónica compresiva/transpresiva durante el Paleoceno (?)-Eoceno y sedimentación sintectónica (SF4). (4) Ocurrencia de un episodio extensional/transtensional relacionado a la acumulación de secuencias sedimentarias durante el Oligoceno-Mioceno Temprano. (5) Inversión tectónica y acumulación sedimentaria durante el Neógeno-Cuaternario.

ESEG-1: Tectónica andina

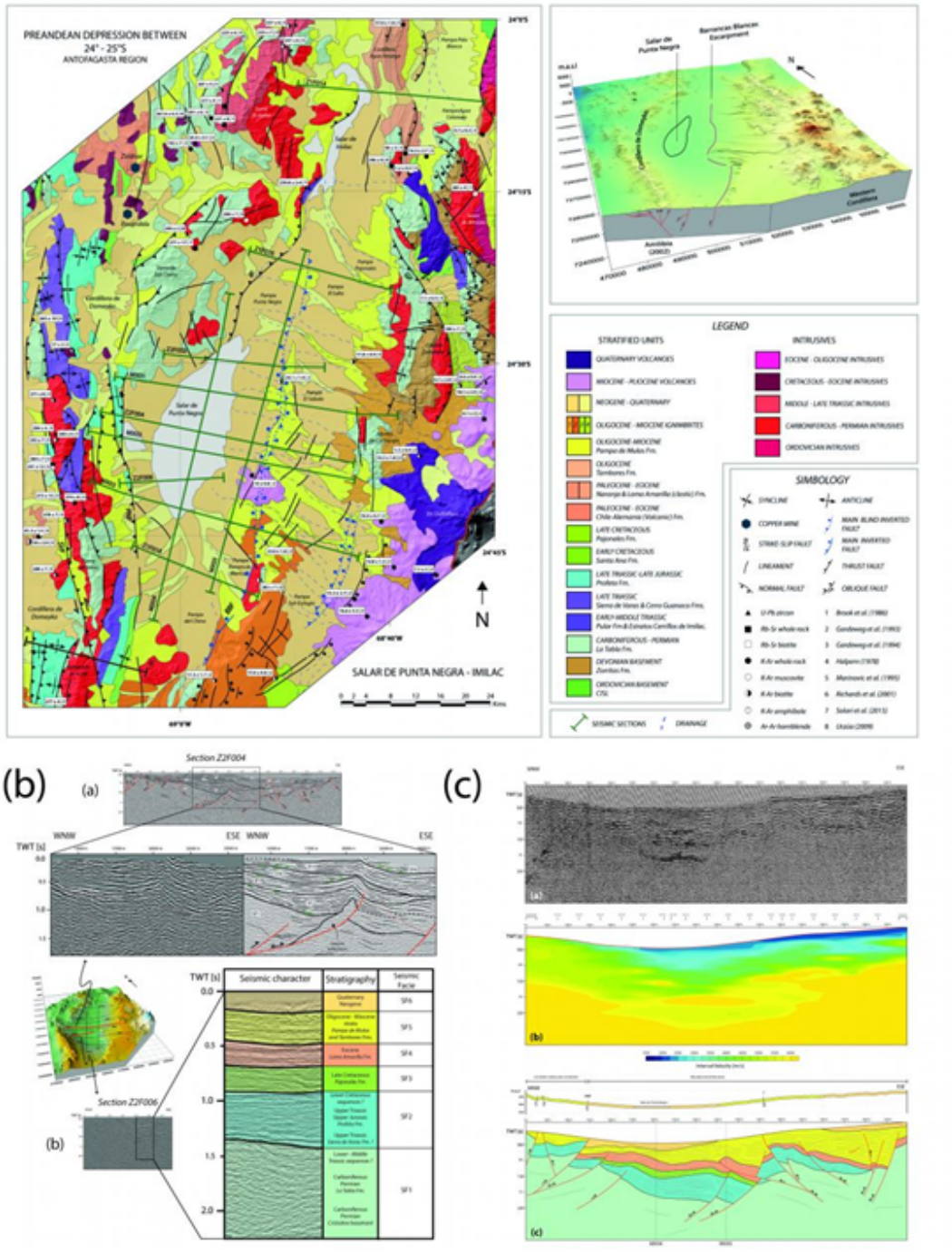


Figura 1. (a) Mapa Geológico de la cuenca del Salar de Punta Negra-Imilac. (b) sismoestratigrafía y correlaciones con estratigrafía de la región. (c) [Arriba] Sección sísmica MX03 no interpretada, [Medio] Perfil de velocidad de intervalo (m/s), [Abajo] Sección sísmica MX03 interpretada.

ESEG-1: Tectónica andina

Estudio multidisciplinario de la evolución neógena de los Andes Mendocinos entre los 32°-34° LS, Argentina.

Julieta Suriano[4], Ana Lossada[1], Brian Mahoney[2], Laura Giambiagi[4], Greg Hoke[3], Jose Mescua[4], Andrea Aguilar[4].
(1) IDEAN, Universidad de Buenos Aires, CONICET
(2) Eau Claire University of Wisconsin
(3) Department of Earth Sciences, Syracuse University
(4) IANIGLA-CONICET

Estudios sedimentológicos, estratigráficos, geocronológicos, termocronológicos y estructurales en la Cuenca de Cacheuta permitieron acotar el patrón de levantamiento, exhumación y propagación de la deformación del orógeno andino, a la latitud de ~33ºS. La cuenca se encuentra compuesta por cinco Formaciones: Mariño, La Pilona, Tobas Angostura, Río de los Pozos, y Mogotes, y refleja la sedimentación en el antepaís producida durante la migración del frente de deformación hacia el este. A su vez se han realizado perfiles sedimentológicos complementarios en zonas aledañas (Cuenca Penitentes, Tunuyán y Uspallata). Paralelamente, estudios termocronológicos de apatitas detríticas en la vertiente oriental de los Cordones del Plata y El Portillo (Cordillera Frontal) permitieron acotar los eventos reconocidos en las diferentes cuencas y relacionar la actividad de cada sector estructural con los pulsos detectados en el análisis sedimentario.

La aplicación de diversas técnicas permitió acotar cuatro eventos principales de levantamiento durante el relleno de la cuenca: i) el pulso principal de levantamiento del Cordón del Plata, y sector norte del Cordón del Portillo (Cordillera Frontal) a los ~16 Ma. Este pulso, previo a lo que se postulaba anteriormente, es consistente con las nuevas edades de exhumación, datos de procedencia y cambios paleoambientales en las cuencas de Cacheta y Penitentes. ii) El principal pulso de levantamiento de la Precordillera alrededor de los ~11-12 Ma, para el momento de depositación de la Formación La Pilona, más antiguo de lo que se ha propuesto anteriormente y mostrando un levantamiento sincrónico en casi toda la Precordillera. iii) Finalmente, un nuevo aumento en el aporte sedimentario desde la Cordillera Frontal, que tuvo lugar a los ~7-8 en la Cuenca de Cacheuta (Río de Los Pozos Fm.), que interpretamos en base a datos de procedencia y estructura de la Cuenca Tunuyán como producido por el pulso principal de levantamiento del Cordón del Portillo. iv) Finalmente, termocronología de baja temperatura indica la formación del anticlinal Pilona (y exhumación rápida de la cuenca) los ~5-6, en una estructura que aún continúa siendo activa.

Este estudio multidisciplinario permite sostener el modelo de avance de la deformación desde el retropaís hacia el antepaís, pero generar a su vez una discusión sobre control de la zona de subducción plana sobre dicha migración.

ESEG-1: Tectónica andina

Deformación extensional sindepositacional durante el Triásico en la Sierra de Almeida (24°20'S)

Carlos Patricio Venegas[1], Diego Montecino[1], Marcelo Solari[1].
(1) Geología General, Servicio Nacional de Geología y Minería

En la Sierra Almeida, ubicada en la cordillera de los Andes de la Región de Antofagasta, está expuesta una sucesión, de edad Triásica, denominada Formación Pular (24°20'S). Las rocas de esta unidad conforman un monoclinal que mantea al oeste y está depositada en discordancia angular sobre rocas volcano-sedimentaria pérmicas (Estratos de Cerros de Puquios, Solari et al, 2017) y están cubiertas en paraconcordancia por rocas sedimentarias del Cretácico Superior (Formación Quebrada Pajonales, Solari et al, 2017).

En estos afloramientos se distinguen fallas de orientación ONO-ESE (Sistema de Fallas Pular), que afectan a toda la unidad triásica y a las unidades subyacentes (Estratos de Cerros de Puquios y Formación Zorritas, Solari et al, 2017), y están selladas por la Formación Quebrada Pajonales. Este sistema de fallas fue previamente mapeado como un sistema de fallas transcurrentes (Padilla, 1988; Pino y Fuenzalida, 1986; Gardeweg *et al,* 1994). Sin embargo, esta interpretación no consideró que las estructuras están selladas por rocas sedimentarias del Cretácico Superior-Paleoceno inferior (Formación Quebrada Pajonales). De lo anterior, se desprende que para entender la cinemática de las estructuras se debe considerar que las estructuras se formaron antes del plegamiento monoclinal que afecta a las unidades triásicas y cretácicas.

En el presente trabajo se midieron planos de fallas y sus respectivos indicadores cinemáticos para entender la naturaleza de las estructuras, y posteriormente se aplicó una corrección de los datos estructurales. El análisis cinemático de los datos restaurados indica que las estructuras corresponden a fallas normales, con dirección de extensión *ca.* NNE-SSO y de acortamiento sub-vertical. Además, se observaron fallas menores, intraformacionales, de orientación similar a las fallas principales, que controlan y acomodan localmente las facies de la Formación Pular. Estas estructuras de escala métrica, están selladas por estratos de la misma unidad, por lo que se interpreta que el Sistema de Fallas Pular se habría desarrollado durante la depositación de la unidad en el Triásico.

Este trabajo se pudo realizar gracias al desarrollo del Plan Nacional de Geología, dependiente de la Subdirección de Geología del Servicio Nacional de Geología y Minería.

ESEG-1: Tectónica andina

Deformación dúctil en depósitos del Eoceno medio en la Cuenca de Arauco, Chile. Un proceso de deformación sin-sedimentaria (sismitas) versus deformación tectónica, antecedentes preliminares.

Cristian Vera[1], **Patricio Zambrano**[1].
(1) Geologia, Ingenieria, Universidad Andrés Bello

El Grupo Lebu (Cuenca de Arauco), está constituido por cuatro formaciones que, de base a techo, son: Curanilahue (Paleoceno – Eoceno temprano), compuesta de depósitos parálicos marinos; Bocalebu (Eoceno temprano – medio) formada por una secuencia marina; Trihueco (Eoceno medio), caracterizada por una secuencia parálica; y Millongue (Eoceno medio – superior), que corresponde a depósitos marinos. Esta secuencia termina con un importante hiatus en la sedimentación la cual contempla prácticamente todo el Oligoceno en gran parte del antearco de plataforma en Chile Central, evento que ha sido interpretado como un tiempo de inmovilidad geológica o a un ciclo completo de erosión subaérea. Nuevos antecedentes provenientes de nuevos afloramientos costeros generados por el alzamiento cosísmico del terremoto 27/F 2010 en plataformas alzadas de erosión marina en las localidades de Llico y Caleta Quiapo, exponen los últimos depósitos del Grupo Lebu, constituidos por depósitos turbidíticos de plataforma de la Formación Millongue cuya microfauna sugiere una edad Luteciano al Priaboniano (36 – 44 Ma). A diferencia del resto de las secuencias del Grupo Lebu, estos depósitos presentan un estilo de plegamiento muy poco acorde con el estilo estructural del resto de las secuencias basales del Grupo Lebu, el cual muestra en general un estilo de deformación extensional. De orientaciones preferenciales WSW-ENE y WNW-ESE, podemos encontrar estas estructuras ligadas a compresión lo largo de una dirección NE-SW, subparalelos a la costa de la península de Arauco. Geométricamente, el plegamiento se compone de distintos anticlinales y sinclinales, cuyos ángulos interflanco varían de 0° (isoclinales) a 40° (cerrados). La orientación preliminar de los esfuerzos sugiere una dirección de máximo esfuerzo próximo a la vertical y mínimo subhorizontal, similar a los tensores de esfuerzo que pueden tener lugar en formaciones ubicadas en taludes costeros. Estos antecedentes permiten sugerir que la deformación de estos depósitos, podría haber estado ligada a la generación de mega-slump y "*mass transport deposits*" producto de un aumento en la inclinación de la pendiente del talud gatillados por sismitas. Procesos de deformación tectónica del Grupo Lebu, que permitan inferir una fase de deformación previa a la sedimentación de los depósitos Miocenos (Formación Ranquil-Navidad) estarían relacionados a un estilo de deformación mayor, reconocida en líneas sísmicas hacia el *offshore*.

ESEG-1: Tectónica andina

First geochemical and geochronological characterization of Late Cretaceous magmatism in Gastre, Northern Patagonia, and its tectonic relation to other coeval volcanic rocks in the region

Claudia Beatriz Zaffarana[1], Silvia Leonor Lagorio[2], Dario Leandro Orts[1], Alicia Busteros[2], Diego Silva Nieto[2], Raul Giacosa [1], Victor Ruiz Gonzalez[3], Barbara Boltshauser [1], Carla Puigdomenech[3], Ruben Somoza[3], Miguel Haller[3].
(1) Universidad Nacional de Rio Negro
(2) Servicio Geologico Minero Argentino
(3) Consejo Nacional de Investigaciones Cientificas y Tecnicas, Argentina

This work characterizes a previously unknown outcrop of Upper Cretaceous porphyritic rocks near the area of Gastre in Northern Argentinean Patagonia. It is based on petrographic, geochronological and geochemical data of representative samples. The porphyritic rocks from Gastre were dated between ~74 and 76 Ma, when a gap or waning in activity was registered in the Northern Patagonian Batholith. The age of the porphyritic rocks from Gastre coincides with the age of the upper section of the Tres Picos Prieto Formation, a basaltic sequence located at 44° S, near the locality of José de San Martín. Farther southwest, in the Coihaique Alto region in Chile at 45° S, the volcanic rocks from the Casa de Piedra Volcanic Complex and the El Toro Formation also bear a similar Late Cretaceous age (Demant et al. 2007). The porphyritic rocks from Gastre bear a geochemical signature typical of subduction-derived magmas, which is also found in the Tres Picos Prieto basalts (especially of the upper section, Zaffarana et al. 2012) and in the volcanics from the Coihaique Alto region (Demant et al. 2007). Therefore, it is put forth that the porphyritic rocks from Gastre could represent an eastward shift in the position of the magmatic arc at 42° S, as they were erupted c. 270 km away from the axis of the magmatic arc (represented by the outcrops of the Northern Patagonian Batholith). This eastward migration of the magmatic arc was probably the result of a slab-shallowing process; slab shallowing was also argued to explain the Late Cretaceous compressive deformation observed in the Gastre area (Echaurren et al. 2017). Nevertheless, it should be noted that during the Late Cretaceous the magmatic arc regained its westward position farther south at the latitude of the Coihaique Alto region. DEMANT, A., SUÁREZ, M. & DE LA CRUZ, R. 2007. Geochronology and petrochemistry of Late Cretaceous- (?) Paleogene volcanic sequences from the eastern central Patagonian Cordillera (45°-45° 40'S). *Revista Geológica de Chile* **34**, 3–21. ECHAURREN, A., OLIVEROS, V., FOLGUERA, A., IBARRA, F., CREIXELL, C., & LUCASSEN, F. 2017. Early Andean tectonomagmatic stages in north Patagonia: insights from field and geochemical data. *Journal of the Geological Society* **174**, p. 405, doi: 10.1144/jgs2016-087 ZAFFARANA, C. B., LAGORIO, S. L. & SOMOZA, R. 2012. Paleomagnetism and geochemistry from the Upper Cretaceous Tres Picos Prieto locality (43ºS), Patagonian Plateau Basalts. *Andean Geology* **39 (1)**, 53-66.

ESEG-2: Tectonoestratigrafía de las cuencas andinas Mesozoicas

Tectonostratigraphic evolution of the Atuel depocenter as an oblique rift system during the Late Triassic to Early Jurassic, Neuquén Basin, Argentina

Florencia Bechis[1], Laura Giambiagi[2], Maisa Tunik[3], Jose Mescua[2].
(1) IIDyPCa, CONICET - Universidad Nacional de Rio Negro
(2) IANIGLA, CONICET, CCT Mendoza, Mendoza, Argentina
(3) IIPG, CONICET - Universidad Nacional de Río Negro, General Roca, Argentina

The Neuquén basin presents an almost continuous record from the Late Triassic until the Paleocene, making it an excellent case study that registers the most relevant tectonic stages of southern South America during the Mesozoic. It was initiated in the Late Triassic to Early Jurassic as a continental rift basin in the context of a widespread extensional stage that affected western Gondwana and culminated with the break-up of the supercontinent. The Atuel depocenter is located in the northern sector of the basin. Synrift and sag units are represented by Upper Triassic to Lower Jurassic siliciclastic marine and continental sedimentary rocks, and it bears the oldest marine deposits of the basin, of Upper Triassic age. The depocenter infill has been deformed and exhumed during the Andean orogeny, being presently exposed in the northern sector of the Malargüe fold and thrust belt. In order to study the tectono-sedimentary evolution of this depocenter, we integrated a large set of stratigraphic, sedimentologic and structural data into a multidisciplinary approach. We integrated data from facies and thickness distribution of the synrift units, provenance studies on sandstone samples, detrital zircon geochronology data, kinematic data from outcrop scale normal faults, angular and progressive unconformities and subsurface information. The structural architecture of the Atuel depocenter is interpreted as related to an oblique rift system, on the basis of the following characteristics: i) a general NNW orientation of the sub-basin, ii) a bimodal distribution of NNW and WNW normal faults, iii) an oblique NE-directed internal extension obtained from kinematic indicators measured on outcrop-scale faults. It was interpreted as controlled by oblique reactivation of a NNW-oriented lithospheric weakness zone under a regional NNE extension. A paleogeography dominated by active normal faulting controlled marked lateral variations of the depositional systems within the depocenter during the synrift stage. Two NNW-trending major normal faults, La Manga and Alumbre, controlled most of the basin subsidence, the distribution of the sedimentary environments and the drainage patterns. Provenance studies on sandstone samples highlight a major change in the detrital sources that could either be related to the synrift to sag transition, or to a renewed synrift phase by the Toarcian. This major change is also consistent with previous data from detrital zircon analysis.

ESEG-2: Tectonoestratigrafía de las cuencas andinas Mesozoicas

Tectonostratigraphic evolution during the Mesozoic in the Betanzos Syncline (Potosí – Bolivia)

Neomecio| Choque[1], Lidia Nina[1], Mario Blanco[1], Jannette Quispe[1].
(1) Geología, Ciencias Geológicas, Universidad Mayor de San Andrés

Geological works recent of field, they effected in the south part of Bolivia: Potosí - Sucre section. Area to which corresponds this study, this section is comprised between 19° and 20° south latitude. Those studies also have revelated and contributed new geoscientific information for the determination of a modern geodynamics for the studies of Mesozoic formations: Tiquina, Ravelo, La Puerta, Tarapaya Miraflores, Aroifilla and Chaunaca, with several and important presence of basalt levels from Tarapaya to Chaunaca formations, these ages vary from Induan to Ladinian (Triassic), from Hettasngian to Toarcian (Jurassic), and from Valanginian to Santonian (Cretaceous). The basalt present in the Aroifilla formation was dated in 82.5 My. All these Cretaceous units are complexly affected by a compressive tectonic, which is vinculated to Andean Orogeny. On the other hand, the presence of all these formations permit deduct a important geological history of this region, highlighting also considerable stratigraphic discontinuities, corroborating in turn the determination of sedimentary environments: Marine environment for the Paleozoic formations, mixed environment for the Santa Rosa formation, and continental - Marine for the Mesozoic formations. All these previous sedimentary information make possible the delimitation of the sedimentary basins of all the System involved. In addition, another result for standing out is the presence of Alkaline magmatism (syn-riff) in the early Mesozoic and Middle Mesozoic. The structural elements identified on the zone correspond to the occidental block of the Aiquile-Tupiza dextral transcurrent fault (FAT) and the Camargo thrust (CC), these eastern tectonic lineaments are located at 15 km to 40 km from the area; the previous affirmation permit also the elaboration of the structural model of the area; while the tectonic history would be vinculated to a tectonostratigraphic block, regionally limited by the great tectonic lineaments to the west part and by the two eastern faults these already previously mentioned. Therefore, the recent structural framework presents a system complexes of faults which difficult the conformation of complete structural folds of anticlines and syncline. KEY WORDS: TECTONOSTRATIGRAPHIC, MODERN GEODYNAMIC, MESOZOIC.

ESEG-2: Tectonoestratigrafía de las cuencas andinas Mesozoicas

The influence of Andean orogenic uplift and deformation style on the evolution of stratigraphic architecture, Cretaceous Magallanes foreland basin, Chilean Patagonia

Benjamin Daniels[1], Sebastian Kaempfe[2], Stephen Hubbard[1], Brian Romans[2], William Matthews[1].
(1) Geoscience, Science, University of Calgary, Calgary, Alberta, Canada
(2) Geosciences, Science, Virginia Tech, Blacksburg, Virginia, United States of America

Andean foreland basins provide insight into the tectono-sedimentary evolution of South America over deep geologic time. Numerous uplift mechanisms (e.g., thrust sheet emplacement) have contributed to the formation of the Andes and the evolution of adjacent basins. Many workers have studied foreland basin evolution during periods of sustained uplift; however, studies on the depositional response to changes in uplift style during these periods are few. We analyze stratigraphic data along with >13,700 U-Pb detrital zircon ages (49 samples) from Coniacian-Maastrichtian units (Cerro Toro, Tres Pasos, Dorotea formations) of the Magallanes Basin in Última Esperanza Province to evaluate basin evolution over ~22 m.y. of Andean uplift. We use this integrated dataset to examine how uplift style can impact foreland basin catchment evolution and depositional architecture. Uplift via thrust sheet emplacement and associated convergence was prevalent in the Patagonian Andes from 90-82 Ma. Fine-grained units of the lower Cerro Toro Formation (90-88 Ma), which record coarse-grained sediment starvation, contain abundant Jurassic and Cretaceous zircons, while conglomeratic channel-levee strata in the upper Cerro Toro Formation (88-81 Ma) feature abundant Paleozoic zircons. We link this shift to exhumation of Paleozoic units via thrusting, along with efficient sediment transfer to the basin across a narrow shelf. Previous workers have documented pluton intrusion into thrust sheets starting at 82 Ma, which has been interpreted to have led to uplift characterized by lithospheric doming in the orogen. This shift coincides with a prolonged period of mass wasting in the basin (81-78 Ma) recorded by up to 800 m of chaotically bedded deposits in the lower Tres Pasos Formation. U-Pb age spectra from this interval resemble upper Cerro Toro Formation age spectra. We suggest that doming led to widespread mass failure and promoted intrabasinal recycling. Mass wasting was followed by evolution of a shelf margin clinoform system recorded in the upper Tres Pasos and Dorotea formations (78-68 Ma). Strata in this interval contain abundant Paleozoic zircons. We suggest that doming led to further extrusion and erosion of the orogenic wedge, resulting in a decline in basin subsidence and ultimately, terminal infilling of the bathyal basin. These results elucidate the effects of Andean uplift in Chilean Patagonia, and may help inform basin evolution in other deep-water foreland systems globally.

ESEG-2: Tectonoestratigrafía de las cuencas andinas Mesozoicas

Geología del área de San Vicente de Tagua Tagua, Chile Central

Francesca Del Río[1], Hernán Cabello[1], Benjamín Gómez[1], Klaus Weber[1], Christian Salazar[1], Andrés Escare[1].
(1) Escuela de Geología, Facultad de Ingeniería, Universidad del Desarrollo, Santiago, Chile

En base a nuevos antecedentes geológicos obtenidos del área de San Vicente de Tagua Tagua (Chile central), se analizan las unidades litológicas y estructuras reconocidas, para su interpretación y evolución geológica. Esto se llevó a cabo a partir de la descripción y estudio de tres unidades mesozoicas, correspondientes a la Formación Lo Prado, Formación Las Chilcas y Complejo Plutónico Alhué; y cuatro unidades cenozoicas, Formación Laguna Tagua Tagua, Depósitos Aluviales de Valle, Depósitos de Pie de Monte - Quebradas y Depósitos Fluviales actuales. La Formación Lo Prado, está caracterizada por la presencia de areniscas de grano fino a medio, lutitas, niveles conglomerádicos, y rocas volcano-sedimentarias. Los niveles sedimentarios contienen amonites de los géneros *Virgatosphinctes*, *Substeuroceras*, y *Aulacosphinctes*(?), los que permiten asignar una edad Titoniano – Valanginiano?. Estas litologías permiten interpretar esta sucesión como un ambiente deltaico el cual prograda a un ambiente volcánico subaéreo explosivo. La Formación Las Chilcas (Hauteriviano? – Albiano), corresponde a sucesiones volcano-sedimentarias y flujos de lavas andesíticos, asociados a un ambiente volcánico de composición intermedia de origen continental con eventos eruptivos explosivos. Estas unidades se ven afectadas por la intrusión sucesiva de tres unidades pertenecientes al Complejo Plutónico Alhué, determinadas litológicamente como Unidad Diorítica, Unidad Monzogranítica y Unidad Granodiorítica – Tonalítica. El aumento de temperatura y presión asociado a este proceso de intrusión genera una aureola de contacto en las rocas de las formaciones Lo Prado y Las Chilcas. Por otro lado, las cuatro unidades cenozoicas están asociadas a los procesos de alzamiento de la Cordillera de la Costa y erosión syn-orogénica causados por el consecutivo alzamiento de la Cordillera de los Andes. Mediante un análisis cinemático del fallamiento se infiere que la deformación es heterogénea y responde a distintos sistemas de esfuerzos, de los cuales se determinan dos sistemas tentativos, en donde se identifica un régimen extensivo y otro compresivo superpuesto, con sus ejes de esfuerzos principales actuando en la vertical. Asimismo, se detalla y especifica las implicancias económicas de recursos metálicos y no metálicos, un análisis de los riesgos geológicos asociados a condiciones endógenas y exógenas, y se evaluan puntos de interés patrimonial.

ESEG-2: Tectonoestratigrafía de las cuencas andinas Mesozoicas

The interplay between volcanic, tectonic and sedimentary processes in an ancient subduction-related rift basin: The early Domeyko Basin (Triassic, northern Chile)

Mauricio Espinoza[1], Verónica Oliveros[1], Diego Montecino[2], Rodrigo González[3], Paulina Vásquez[2].
(1) Departamento de Ciencias de la Tierra, Facultad de Química, Universidad de Concepción
(2) Servicio Nacional de Geología y Minería, Chile
(3) Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ingeniería y Ciencias Geológicas, Universidad Católica del Norte, Antofagasta, Chile

The geodynamic setting along the SW Gondwana margin during its early breakup (Triassic) remains poorly understood. However, main models only slightly consider the geotectonic significance of coeval basins. The Domeyko Basin initiated as a rift basin during the Triassic being filled by sedimentary and volcanic deposits. Stratigraphic, sedimentological and geochronological analyses are presented in order to determine the tectonostratigraphic evolution of this basin (22º-26º S) and to propose a tectonic model suitable for other SW Gondwana-margin rift basins. The Domeyko Basin recorded two synrift stages. The Synrift I (~240-225 Ma) initiated the Sierra Exploradora sub-basin (SESB) while the Synrift II (~217-200 Ma) reactivated this sub-basin and originated small depocenters grouped in the Sierra de Varas sub-basin (SVSB). During the rift evolution, the sedimentary systems developed were largely controlled by the interplay between tectonics and volcanism through changes in the accommodation/sediment supply ratio (A/S). High-volcaniclastic depocenters record a net dominance of the syn-eruptive period, lacking rift-climax sequences due to the decreasing of the A/S ratio by the high volcanic supply. On the other hand, low-volcaniclastic depocenters of the SVSB record a tripartite succession (alluvial-lacustrine-fluvial) indicating the development of a complete rift cycle with a fault-linkage phase during the Synrift II stage. An early post-rift phase took place during the latest Rhaetian with the ubiquitous development of shallow marine facies marked by typical reefal deposits over the former foot- and hanging- walls of the basin. The inferred architecture of the Domeyko Basin suggests a transtensional kinematic (sinistral) where N-S master faults interacted with ~NW-SE basement structures producing narrow and highly asymmetric releasing bends. Detrital zircon data show a predominance of sediments from the Gondwanic basement with a scarcity of zircons >500 Ma, indicating erosion from the margins of fault-bounded closed basins. All detrital zircon samples fall in the convergent regime for tectonic discriminator plots. We propose that the early Domeyko Basin was a continental subduction-related rift basin likely developed under an oblique convergence in a back-arc setting. Subduction would have acted as a primary driving mechanism for the extension along the Gondwanan margin, unlike inland rift basins (Ischigualasto, Cuyo and Neuquén basins).

ESEG-2: Tectonoestratigrafía de las cuencas andinas Mesozoicas

Estratigrafía y evolución paleogeográfica del relleno de la Cuenca de Chañarcillo, entre los 28°15'-28°30´S

Ignacio Flores Murúa[1], Jose Fuentes Espinoza[1], Valentina Flores Aqueveque[2].
(1) Escuela de Geología, Facultad de Ingeniería, Universidad Santo Tomás, Santiago, Chile
(2) Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile

La Cuenca de Chañarcillo corresponde a una cuenca de tras-arco del Jurásico-Cretácico Inferior, que actualmente se encuentra localizada hacia el borde oriental de la Cordillera de la Costa en la Región de Atacama. Entre los 27°-28°30'S, se han propuesto diversos modelos geológico-estructurales para explicar la deformación observable en superficie, reconociendo en gran parte, una geometría de hemi-graben con un borde oriental de cuenca (Amilibia *et al.*, 2009; Martínez *et al.*, 2013; Perroud, 2017). Por otro lado, las evidencias de superficie y sub-superficie podrían indicar que la distribución espacial y evolución temporal de sistemas deposicionales en cuencas limitadas por estructuras de borde, son o no controlados tectónicamente (Prosser, 1993). Donde, el movimiento de las fallas de borde y la etapa de desarrollo de la cuenca controlan la potencial erosión y tasa de sedimentación (Prosser, 1993). En este trabajo, se postula que la naturaleza de los depósitos de relleno y sus variaciones a lo largo y ancho de la cuenca, reflejan la actividad de las estructuras de borde de la Cuenca de Chañarcillo. El objetivo principal, por tanto, es comprender la evolución paleogeográfica de la cuenca y el control estructural en la distribución del relleno de cuenca, mediante el análisis de las variaciones latitudinales y longitudinales de las facies sedimentarias presentes. Las formaciones identificadas son parte del Grupo Chañarcillo, siendo estas la Fm. Nantoco, Fm. Totoralillo y Fm. Pabellón, las cuales corresponden a secuencias marinas siliciclásticas y mayoritariamente con cemento calcáreo, predominando las calcilutitas, calcarenitas y calciruditas, además de la presencia de rocas continentales al este de la cuenca correspondientes a conglomerados y brechas de la Fm Cerrillos. Junto a lo anterior, se logró reconocer distintos paleoambientes, los cuales no son necesariamente continuos a lo largo de la cuenca, como ocurre con los depósitos del Grupo Chañarcillo, los cuales presentan variaciones latitudinales en sus espesores que indican la presencia de un depocentro dominante en el área de estudio de la cuenca. Finalmente, con los datos obtenidos, se desarrolla y genera un modelo tridimensional que explica la distribución espacio-temporal de los depósitos de relleno de la Cuenca de Chañarcillo.

ESEG-2: Tectonoestratigrafía de las cuencas andinas Mesozoicas

Caracterización deposicional y ambiental de sistemas deltaicos y abanicos submarinos asociados a turbiditas durante el Triásico y Jurásico; Cuenca de Curepto, region del Maule; Chile.

Fernando Neftali Guiñez[1], Patricio Zambrano[1], Pablo Rossel[1].
(1) Geologia, Ingenieria, Universidad Andrés Bello

La Cuenca Vichuquen-Hualañe-Curepto ubicada a 70 km al W de Talca, esta caracterizada por la presencia de sedimentos triásicos y jurásicos marinos. El área de estudio comprende los sectores de Estancilla, El Guindo, Hualañe, Rapilermo, Docámavida y Gualleco. Las secciones estratigráficas del Triásico afloran en El Guindo, Hualañe y Gualleco, las cuales corresponden a la Formación Estero la Higuera. Las litofacies del Triásico corresponden a una alternancia de limolitas, lutitas y areniscas finas a medias, con presencia de fitodetrito, gastrópodos y ammonites. La asociación de facies sugiere un sistema deltaico, distinguiéndose facies de prodelta, frente deltaico y canales distributarios. Las facies de prodelta corresponden a la zona más distal del delta, y la más profunda, siendo esta, la facies predominante para el sistema Triásico. Por otro lado, la escasez de fauna e icnofauna, refleja que las condiciones de oxígeno y stress, no eran las óptimas para el desarrollo de seres vivos. Las facies de frente deltaico, corresponden a la zona de mayor pendiente, en la que se depositan materiales de corrientes cargadas de sedimentos más densos que el agua marina, procedentes de las bocas de los canales distribuidores en avenidas. De igual modo, las facies de canal se interpretan como depósitos generados por corrientes de agua que se separa y aleja del cauce principal. Son depósitos comunes en los sistemas deltaicos, y suelen aparecer cuando una corriente se acerca a un lago, mar u océano, sin embargo, en la zona no son facies predominantes.

Las secciones estratigráficas del Jurásico afloran principalmente en el sector de Rapilermo, y en menor medida, en el sector de Hualañe, Docámavida y El Guindo. Estos depósitos corresponden a la Formación Rincón de Nuñez (Corvalan, 1976; Thiele y Morel, 1980), cuya edad fue corroborada mediante datación radiométrica en una toba (U-Pb LA-ICP-MS), arrojando una edad de 166.5 Ma ± 6.3 Ma. Estan constituidos por litofacies de lutitas, areniscas finas, conglomerados polimígticos y algunos paquetes de lavas, tobas y brechas de falla, junto con la presencia de algunos fósiles de ammonites y bivalvos. La asociación de facies sugiere un ambiente marino profundo de abanicos submarinos donde se identifica un sistema de canal-levée. En las zonas más cercanas a los canales dominan los intervalos Tb-e y Ta-e de Bouma, junto con las turbiditas CCC, y en las zonas más lejanas a estos dominan las turbiditas con los intervalos Tc-e de Bouma.

ESEG-2: Tectonoestratigrafía de las cuencas andinas Mesozoicas

Estratigrafía, sedimentología y paleogeografía asociada a los depósitos Triásicos de la X y IX Región, Chile.

Mariana Jara[1], Pablo Rossel[1].
(1) Geología, Ingenieria, Universidad Andrés Bello

En las localidades de Lican Ray, Riñihue y Huimpil-Llafquentué, se realizó un análisis estratigráfico y sedimentológico de detalle en los depósitos del Triásico Medio-Superior pertenecientes a las formaciones Tralcán, Panguipulli y Llafquentué-Huimpil. Estas sucesiones estratigráficas corresponden a depósitos continentales y transicionales generados en la cuenca extensional Bío Bío-Temuco desarrollada en el margen occidental de Gondwana. Del estudio sedimentológico se definieron 5 litofacies de origen fluvial para la Formación Panguipulli y 6 litofacies de origen deltaico para la Formación Llafquentué-Huimpil. Las litofacies fluviales corresponden a: alternancia de conglomerados y areniscas (cg/ar); conglomerados (cg1); conglomerados masivos (cg2); lutitas, areniscas muy finas y finas (lm, amf y af) y areniscas laminadas (ar1), mientras que, las litofacies deltaicas corresponden a: carbón (c) lutitas carbonosas (lmc); fangolitas (arc); areniscas heterolíticas (ar); areniscas laminadas y masivas (ar2 y am) y conglomerados (cg3). La asociación de facies sugiere que, los depósitos que conforman la Formación Panguipulli se generaron en un ambiente fluvial, correspondiente a la porción proximal de un sistema trenzado, caracterizado por el predominio de conglomerados, a los que se asocian areniscas y escasas intercalaciones pelíticas. Por otra parte, la asociación de facies de la Formación Llafquentué-Huimpil sugieren que las secuencias sedimentarias habrían sido depositadas en un ambiente deltaico. Ambas formaciones se encuentran incluidas dentro de la cuenca Bío Bío-Temuco desarrollada durante el Triásico, las cuales representan depósitos continentales, donde las sucesiones sedimentarias de la Formación Panguipulli corresponden a la parte más proximal de este sistema continental, mientras que, la Formación Llafquentué-Huimpil comprendería la parte más distal. Cabe mencionar que análisis radiométricos y petrológicos que puedan aportar más datos a este estudio se encuentran en proceso de elaboración.

ESEG-2: Tectonoestratigrafía de las cuencas andinas Mesozoicas

Análisis de los primeros depósitos mesozoicos de la cuenca Neuquina en la región del Aconcagua (33°S)

Federico Exequiel Martos[1], Eliana Acevedo[2], Lucas Fennell[1], Maximiliano Naipauer[1], Andres Folguera[1].
(1) Geología, Ciencias Exactas y Naturales, IDEAN - Universidad de Buenos Aires
(2) Geología, Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, CABA, Argentina

La génesis y evolución de la cuenca Neuquina ha sido objeto de estudio y discusión desde principios del siglo pasado. Si bien hoy en día se tiene un amplio conocimiento de su evolución, hay regiones de la cuenca en que aún no es tan clara. Este es el caso del sector aconcagüino, en el noroeste de la provincia de Mendoza a los 33° LS, donde el comienzo del registro sedimentario Mesozoico varía temporalmente con respecto al resto de la cuenca Neuquina. Por otro lado, en este sector se observan en afloramiento facies de margen de cuenca. Las facies marginales en otros sectores de la cuenca se encuentran en la región oriental del Engolfamiento Neuquino en donde sólo se tiene conocimiento por estudios sísmicos y por información de pozos. Los primeros depósitos registrados en la región del Aconcagua fueron asignados al ciclo Loteniano (Jurásico Medio a Superior) según trabajos realizados por otros autores. Los primeros rellenos sedimentarios registrados en este sector corresponden a secuencias condensadas compuestas por depósitos gruesos de ambientes marginales de alta energía, que se diferencian de las facies típicas del Grupo Lotena. Se levantaron dos perfiles sedimentarios uno en el río Blanco y otro en el río Plomo. En el río Blanco, sobre el Grupo Choiyoi (Permo-Triásico) se puede observar un conglomerado polimíctico de 60 metros de espesor compuesto principalmente por clastos de calizas, que se intercala entre dos bancos condensados de calizas y que pudo correlacionarse con la Formación La Manga. En el perfil levantado en el río Plomo se observa en discordancia angular sobre la Formación Alto Tupungato (Carbonífero) una secuencia conglomerádica gruesa de 70 metros de espesor, que a diferencia de la descrita anteriormente, está compuesta casi exclusivamente por clastos riolíticos. Por encima se desarrollan 40 metros de calizas asignables a la Formación La Manga. Los conglomerados basales del río Plomo, por su composición y relación estratigráfica serían comparables con la Formación Lotena y por lo tanto más antiguos que los que afloran en el Río Blanco, asignables a la Formación La Manga. Otra alternativa es que correspondan a secuencias más antiguas relacionadas al Ciclo Precuyano (Triásico Tardío-Jurásico Temprano). Dataciones U-Pb en circones detríticos de ambos conglomerados (en curso) permitirán reconocer con mayor precisión la edad y procedencia sedimentaria de ambas secuencias que dan inicio a la sedimentación mesozoica en la región aconcagüina.

ESEG-2: Tectonoestratigrafía de las cuencas andinas Mesozoicas

Paleoambientes y estratigrafía secuencial en el "Centenario Superior" en subsuelo del borde nor-oriental de la Cuenca Neuquina durante el Hauteriviano tardío

Pablo José Pazos[1], Juan Iñigo[2].
(1) Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas (IDEAN), CONICET-UBA
(2) Pluspetrol , Argentina

La Formación Centenario del Cretácico Inferior en el subsuelo de la Cuenca Neuquina es equivalente con la Formación Agrio en superficie. La información sedimentológica y evolución de la unidad es poco conocida, particularmente del denominado "Centenario Superior". El estudio de pozos, donde se obtuvieron testigos corona que documentan integralmente la evolución vertical de la unidad y la integración con perfiles, han permitido establecer las características paleoambientales, analizar el patrón de apilamiento e integrar la información en un marco estratigráfico secuencial. El "Centenario Superior" se apoya concordantemente sobre el "Centenario Inferior". Paleoambientalmente se han documentado plataformas abiertas, sistemas deltaicos, estuarios, transgresiones marino-marginales y depósitos fluviales. Esta diversidad de facies era desconocida y, además, la unidad era interpretada como una sucesión de parasecuencias, sin discontinuidades relevantes. Como resultado del análisis integral mencionado, han podido reconocerse 4 secuencias depositacionales. La primera con facies marinas y deltas de plataforma, representando los cortejos transgresivos y de mar alto. La segunda se inicia con una marcada superficie erosiva, que elimina facies deltaicas, por sobre la que se instalan facies estuarinas a marino-marginales con evidencias de diagénesis vadosa constituyendo un cortejo transgresivo temprano a tardío. La progradación del cortejo de mar alto contiene facies deltaicas y fluviales arenosas. Estas últimas, desconocidas hasta el momento, se caracterizan por una elevada madurez textural. La tercera, tal vez la más interesante, marca el predominio de facies fluviales (arenitas) con la misma elevada madurez textural y bimodalidad incipiente y muestra cambios composicionales con predominio de areniscas feldespáticas. Se intercalan planicies pelíticas con matas microbianas. Una última secuencia depositacional tiene una distribución restringida, ya que la erosión que antecede al Grupo Neuquén la elimina de gran parte del área de estudio y se compone casi completamente de facies fluviales gravosas finas. La evolución global muestra la continentalización progresiva, cambios composicionales relacionados con controles alocíclicos, modificaciones en la paleolínea de costa y fundamentalmente una madurez textural heredada de un área, muy posiblemente, dominada por sedimentación eólica previa.

ESEG-2: Tectonoestratigrafía de las cuencas andinas Mesozoicas

La estratigrafía del Jurásico en el área de Cerritos Bayos, Región de Antofagasta.

David Quiroz[1], Paul Duhart[1], Jorge Muñoz[2], Alfonso Rubilar[2].
(1) Oficina Técnica Puerto Varas, SERNAGEOMIN
(2) Subdirección Nacional de Geología, SERNAGEOMIN, Santiago, Chile

Cerritos Bayos, ubicado entre Sierra Gorda y Calama, Región de Antofagasta, ha sido objeto de numerosas investigaciones relacionadas con la estratigrafía del Jurásico marino (Biese, 1961; Baeza, 1976; García, 1967; Lira, 1989). La sucesión de rocas marinas, principalmente areniscas, calcarenitas, margas, calizas (con variedades micriticas, esparíticas, microesparíticas, bioesparíticas, entre otras), calcilutitas, lutitas y yeso, representa dos ciclos marinos, transgresivo-regresivo, consecutivos. La sedimentación marina se inició en el Hettangiano (Duhart *et al*., en edic), concordantemente sobre sucesiones sedimentarias y volcánicas continentales del Triásico Superior-Hettangiano (Estratos Las Lomas; Marinovic y García, 1999), que afloran en el margen occidental de la Sierra Limón Verde. La regresión del primer ciclo marino culminó en el Bajociano y, en el Batoniano?, se inició una nueva transgresión (Baeza, 1976) registrada en los sectores Loma Larga y Cerro Chintoraste. La regresión marina de este segundo ciclo finalizó en el Kimmeridgiano con la deposición de estratos evaporíticos y calcáreos. En el Kimmeridgiano?-Titoniano, las condiciones de sedimentación evolucionaron para dar paso a una sucesión de litologías de grano fino, como fangolitas calcáreas, calcilutitas, lutitas, areniscas y arcillolitas de ambiente transicional. Estas se exponen en la Estación Cerritos Bayos y su techo es una unidad sedimentaria continental de edad máxima berriasiana (Formación San Salvador; Lira, 1989). El levantamiento geológico de la Carta Sierra Gorda (Duhart *et al*., en edic) propone, sobre la base de los trabajos anteriores y nuevas investigaciones geológicas, estratigráficas y paleontológicas, modificaciones en la nomenclatura clásica del Jurásico marino de Cerritos Bayos. Así, las rocas que representan el primer ciclo marino se incluyen en la Formación Moctezuma, enmendando la definición original de Harrington (1961) y Lira (1989), y se comprueba la presencia del Hettangiano y su posición concordante sobre los Estratos Las Lomas. La unidad que la sobreyace, y representa el segundo ciclo marino, corresponde a la Formación Cerro Campamento, elevando su categoría de miembro otorgada por Lira (1989). Finalmente, la sucesión de ambiente transicional se asigna a la Formación Cerritos Bayos, enmendando la definición de García (1967) al excluir el intervalo de yeso y calizas de la parte inferior de la unidad e incluirlas en la unidad anterior. Auspicio SERNAGEOMIN

ESEG-2: Tectonoestratigrafía de las cuencas andinas Mesozoicas

Inversión de las cuencas del Triásico Superior del norte de Chile: ejemplo de la zona triangular de la Sierra de Varas, Precordillera ca. 24°30'S

Francisca Robledo[1], Rodrigo Gonzalez[2], Daniela Espinoza[2], Rocio Quilaleo[2].
(1) Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ingeniera y Ciencias Geológicas, Universidad Católica del Norte
(2) Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ingeniería y Ciencias Geológicas, Universidad Católica del Norte, Antofagasta, Chile

La Sierra de Varas, principal cordón montañoso de la Precordillera entre los 24°30' y 25°S, es el resultado de una serie de eventos tectónicos sobreimpuestos, relacionados a la evolución del Ciclo Andino. Afloran principalmente rocas que conforman el basamento Paleozoico (Complejo Plutónico Sierra de Varas y Formación La Tabla) y rocas de edad Triásico Superior (Formación Sierra de Varas y niveles inferiores de la Formación Profeta) que representan parte de la evolución de la Sub-Cuenca Sierra de Varas que fue parte de la Cuenca Domeyko del Mesozoico. El estilo estructural dominante corresponde a una zona triangular tipo piel gruesa constituida por estructuras compresivas que involucraron deformación de tipo piel delgada y gruesa. El evento compresivo que provocó el desarrollo de estas estructuras puede ser correlacionado con las fases compresivas del Cretácico Superior. Las estructuras compresivas corresponden a un sistema de fallas inversas de doble vergencia que, producto su propagación, propagaron pliegues que deformaron la cobertura mesozoica (*fault-related-folds*). El desarrollo de esta zona triangular estuvo fuertemente controlado por la existencia de estructuras extensionales preexistentes que controlaron el desarrollo de la Sub-Cuenca Sierra de Varas. A partir del estudio de estructuras que evidencia rasgos de inversión y de fallas normales sinsedimentarias, nuestros resultados muestran que la arquitectura de la Cuenca Domeyko en la Sierra de Varas estuvo controlada por la interacción de fallas hoy orientadas N-S y ONO-ESE a NO-SE que generaron depocentros asimétricos con hemigrabenes separados por paleo-altos estructurales. Estos resultados concuerdan con trabajos precedentes que sugieren que las fallas normales invertidas jugaron un rol fundamental durante los episodios compresivos de finales del Mesozoico y Cenozoico registrados en el N de Chile.

ESEG-2: Tectonoestratigrafía de las cuencas andinas Mesozoicas

Controles tectónicos y climáticos en la sedimentación durante el nacimiento de los andes (Albiano-Santoniano) entre los 28,5 y 30°S

Esteban Fidel Salazar[1], Roberto Merino[1], Christian Creixell[1].
(1) Servicio Nacional de Geología y Minería, Chile

La orogenia andina es un cambio paleogeográfico mayor del margen Sudamericano marcado por la progresiva emersión del margen y la inversión tectónica de las cuencas de trasarco. Estos procesos se relacionan con un salto en las tasas de divergencia de las dorsales oceánicas, el que también gatilla un evento de calentamiento global, donde las temperaturas alcanzan un máximo en el Cenomaniano-Turoniano, provocando el derretimiento de los polos y un aumento del nivel del mar. Si bien los efectos del cambio tectónico en los sistemas depositacionales han sido estudiados en algunas cuencas a lo largo del margen, estos no han sido, a la fecha, puestos en el contexto de este cambio climático. En este trabajo se presentan columnas estratigráficas levantadas en unidades del cretácicas, entre los 28,5 y 30°S, que registran tanto controles climáticos, ejercidos por este evento de calentamiento global, como tectónicos, ejercidos por la exhumación tectónica de bloques de basamento en el este. En la zona de estudio, la estratigrafía de este período muestra variaciones laterales que permiten definir dos franjas N-S, una occidental, en el margen oriental de la Cordillera de la Costa, y una oriental, en el margen occidental de la Cordillera Frontal. La franja occidental está constituida por la Formación Cerrillos, en el norte, y los Estratos de quebrada La Totora, en el sur, ambas del Albiano-Turoniano. Esta franja presenta principalmente depósitos fluviales gravosos con una sección de fangolitas carbonáticas y calizas cerca del techo. En los afloramientos más septentrionales, su base contiene además depósitos de *shoreface* y llanura mareal. La franja oriental se constituye de areniscas del Turoniano-Santoniano (Estratos del Carrizo) que se apoya directamente sobre volcanitas del Jurásico Superior, sobre el flanco occidental de un bloque carbonífero exhumado. Esta unidad presenta predominantemente depósitos aluviales, con una sección de depósitos mareales y de plataforma carbonatada cerca de la base. A partir de todo lo expuesto se infiere que la transgresión del Cenomaniano-Turoniano, habría inundado tanto los sistemas fluviales de la franja occidental, depositando carbonatos de plataforma, como el relieve exhumado tectónicamente al este, en la franja oriental, depositando sedimentos mareales en estuarios someros. De esta manera se habría generado una geometría regional tipo *onlap* hacia el este. Este Trabajo fue financiado por el Plan Nacional de Geología (Sernageomin).

ESEG-2: Tectonoestratigrafía de las cuencas andinas Mesozoicas

Tectonismo extensional y volcanismo Nórico (Triásico tardío) en chile Central: edades U-Pb

Manuel Suarez[1], **Jean-Baptiste Gressier**[1], Pierre-Yves Descote[1], Rita De La Cruz[2].
(1) Carrera de Geología, Facultad de Ingenieria, Universidad Andres Bello, Santiago, Chile
(2) Servicio Nacional de Geología y Minería, Chile

Dos nuevas edades U-Pb en circones ("Laser Ablation", Laboratorio de Geocronología Sernageomin) confirman la edad nórica dada a las sedimentitas lacustres de la Formación El Puquén por Fuenzalida (1938) en base a flora fósil. Una edad de 209±1,0 Ma se obtuvó de una brecha intercalada en las sedimentitas de esta formación, interpretada en este trabajo como el depósito de un flujo piroclástico que ingresó al lago, y la segunda edad de 211,7±2,6 Ma se obtuvó en muestras de la base de las brechas suprayacentes e interpretadas como hialoclastitas en este trabajo, y que podrían corresponder a la Formación La Caleta de Cecioni y Westermann (1968). La figura 2 de la placa 1 de Cecioni y Westermann (1968; pp. 55), originalmente interpretada por esos autores como un "dropstone" en sedimentos glaciales, es reinterpretada en este trabajo como un bloque balístico. En capas de esta formación, expuesta a unos 300 m al sur de la localidad de El Puquén, se reconoció un graben sindeposicional, con la falla N de orientación 110/60 y la falla S 265/45, separadas por 15 m en la parte expuesta más ancha. La Formación El Puquen está intercalada entre unidades volcánicas y las principales facies reconocidas en ella son turbiditas, debritas, rocas piroclásticas y areniscas con estructuras de escape de fluido. Además se reconocieron un nivel importante de depósitos de "slump" (>30 m de espesor), brechas sinsedimentarias, diques sinsedimentarios, peperitas y una probable tempestita. Se concluye que durante el Nórico hubo tectonismo extensional que generó una cuenca de intra-arco donde se acumularon los depósitos lacustres de la Formación El Puquen. La actividad tectónica (sismicidad) contemporánea a la sedimentación gatilló remociones en masa que se acumularon en la cuenca. La sismicidad como las remociones en masa, a su vez, muy probablemente generaron tsunamis, que podrían explicar el depósito de tempestita reconocido a la base de la sección estudiada. La actividad volcánica continuó durante la depositación de los sedimentos como lo demuestra la intercalación de un flujo piroclástico, las peperitas y la presencia de hialoclastitas bajo y sobre la Formación El Puquen. Referencias Cecioni, G., Westermann, G.E. G. 1968. The Triassic Jurassic marine transition of Coastal Central Chile. Pacific Geology, 1, 41-75. Fuenzalida, V.H. 1938. Las capas de Los Molles. Bol. Museo Hist. Nat. 16, 1937, 67 (Santiago).

ESEG-2: Tectonoestratigrafía de las cuencas andinas Mesozoicas

Estratigrafía y sedimentología de la Formación Santa Juana (37°S), Chile Central.

Patricio Zambrano[1], Pablo Rossel[1].
(1) Geologia, Ingenieria, Universidad Andrés Bello

El Triásico del centro-sur de Chile se encuentra distribuido a la forma de afloramientos discretos y de escasa continuidad areal. El presente trabajo se centra particularmente en el estudio estratigráfico, petrográfico y sedimentológico de detalle de los afloramientos pertenecientes a la Formación Santa Juana (37°S). El análisis sedimentológico sugiere ambientes sedimentarios continentales y de transición, generado en una cuenca extensional. Dichos depósitos presentan las siguientes asociaciones de facies: a) aluviales, constituidas por conglomerados monomícticos, b) de llanura fluvial, constituida por litofacies de alternancia de areniscas finas y limolitas, c) facies de canal, constituidos por areniscas medias amalgamadas, d) facies llanura deltaica, conformada por areniscas heterolíticas, alternancia de areniscas y limolitas, lutitas negras, y carbón, e) facies lacustres, caracterizada por arcillolitas fosilíferas, y f) rocas volcánicas. La muy baja presencia de trazas fósiles, en su mayoría con un índice de bioturbación 0-2, sugiere un ambiente bastante estresado por sedimentación y salinidades oscilantes. La alta presencia de fitodetritos y hojas en las facies de litologías más finas sugiere pulsos de descargas fluviales en suspensión continuas. Es posible agrupar facies en estadios transgresivos (TST) durante el cual se generaron facies locales de ingresiones marinas con importante señal estuarina desarrolladas con un bajo potencial de acomodación, el cual era colmatado completamente durante periodos de estadios alto (HST) caracterizado por el desarrollo de deltas, canales fluviales y cuerpos lacustres (balanced-fill). La ausencia de límites de secuencia evidentes, sugieren que la dinámica de la cuenca se basaba en alternancias de periodos transgresivos (TST) y de regresiones normales (HST) lo cual es típico para las cuencas tipo rift, sin embargo, la estrecha distribución de las facies permiten indicar que el espacio de acomodación fue bastante restringido arealmente, por lo que es probable que la sedimentación haya estado regida por cuencas tipo pull-apart. El análisis petrográfico y de zircones detríticos está en proceso, el cual indicara nuevos antecedentes respecto a la proveniencia sedimentaria y paleogeografía durante el Triásico Superior.

ESEG-3: Arquitectura cortical del margen andino combinando datos estructurales y modelos geofísicos

New constraints on the crustal seismicity of Central Chile (33º-34º): Implications on regional tectonics and seismic hazard

Jean Baptiste Ammirati[1], Gabriel Vargas[2], Bertrand Potin[3], Rachel Abrahami[1], Sofia Rebolledo[2], Sergio Barrientos[3].
(1) Departamento de Geología / CSN, fcfm, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(2) Departamento de Geología, fcfm, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(3) Centro sismológico nacional, fcfm, Universidad de Chile, Santiago, Chile

In Central Chile between 33º and 34º, most of the recorded seismicity is related to the subduction of the Nazca plate (and subsequent intra-slab deformation) under the South American plate. To the east, a much smaller fraction of the regional seismicity (~ 5%) is observed at shallow level (0-30 km) beneath the western flank of the Principal Cordillera in the south Central Andes. Although large earthquakes are far more frequent on the Chilean margin, paleoseismic studies evidenced the occurrence of at least 2 major episodes (Mw~7-7.5) over the past 17 kyr, associated with the San Ramón fault; the most obvious tectonic feature of the west Andean thrust system. In order to better constraint the regional seismicity, the National Seismological Center of Chile (CSN) extended its permanent seismic network with seven new broadband seismometers deployed around the scarp of the San Ramón fault and further east (project: "Monitoreo sísmico y potencial sismogenico de la falla San Ramón", ONEMI-CSN, 2016-2019). The improved azimuthal distribution and reduced station spacing, allowed to complete the CSN catalog with ~600 smaller magnitude earthquakes (ML< 2.5) detected and located within the study region. The use of a 3D velocity model derived from P- and S- wave traveltime tomography allowed to considerably lower the uncertainty associated with hypocenter locations. Our results show shallower hypocenters to the east, beneath the Aconcagua fold and thrust belt and deeper locations more to the west. This distribution of the seismicity suggests the presence of a west-dipping structure accommodating crustal shortening in the main Cordillera in good agreement with east-vergent tectonic models. Based on this improved seismicity, fault geometry and paleoseismology studies, we have been able to refine the scenario of near-surface rupture of the San Ramón fault and better assess the consequences for the capital city of Santiago in terms of expected ground acceleration.

ESEG-3: Arquitectura cortical del margen andino combinando datos estructurales y modelos geofísicos

Estudio gravimétrico en el sector de Manzanar, ubicado en la Cordillera de Los Andes, Región de la Araucanía, Chile

Angélica Astete Cid[1], Arturo Belmonte-Pool[1].
(1) Departamento de Geofísica, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Concepción, Concepción, Chile

El Complejo Volcánico Lonquimay (CVL), emplazado en la Provincia de Malleco, Región de la Araucanía, se sitúa en la zona septentrional de la Falla Liquiñe- Ofqui (ZFLO). Esta última ha sido ampliamente estudiada debido a que sobre ella se encuentra un porcentaje significativo de los volcanes más activos de la Zona Volcánica Sur (ZVS), entre los que destaca el Volcán Chaitén, el cual, tras 10.000 años, experimentó su última erupción el 2008. Dicho evento fue precedido por un sismo en la región Aysén, con epicentro en la ZFLO. El objetivo del presente estudio es caracterizar el potencial que tiene la gravimetría en el estudio del sistema de falla que existe en las cercanías del Complejo Volcánico Lonquimay, para lo cuál se midieron los cambios en la aceleración de gravedad mediante la utilización del gravímetro LaCoste & Romberg en distintos puntos de la zona con el fin de detectar variaciones de densidad en el subsuelo. A las mediciones de gravedad obtenidas, se le aplicaron las correcciones para así obtener la Anomalía de Bouguer observada. A partir de estos valores se calculó un modelo observado de anomalías de gravedad, así como los valores representativos de densidad en la zona a partir del método de Nettleton. Con esta densidad se calculan nuevos valores de la Anomalía de Bouguer, obteniéndose un modelo teórico de anomalías de gravedad, el cuál se ajusta al modelo observado. Finalmente se obtuvieron perfiles gravimétricos en 2D a lo largo de varias transectas en la zona de estudio en donde se puede observar parte de la estratigrafía del subsuelo.

ESEG-3: Arquitectura cortical del margen andino combinando datos estructurales y modelos geofísicos

The role of the upper and lower plates in the Andean orogeny: Insights from field observations to numerical modeling.

Matías Barrionuevo[1], Sibiao Liu[2], José Mescua[3], Andrey Babeyko[2], Stephan Sobolev[2], Laura Giambiagi[3], Javier Quinteros[2], Daniel Yagupsky[4].
(1) IANIGLA, CCT Mendoza, CONICET.
(2) GFZ German Research Centre for Geosciences, Germany
(3) IANIGLA, CCT Mendoza, CONICET, Argentina
(4) LaMoGe, Universidad de Buenos Aires, Buenos Aires, Argentina

The Southern Central Andes shows a pronounced latitudinal variation in the structural pattern with a decrease in shortening and orogenic width from 30º S to 36º S. One of the most important factors invoked for controlling the deformation is the subduction dynamics with a slab angle increase from a flat slab segment between 27º-33ºS to a normal subduction angle in 33º-36ºS. Despite this main control there are other factors that can control deformation, such as the strength of the upper plate. This have been proposed previously for this zone as well as for the Altiplano-Puna region. Whilst in the plateau region previous numerical studies confirmed the hypothesis that lithospheric and sediment strength of upper plate have effects on the deformation patterns, in the 30-36ºS segment it was not tested. Based on field geological and geophysical observations along the 36º S transect we have constructed a conceptual model which reflects the present-day orogenic structure. In this zone the Malargüe fold-and-thrust belt developed under Andean contraction as a thick-skinned belt. Here the deformation is accommodated by the interaction between pre-andean faults (related to the rifting phase in Neuquén basin) which are inverted and newly created reverse faults. This rifting phase could have changed the structure of the upper plate by thinning of the crust and corresponding strengthening of the lithosphere. We firstly apply large-scale thermo-mechanical 2D models to evaluate the role of the changing subducting slab angle. In the model, the kinematic boundary condition is prescribed to the slab to mimic subduction with controlled (and changing) subduction angle. In the second part we study the influence of spatial material property variations of the South American plate on the Andean deformation. In particular, we investigate deformation behavior with different compositions and geometries of upper plate during the shortening. Since the sediment layer is much thinner than the entire lithosphere, there should be sufficient number of finite elements to track the sediment deformation in the numerical simulation. Therefore, we further explore the development of thin-skinned and/or thick-skinned belts in the uppermost crust by using high-resolution (less than 500 m per element on the grid) shortening models.

ESEG-3: Arquitectura cortical del margen andino combinando datos estructurales y modelos geofísicos

Tomografía sísmica pasiva 3D de estructuras pre-Cenozoicas en el margen costero de Chile Central: Caracterización en profundidad de la Falla de Pichilemu

Daniela Calle[1], Diana Comte[2,1], Marcelo Farias[3], Steven Roecker[4], Andreas Rietbrock[5].
(1) Departamento de Geofísica, Facultad Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(2) Advanced Mining Technology Center, Facultad Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(3) Departamento de Geología, Facultad Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(4) Earth and Environmental Sciences, School of Science, Rensselaer Polytechnic Institute, Troy, USA
(5) Geophysical Institute, Department of Physics, Karlsruhe Institute of Technology, Karlsruhe, Germany

A partir de la ruptura interplaca el 27 de Febrero de 2010 (Mw 8.8) en Chile Central, una secuencia de sismos corticales con mecanismos focales normales fue registrada en el torno a la ciudad de Pichilemu, cuya actividad duró varios meses y que tuvo sus eventos más importantes el 11 de marzo de 2010 (Mw=6.9 y Mw=7.0). La zona no presentaba registro previo de este tipo de eventos, por lo que esta secuencia de sismos se clasificó como la primera en su clase.

La primera oportunidad de estudiar esta secuencia fue mediante una red de 8 estaciones sismológicas instaladas post-terremoto del 2010, donde se registraron alrededor de 630 sismos locales. Este primer estudio asoció esta secuencia de sismos con la activación de un sistema de fallas corticales llamada "Fallas de Pichilemu", que hasta ese momento no había sido identificada debido a la inexistencia de afloramientos visibles en la zona, pero inferida a partir de discontinuidades en litofacies en el Complejo Metamórfico de Pichilemu y por quiebres morfológicos atribuidos a actividad neotectónica post-Pliocena.

En este estudio se presenta una caracterización actualizada y más detallada en profundidad de este sistema de fallas, generado a partir de una tomografía sísmica pasiva. Para lo anterior, el 2017 se instalaron 20 estaciones sismológicas entre los 34°S y 35°S, la cual registró 1493 sismos locales durante 2 meses. Además, se analizaron datos no procesados de la red 2010 donde se detectaron 2137 sismos. Con esta nueva base de datos y utilizando la metodología de inversión conjunta, invertimos las ondas de cuerpo generando un modelo de velocidad en 3D para las ondas P y S, y además se calculó la relación Vp/Vs.

La sismicidad cortical se prolonga en profundidad hasta casi 30 km a lo largo de un plano inclinado hacia el SW de orientación NNW. La sismicidad se sitúa, ya sea, dentro de o de manera contigua a una superficie de bajos Vp, Vs y Vp/Vs, atribuibles a un efecto combinado producido por fracturamiento intenso y por presencia de material félsico. Bajo la estructura, Vp/Vs aumenta y Vs disminuye hasta la cuña mantélica, la cual probablemente está altamente hidratada por fluidos liberados desde el slab o por hidratación refractaria de material acrecionado basalmente. Por lo tanto, la ubicación del sistema de fallas de Pichilemu estaría determinada por contrastes reológicos heredados de la evolución del complejo de subducción que representa la actual Cordillera de la Costa.

ESEG-3: Arquitectura cortical del margen andino combinando datos estructurales y modelos geofísicos

Modelo Geofísico de la Cuenca de Rancagua (MGCR): Geometría y densidades del basamento mediante el modelado de datos gravimétricos y de transiente electromagnético.

Sergio Contreras-González[1,3], Andrei Maksymowicz[1,2], Luis Villegas[1,3], Maximiliano Leiva[1,3], Natalia Cornejo[1,3], Daniel Díaz[1,2], Emilio Vera[1,2].
(1) Núcleo de Geofísica Aplicada del Departamento de Geofísica, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(2) Departamento de Geofísica, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(3) Programa de Riesgo Sísmico, Departamento de Geofísica, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile

Resumen

Como parte del programa de proyectos de investigación aplicada (IA) que el Núcleo de Geofísica (NGA) desarrolla para el Programa de Riesgo Sísmico (PRS), desde el 2016 a la fecha se ha llevado a cabo un estudio geofísico basado en datos de gravedad, transiente electromagnético (TEM) e información de pozos en la cuenca de Rancagua (valle del Cachapoal). El objetivo de este trabajo es construir un Modelo Geofísico de la Cuenca de Rancagua (MGCR), geometría y densidades, mediante el análisis integrado de datos de gravedad, TEM, geología regional y estratigrafía de pozos. Fueron medidos 478 puntos de gravedad espaciados cada 500 [m] y distribuidos en 30 perfiles, 22 estaciones TEM, en *loop* de 100 [m] x 100 [m] y recopilada la estratigrafía de 90 pozos, para modelar la profundidad del basamento en modelos de gravedad 2D. Presentamos resultados preliminares del modelo geofísico de la cuenca de Rancagua (espesor sedimentario y altura de basamento) y se revisa su origen geotectónico y concordancia con los resultados obtenidos. En líneas generales, el modelo obtenido muestra que la cuenca de Rancagua tiene en promedio un espesor de sedimento del orden de 150 [m], con un depocentro con espesor del orden de 300 [m]. Se pudo apreciar también en los perfiles un patrón escalonado en la profundidad del basamento [1], observable principalmente en las secciones occidentales de los perfiles. Esta estructura sugiere la presencia de un sistema de fallas relacionada al desarrollo de la cuenca Abanico [2], en particular a los sistemas de fallas inversas laterales generados durante su formación [3] y [4]. Referencias [1] Godoy, E. et al., 1999. Inversion of an Oligocene volcano-tectonic basin and uplift of its superimposed Miocene magmatic arc, Chilean Central Andes: first seismic and gravity evidence. Tectonophysics, 306: 217-326. [2] Piquer, J. et al., 2010. El Cenozoico del alto río Teno, Cordillera Principal, Chile central: Estratigrafía, plutonismo y su relación con estructuras profundas, 22 p. [3] Godoy, E., Lara, L., 1994. Segmentación estructural andina a los 33º-34º: nuevos datos en la Cordillera Principal. Actas VII Congreso Geológico Chileno, Concepción, Vol. 2, p. 1344-1348. [4] Charrier,R. et al., 2005. The abanico extensional basin: regional extension, chronology of tectonic inversion, and relation to shallow seismic activity and andean uplift. N. Jb. Geol, 236 (1-2): 43-77.

ESEG-3: Arquitectura cortical del margen andino combinando datos estructurales y modelos geofísicos

Estructura eléctrica profunda del ante-arco andino de la región de Antofagasta, y su relación con la subducción.

Daniel Díaz[1,2], Felipe Reyes[1], María José Hernández[1], Andrei Maksymowicz[1].
(1) Departamento de Geofísica, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(2) Centro de Excelencia en Geotermia de Los Andes, Chile

En el marco del proyecto Anillo ACT172002, cuyo objetivo es estudiar la inter-relación entre los procesos de subducción y los desastres naturales en Chile, se realizarán mediciones de magnetotelúrica en un perfil aproximadamente este-oeste, buscando caracterizar la estructura de resistividad eléctrica de la corteza y parte superior del manto entorno a los 23°S. Trabajos previos de similar magnitud y objetivos se han realizado en otras zonas a lo largo del margen convergente chileno, encontrando estructuras claramente resistivas junto a otras de alta conductividad, a profundidades que alcanzan los 100 km. Estas diferencias han sido explicadas por efectos composicionales y de estado, de contenido de fluidos y de temperatura en las zonas estudiadas. Comprender la relevancia de estos efectos, permite entender mejor los procesos que se desprenden de la subducción, y para ello se requieren mediciones específicas. Estaciones de magnetotelúrica de período largo, separadas entre 5 y 10 km serán medidas durante el 2018, desde la costa hasta el arco volcánico de la región de Antofagasta. Análisis de dimensionalidad e inversiones 2-D serán desarrolladas rápidamente una vez sean medidos los datos de esta primera campaña. Los resultados presentados en este congreso mostrarán la primera imagen de resistividad eléctrica profunda realizada con este set de datos, que busca complementar otras mediciones geofísicas y geológicas realizadas en la zona, con el fin de comprender de mejor manera los procesos de liberación de fluidos desde la placa de Nazca y sus efectos en la parte inferior, media y superior de la placa Sudamericana, que derivan en la existencia de centros volcánicos recientemente activos en esta parte de los Andes Centrales.

ESEG-3: Arquitectura cortical del margen andino combinando datos estructurales y modelos geofísicos

Anomalía gravimétrica al Este de Tongoy y su posible origen geológico (30º - 31º S).

Cecilia Donoso[1], Creixell Christian[1], Coloma Felipe[1].
(1) Servicio Nacional de Geología y Minería

La carta gravimétrica La Serena, escala 1:250.000, cubre el área entre los 30º - 31º S y 72º - 70º 45' O, en la región de Coquimbo y cuenta con un total de 1770 estaciones con espaciamiento de 3 km aproximadamente. El área de interés se encuentra en el sector occidental de esta Carta al Este de Tongoy (30º 12'- 30º 33' S, 71º 20'-71º 12' O). La geología de la zona está dominada por un relieve plano al sur de Tongoy, correspondiente a sedimentos litorales y continentales, de edades entre el Mioceno y el Pleistoceno. Estas unidades están flanqueadas al oeste por un bloque alzado (Altos de Talinay) conformado por rocas metamórficas paleozoicas e intrusivos triásicos. Hacia el este, se exponen rocas volcánicas e intrusivas del Jurásico al Cretácico principalmente. Sobre gran parte de estas unidades, especialmente sobre sedimentos neógeno y las rocas de los Altos de Talinay se encuentran labrados varios niveles de terrazas marinas y continentales desarrolladas en su mayoría durante el Pleistoceno. Al confeccionar el mapa de anomalía de Bouguer, se observa una anomalía gravimétrica positiva de extensión aproximada de 50-60 km en la N-S y de ancho estimado de 15 km, coincidente en superficie con una zona de relieve notoriamente escarpado, entre los cerros de Tamaya por el sur y los cerros Colorados por el norte. Cabe notar además que esta anomalía está localizada en el límite norte del segmento de ruptura sísmica de los terremotos de Illapel de 1943 y 2015. Tras el cálculo de la anomalía residual de Bouguer y la señal analítica de éste, se mantiene la presencia de este alto gravimétrico. El análisis de los datos gravimétricos y geológicos del área permite proponer dos posibles orígenes contrastantes para esta anomalía. Una posibilidad es la existencia de un cuerpo de alta densidad a baja profundidad (p.e. intrusivo máfico o mineralización ferrífera). Una segunda posibilidad, podría corresponder a un cuerpo denso localizado a mayor profundidad, por ejemplo, un relieve oceánico subductado. Esta última hipótesis, si bien requiere mayor análisis, podría ayudar a explicar la terminación norte del segmento de ruptura sísmica de 2015 y parte de la deformación neógena, con importante alzamiento, registrada en la zona de Talinay – Ovalle. Este trabajo es parte del programa regular de cartografía del SERNAGEOMIN y contó con el financiamiento del Plan Nacional de Geología-PNG.

ESEG-3: Arquitectura cortical del margen andino combinando datos estructurales y modelos geofísicos

Revisión cronológica de la deformación en la faja plegada y corrida de la Fila Costeña, Costa Rica.

Patrick Duran[1,2], Hernan Porras[3], Monserrat Cascante[3], Jose Mescua[5,4], Melissa Madrigal[1].
(1) Escuela Centroamericana de Geología, Facultad de Ciencias, Universidad de Costa Rica, San José, Costa Rica
(2) Universidad Nacional de Córdoba, Argentina
(3) Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Costa Rica, Universidad Nacional de Costa Rica, Heredia, Costa Rica
(4) Universidad Nacional de Cuyo, Argentina
(5) IANIGLA-CCT , Mendoza-CONICET, Mendoza, Argentina

Introducción

La faja plegada y corrida de la Fila Costeña (FPC) se ubica en el antearco Pacífico de Costa Rica, y está constituida por una secuencia de pliegues y sobrecorrimientos con rumbo NW-SE y vergencia hacia SW, en la cual se deforma una secuencia sedimentaria cenozoica correspondiente a la cuenca Térraba, con un acortamiento de 17 a 33 km (Fig., 1; Fisher et al., 2004; Sitchler et al., 2007).

Varias secciones transversales construidas a lo largo del rumbo muestran una disminución sistemática en el acortamiento total a medida que los corrimientos disminuyen en número (Morell, 2016). El mayor acortamiento y las mayores elevaciones se encuentran directamente sobre del eje de la cordillera del Coco (Fisher et al., 2004; Sitchler et al., 2007; Morell et al., 2015). Estas y varias otras líneas de evidencia se han utilizado para sugerir que la FPC de la Fila Costeña se está deformando activamente en respuesta a la subducción de la Cordillera de Cocos (Kolarsky et al., 1995; Sitchler et al., 2007). Por otro lado, estudios recientes, señalan que la inversión de la cuenca Térraba se produjo previo al arribo de la dorsal del Coco, alrededor de 15 Ma, producto del cambio de la convergencia entre las placas Cocos y Caribe (Mescua et al., 2017).

Esta discrepancia entre los modelos propuestos para el alzamiento de la FPC de la Fila Costeña, nos ha llevado a elaborar una revisión exhaustiva de la información disponible e integrarla en una evolución tectónica coherente a través del tiempo. Esta incluye una reinterpretación geológica de los depósitos sedimentarios que rellenan la cuenca del Térraba y es apoyada con la cronología de los cuerpos intrusivos asociados a los diferentes corrimientos.

Antecedentes geológicos

La cuenca Térraba es una secuencia de calizas, turbiditas y depósitos volcanoclásticos de edad Eoceno-Mioceno Medio (Mora, 1979; Denyer y Arias, 2007), que se habría invertido y generado una serie de corrimientos de piel fina conocidos como FPC de la Fila Costeña (Sitchler et al., 2007).

La Formación Fila de Cal (Fig. 1a-b) es la unidad sedimentaria más antigua expuesta en Fila Costeña (Mora, 1979; Denyer y Alvarado, 2007). Aunque el contacto inferior no está expuesto, se presume que esta formación sobreyace al basamento regional conocido como Complejo de Nicoya (Phillips, 1983). La Formación Térraba, sobreyace concordantemente a la Formación Fila de Cal. Esta secuencia turbidítica del Oligoceno al Mioceno Inferior, aumenta su contenido volcanoclástico hacia la parte superior, y sugiere la existencia de relieve elevado al norte de la cuenca, durante este período de tiempo, asociado con el desarrollo del arco volcánico de Talamanca (Phillips, 1983). Las intrusiones gabroicas asociadas a la Formación Puerto Nuevo (Fig. 1), datadas por K-Ar y Ar/Ar en 18-11 Ma, intruyen a las formaciones Fila de Cal y Térraba (Appel, 1990; de Boer et al., 1995; MacMillan et al., 2004; Gazel et al., 2009).

Sobreyaciendo a la Formación Térraba se encuentra la Formación Curré de edad Mioceno Medio al Mioceno Superior, la cual está constituida principalmente por detrito volcaniclástico y posee una gradación de un ambiente marino somero en la base a un ambiente fluvial lacustrino hacia el techo (Lowery, 1982). Una serie de cuerpos hipoabisales que afloran en el flanco noreste de la Fila Costeña, intruyen la Formación Curré (Fig. 1b,c) y han sido datados mediante Ar/Ar en ~6 Ma (MacMillan et al., 2004). Posteriormente, mediante una discordancia progresiva la Formación Curré es sobreyacida por abanicos aluviales volcaniclásticos con abundante contenido de gabros, lahares, piroclastos y flujos de lava del Plio-Pleistoceno (Dengo, 1962; Mora, 1979) asociados a la Formación Paso Real. Una serie de abanicos aluviales coalescentes con un aumento progresivo hacia el techo de clastos plutónicos provenientes de la Cordillera de Talamanca han sido agrupados dentro de la Formación Valle de El General (Mora, 1979; Kesel, 1983; Alvarado et al., 2009). Estos depósitos datados en 26,5 ka del Pleistoceno-Holoceno (Kesel, 1983), se encuentran basculados en los afloramientos cercanos a las fallas inversas (Mora, 1979, Alvarado et al., 2009).

ESEG-3: Arquitectura cortical del margen andino combinando datos estructurales y modelos geofísicos

Estructura de la FPC de la Fila Costeña

La FPC, representada en las secciones transversales como una faja de corrimientos de piel fina (Fig. 1b,c), muestra un sistema de fallas imbricadas con un nivel de desprendimiento ubicado entre el basamento y la Formación Fila de Cal, los cuales se conectan con una falla inversa importante asociada al alzamiento de la Cordillera de Talamanca (Fisher et al., 2004; Morell, 2016; Sitchler et al., 2007). Dentro de la FPC, todas las unidades de la cuenca Térraba están inclinadas hacia el arco con rangos entre 30-45°, paralelas a la inclinación de los corrimientos.

Interpretación y restricciones de tiempo en la FPC de la Fila Costeña

Una importante reorganización tectónica tuvo lugar durante el Mioceno Medio-Superior, donde el inicio de la convergencia ortogonal desencadenó un periodo contraccional en todo el territorio de Costa Rica (Mescua et al., 2017). Una evidencia convincente de este evento de contracción está dada por la naturaleza sintectónica de los diques gabroicos de la Formación Puerto Nuevo de 18 a 11 Ma (MacMillan et al., 2004). La intrusión de esta unidad fue controlada principalmente por fallas inversas de la FPC, y a su vez algunas de las intrusiones cortaron las fallas con desplazamiento menor o sin desplazamiento (Kolarsky et al., 1995). Las dataciones de estos diques muestran una progresión cronológica hacia el antearco interno donde son más jóvenes que en el antearco externo (Fig. 1b,c).

Este magmatismo coetáneo con la deformación tectónica, puede tomarse como un indicador de la cronología de los corrimientos. Este hecho sugiere que los primeros corrimientos en formarse se ubican en el sector externo de la FPC y los subsecuentes corrimientos se habrían generado hacia el antearco interno en una secuencia de abanico imbricado anterior (Fig. 1c).

La gradación de un ambiente marino turbidítico registrado en la Formación Térraba a un ambiente somero parálico-lacustre hacia la parte superior de la Formación Curré, implica que la FPC se alzó durante el evento compresivo del Mioceno Medio.

El cambio de ambiente marino a continental registrado en la sección superior de la Formación Curré y la Formación Paso Real, sugiere que la FPC ya se había constituido como tal y la acumulación de sedimentos se daba en cuencas sinorogénicas. Estas cuencas, por lo tanto mantienen un registro del aporte de material que provenía del vulcanismo activo de la cordillera de Talamanca, y de la erosión de la Fila Costeña.

Posteriormente, los corrimientos habrían continuado hacia el arco interno ocasionando un cese del vulcanismo y un fuerte levantamiento de los cuerpos plutónicos de Talamanca registrado en el aumento progresivo en la cantidad y tamaño de los clastos intrusivos hacia el techo de la Formación Valle de El General. Estos corrimientos también serían responsables del basculamiento de la Formación Paso Real y las facies más distales de la Formación Valle de El General.

Conclusiones

La interpretación estructural de la FPC indica que la región de antearco externo representada por las Formaciones Térraba, Fila de Cal y Puerto Nuevo han estado sujetas a una tectónica contraccional al menos desde hace 15 Ma, momento en el cual iniciaron los primeros corrimientos en el sector del antearco externo. La migración progresiva de estos corrimientos desde el antearco hacia el arco, observada en la cronología de los diques, sugiere que el alzamiento de la Cordillera de Talamanca es posterior a la Fila Costeña. Este evento puede ser observado primeramente en las brechas de la Formación Paso Real, la cual posee una proveniencia principalmente de la Fila Costeña con abundante contenido de gabros, y posteriormente en la Formación Valle de El General donde el conteo de clastos intrusivos provenientes de la Cordillera de Talamanca es significativo. El basculamiento de la Formación Paso Real y de las facies distales de la Formación Valle del El General, es un indicador de la progresión de la deformación hacia el margen interno de la Fila Costeña.

Referencias

Alvarado, G. E., Denyer, P., & Gazel, E. (2009). Endeavor research into evolving paradigms around ophiolites: the case of the oceanic igneous complexes of Costa Rica. Revista Geológica de América Central, 40, 43-79.

Appel, H. (1990). Geochimie und K/Ar-datierung an magmatiten in Costa Rica, Zentralamerika.- 153 p. Univ. Mainz, Alemania [Tesis de Diploma].

de Boer, J. Z., Drummond, M. S., Bordelon, M. J., Defant, M. J., Bellon, H., & Maury, R. C. (1995). Cenozoic magmatic phases of the Costa Rican island arc (Cordillera de Talamanca). In P. Mann (Ed.), Geologic and tectonic development of the Caribbean Plate Boundary in southern Central America, Geological Society of America Special Paper (Vol. 295, pp. 35–55). Boulder, CO: Geological Society of America. https://doi. org/10.1130/SPE295-p35.

Dengo, G. (1962). Tectonic-igneous sequence in Costa Rica. In A. E. J. Engel, H. L. James, & B. F. Leonard (Eds.), Petrologic studies; a volume in honor of A.F. Budington (pp. 133–161). Boulder, CO: Geological Society of America.

Denyer, P., & Alvarado, G. E. (2007). Mapa geológico de Costa Rica (escala 1:500,000), Map printed in San Jose, Costa Rica by Dirección de Geología y Minas (MINAE).

Fisher, D. M., Gardner, T. W., Sak, P., Sanchez, J. D., Murphy, K., & Vannucchi, P. (2004). Active thrusting in the inner forearc of an erosive convergent margin, Pacific coast, Costa Rica. Tectonics, 23, TC2007. https://doi.org/10.1029/2002TC001464.

Gazel, E., Carr, M. J., Hoernle, K., Feigenson, M. D., Szymanski, D., Hauff, F., & van den Bogaard, P. (2009). Galapagos-OIB signature in southern Central America: Mantle refertilization by arc–hot spot interaction. Geochemistry Geophysics Geosystems, 10(2). http://doi.org/10.1029/2008GC002246.

Kesel, R. H. (1983). Quaternary history of the Río General Valley, Costa Rica. National Geographic Society Research Reports, 15, 339–358.

Kolarsky, R. A., Mann, P., & Montero, P. W. (1995). Island arc response to shallow subduction of the Cocos Ridge, Costa Rica. In P. Mann (Ed.), Geologic and tectonic development of the Caribbean Plate Boundary in southern Central America, Geological Society of America Special Paper (Vol. 295, pp. 235–262). Boulder, CO: Geological Society of America. https://doi.org/10.1130/SPE295-p235.

Lowery, B.J. (1982). Sedimentology and tectonic implications of the middle to upper Miocene Curré Formation, southwestern Costa Rica. Doctoral dissertation, Louisiana State University and Agricultural and Mechanical College.

MacMillan, I., Gans, P. B., & Alvarado, G. (2004). Middle Miocene to present plate tectonic history of the southern Central American volcanic arc. Tectonophysics, 392, 325–348. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2004.04.014

Mescua, J. F., Porras, H., Durán, P., Giambiagi, L., de Moor, M., Cascante, M., Salazar E, Protti M, Poblete, F. (2017). Middle to late Miocene contractional deformation in Costa Rica triggered by plate geodynamics. Tectonics, 36, 2936–2949. https://doi.org/10.1002/2017TC004626

Mora, S. (1979). Estudio geológico de una parte de la región sureste del Valle del General, Provincia Puntarenas, Costa Rica, undergraduate thesis, 185 pp., Univ. de Costa Rica, San Pedro, Costa Rica.

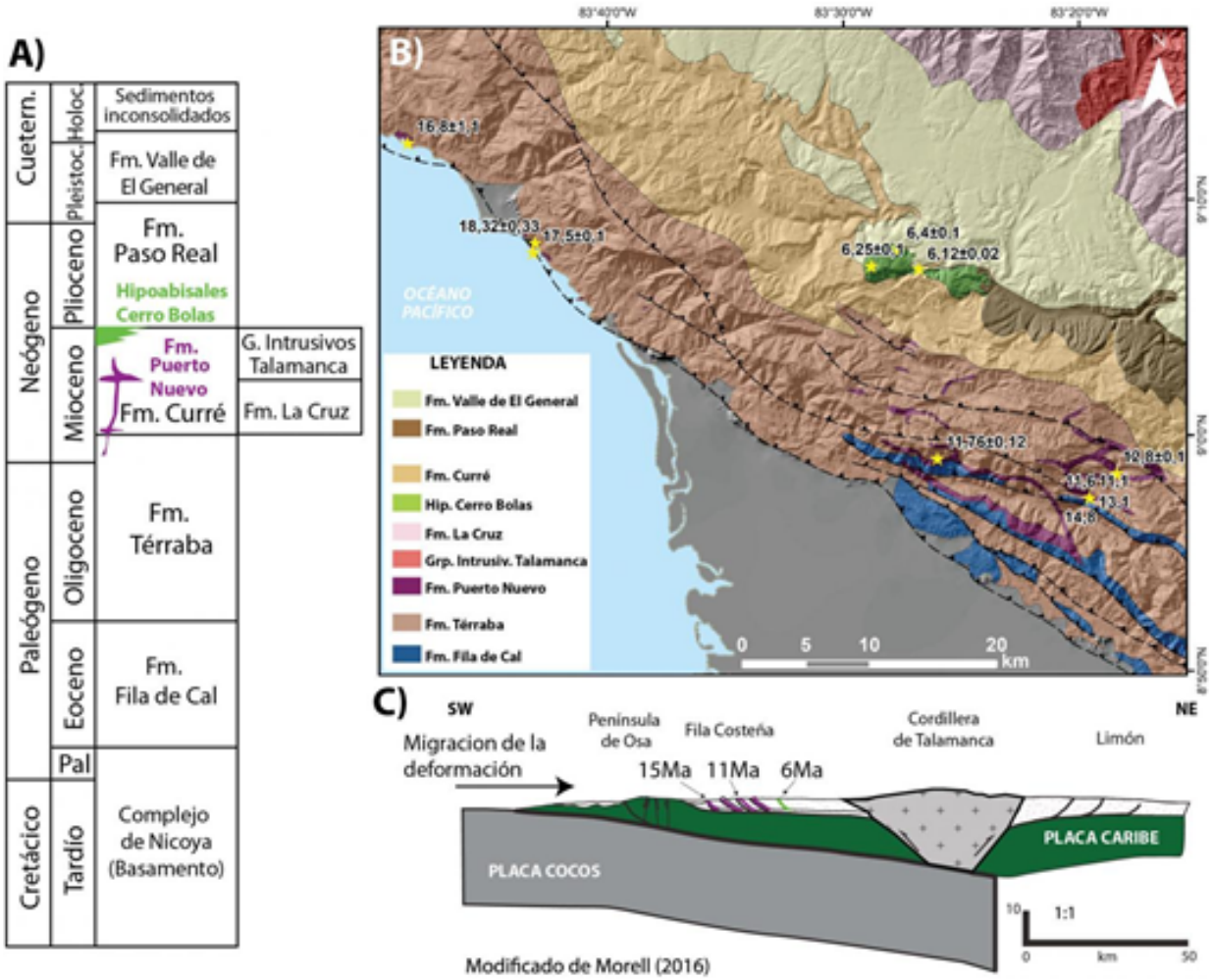
Morell, K. D. (2015). Late Miocene to recent plate tectonic history of the southern Central America convergent margin. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 16(10), 3362–3382. https://doi.org/10.1002/2015GC005971.

Morell, K. D. (2016). Seamount, ridge and transform subduction in southern Central America. Tectonics, 35(2), 357–385. https://doi.org/ 10.1002/2015TC003950.

Phillips, P. J. (1983). Stratigraphy, sedimentology, and petrologic evolution of tertiary sediments in southwestern Costa Rica, B. S., La. State Univ., Baton Rouge.

Sitchler, J. C., Fisher, D. M., Gardner, T. W., & Protti, M. (2007). Constraints on inner forearc deformation from balanced cross sections, Fila Costeña thrust belt, Costa Rica. Tectonics, 26, TC6012. https://doi.org/10.1029/2006TC001949.

ESEG-3: Arquitectura cortical del margen andino combinando datos estructurales y modelos geofísicos



Modificado de Morell (2016)

Figura 1: A) Columna estratigráfica de la zona de estudio. B) Mapa geológico del área de estudio (modificado de Denyer et al., 2007), las estrellas amarillas indican la ubicación de las dataciones (De Boer et al., 1995; Appel , 1990; MacMillan et al., 2004; Gazel et al., 2009). C) Perfil esquemático de la Fila Costeña y Cordillera Talamanca (Modificado de Morrel, 2016).

ESEG-3: Arquitectura cortical del margen andino combinando datos estructurales y modelos geofísicos

Rol de la estructura termomecánica en la neotectónica de los Andes Centrales y del Sur (10º - 45º S).

Iñigo Echeverría[1], Joaquín Julve[1], Ingo Stotz[2], Andrés Tassara[1].
(1) Departamento de Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias Químicas, Universidad de Concepción, Concepción, Chile
(2) Department of Geosciences and Natural Resource Management, University of Copenhagen, Copenhague, Dinamarca

El espesor elástico (T) es una representación de la resistencia mecánica de la litósfera a la deformación (Burov y Diament, 1996). Existen dos métodos que distinguimos en este trabajo para la estimación de este parámetro, el primero consiste en el cálculo del espesor elástico efectivo (T_{ef}), obtenido mediante la inversión de datos geofísicos, mientras que el segundo corresponde al cálculo del espesor elástico equivalente (T_{eq}), derivado directamente a partir de la distribución de la resistencia mecánica definida por la estructura termal y reológica de la litósfera.

En este trabajo construimos un modelo termomecánico tridimensional de escala litosférica de los Andes Centrales y del Sur para determinar la distribución de T_{eq} en el margen andino. Para esto utilizamos una representación geofísicamente restringida de la estructura litosférica de la zona de estudio (Tassara y Echaurren, 2012) sobre la cual calculamos la distribución de temperaturas y la resistencia mecánica a la deformación. El modelo termal es definido por expresiones analíticas de geotermas continentales unidimensionales y se encuentra restringido por mediciones de flujo de calor en superficie, mientras que el modelo mecánico queda definido por la envolvente de la resistencia mecánica, en conjunto con parámetros reológicos adecuados. Los resultados de T_{eq} son comparados con estimaciones previas de T_{ef} (Pérez-Gussinyé et al., 2007; Tassara et al., 2007), y con una recopilación de epicentros de sismos y estructuras corticales, con el fin de obtener una mejor comprensión de la estructura termomecánica de la litósfera y su rol en la neotectónica del margen andino. Este trabajo se encuentra en proceso y los resultados serán presentados en el congreso.

Burov, E., y Diament, M. (1996). Isostasy, equivalent elastic thickness, and inelastic rheology of continents and oceans. Geology 24, 419.

Pérez-Gussinyé, M., Lowry, A.R., y Watts, A.B. (2007). Effective elastic thickness of South America and its implications for intracontinental deformation. Geochemistry, Geophysics, Geosystems 8.

Tassara, A., y Echaurren, A. (2012). Anatomy of the Andean subduction zone: three-dimensional density model upgraded and compared against global-scale models. Geophysical Journal International 189, 161–168.

Tassara, A., Swain, C., Hackney, R., y Kirby, J. (2007). Elastic thickness structure of South America estimated using wavelets and satellite-derived gravity data. Earth and Planetary Science Letters 253, 17–36.

ESEG-3: Arquitectura cortical del margen andino combinando datos estructurales y modelos geofísicos

Evolución témporo-espacial de megadespegues corticales en cinturones orogénicos

Laura Giambiagi[1], Andrés Tassara[2].
(1) Unidad de Tectónica, IANIGLA-CONICET
(2) Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Concepción, Concepción, Chile

Tanto en orógenos relacionados a subducción como en orógenos de colisión se han propuesto distintos niveles de despegues corticales como responsables principales del acortamiento orogénico, el engrosamiento cortical y su consecuente levantamiento topográfico. En fajas plegadas y corridas de antepaís, estos despegues han sido tradicionalmente ubicados dentro de niveles con anisotropía mecánica, por ej. en el contacto cobertura sedimentaria/basamento cristalino. Éstos forman cuñas orogénicas generadas por la resistencia friccional de la superficie de despegue que se profundizan hacia el retropaís, hasta niveles ubicados dentro de la transición frágil-dúctil. Sin embargo, a escala orogénica, estas superficies o zona de cizalla se encuentran controladas principalmente por la estructura reológica de la corteza. Estas zonas de cizalla no estarían gobernadas por el rozamiento friccional sino principalmente por la temperatura, la composición y la tasa de deformación. Los Andes Centrales son un excelente laboratorio para investigar estas megaestructuras corticales en un orógeno asociado a subducción. En esta charla nos enfocaremos en la discusión de ciertos aspectos pobremente conocidos y discutiremos las siguientes preguntas: (i) ¿Cómo el *detachment* regional del sistema de deformación del antepaís se extiende hacia el retropaís y cuál es la relación entre la deformación profunda, responsable de la generación de la raíz cortical, y somera responsable de la generación del sistema orogénico de antepaís; (ii) Durante la construcción de un orógeno tipo Andino, ¿Existe uno o varios *detachments*?; (iii) si existen varios ¿cuál es la relación espacio-temporal entre ellos?, y (iv) ¿cuál es el lapso de tiempo durante el cual un megadespegue es activo? En esta contribución, discutiremos el impacto de las variaciones laterales y verticales en la resistencia litosférica, analizadas a partir de modelos termomecánicos, sobre la generación y evolución de los megadespegues, propuestos a partir del modelado cinemático de diversas transectas andinas que cortan todo el orógeno de subducción.

ESEG-3: Arquitectura cortical del margen andino combinando datos estructurales y modelos geofísicos

***Eppur non si muove*…La rama Oeste del Sistema de Fallas Pocuro al norte del río Aconcagua.**

Estanislao Godoy[1].
(1) Departamento de Proyectos de Riego. MOP, DOH, Santiago, Chile

Como parte del estudio conducente a la construcción en el alto valle del Pocuro de un embalse lateral al río Aconcagua, la DOH ha evaluado el riesgo geológico asociado a una posible actividad tectónica holocena del Sistema de Fallas Pocuro (SFP) en dicha área. El SFP muestra siempre destacadas trazas rectilíneas y se extiende por alrededor de 300 km al norte del Pocuro. En dicho sector el fallamiento fue reconocido hace ya 60 años, si bien la cartografía posterior lo muestra reducido a solo segmentos escalonados de rumbo NNW-SSE (Padilla, 1981). Campbell (2005), junto con Jara y Charrier (2014), han acotado la actividad del SFP, mediante dataciones por trazas de fisión y por U-Pb en circones, entre los 82 y los 24 Ma. El primer autor reporta adicionalmente una edad de 23,5±11,0 Ma por trazas de fisión en apatito de un dique deformado por el sistema estructural, lo que acota los últimos movimientos verticales y de rumbo dextrales que alzaron el bloque oriental al Mioceno. Evidencia geológica de campo para actividad neotectónica ha sido propuesta recientemente, sin embargo, por Troncoso (2014) y Troncoso et al (2015) en dos localidades, ubicadas al norte del Aconcagua y al este de San Esteban. Ambos puntos se ubican donde Rivano et al (1993) pasan la traza de la rama oeste del SFP. Los primeros autores llaman a esta parte de la traza con propuesta actividad reciente falla Cariño Botado, por su cercanía al poblado en el cual hace 201 años el Ejercito Libertador de los Andes pasó de largo hacia la cuesta de Chacabuco, desairando el recibimiento culinario que allí le tenían preparado. El sector Cariño Botado Se presenta a continuación el resultado de la revisión efectuada en las dos localidades antedichas. A continuación se compara el marco estructural del SFP, incluido el sector Cariño Botado, con la evolución tectónica propuesta para el área ubicada más al sur, donde aflora la Falla Ramón-Damas.

En la localidad más septentrional, la quebrada Cano Gallego 1**,** Troncoso (2014) ha propuesto que una falla inversa de vergencia oeste montaría lavas asignadas a la Formación Abanico sobre depósitos estratificados cuaternarios clasificados como Depósitos Aluviales Antiguos y descritos como: "*…una sucesión de conglomerados con un espesor entre 9 y 10 m y los depósitos que la conforman se hallan inclinados en unos 50° hacia el este*" (debiera decir oeste). Como principal evidencia en favor de un basculamiento tectónico se menciona que "*el ángulo de reposo máximo (φ) de este tipo de sedimentos es del orden de 38°, y que el manteo aparente actual (μ) es mayor a este número, del orden de 50°*". La columna que presenta Troncoso, sin embargo, muestra un carácter anguloso de sus clastos y la presencia de abundante matriz arcillosa-limosa. En este tipo de depósito de flujo de detritos no es válido el mencionado valor de *φ* calculado para sedimentos granulares secos. Tal como se ha ilustrado en la figura 1.1, es preferible suponer que los sedimentos se adosaron, junto con un nivel basal de limolitas laminadas con estructuras de slumping, a un escarpe de falla preexistente. Este y otros marcados lineamientos e inflexiones estudiados por Troncoso representan más bien secuelas geomorfológicas de las deformaciones y alteraciones miocenas y no están asociados a neotectónica.

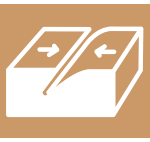
En la quebrada adyacente hacia el sur, Cano Gallego 2, en vez de sedimentos cuaternarios, hemos reconocido en el supuesto bloque yaciente tobas microbrechosas muy diaclasadas (figura 1.2). La unidad oriental o propuesto bloque colgante, por otra parte, también está compuesta por toba brechosa, pero portadora de un menor grado de diaclasamiento. La propuesta traza de falla corresponde, en realidad, a solo una diaclasa maestra desarrollada dentro de la roca fundamental, fracturada ésta durante la actividad de la miocena rama occidental del SFP. Al sur de esta quebrada y de los Baños del Corazón se ha reconocido afloramientos de un pórfido de gruesa foliación subvertical cataclástica que atestiguan un comportamiento semi-dúctil. Esta actitud de la roca de falla es la responsable de la traza rectilínea que caracteriza al SFP.

Los depósitos de remoción en masa del corte de la ruta 57

El corte caminero efectuado en la planicie cortada por el estero Pocuro dejó al descubierto 600 metros de coloridos afloramientos de rocas despedazadas y alteradas, cubiertas por un delgado manto aluvial pedimentado de probable edad pleistocena. Tanto Navarro (2011) como Troncoso (2014) los consideran parte del SFP, si bien en dicho sistema la roca de falla presenta una composición y alteración pareja. Representan, en realidad, el resultado de la acumulación de material derrumbado desde los acantilados desarrollados hacia el oriente en la base de la Formación Farellones.

Marco geotectónico del inactivo SFP y de la aún móvil Falla Ramón-Damas

Un reciente y detallado estudio de geología regional efectuado en la zona por Machuca (2017) mantiene, sin aportar nueva información que lo confirme, a la estructura del sector Cariño Botado como una falla activa. Reconoce verdaderas fallas de vergencia oeste al occidente del sistema. Su análisis, sin embargo, enreda aún más un posible esquema de evolución tectónica al



ESEG-3: Arquitectura cortical del margen andino combinando datos estructurales y modelos geofísicos

proponer que ellas *"… no corresponderían a la Zona de Falla Pocuro propiamente tal, sino a estructuras que se emplazan más al oeste"*. Este sería *"el caso de la Falla Campos de Ahumada que podría corresponder a la extensión norte de la Falla Cariño Botado y San Ramón"*. El mapeo realizado en el verano de 1995 junto a alumnos del curso Campo 2, U de Chile, del extremo norte de la falla que corre al pie del cordón Ramón-Damas, sin embargo, no deja lugar a dudas que ella es una estructura desligada del SFP (Godoy, 2015). El Sistema de Fallas Pocuro es un rasgo tectónico de primer orden, pero que dejó de ser activo a fines del Mioceno, edad en la cual la deformación migró hacia el sur, originando la falla ahora santificada como San Ramón. La figura 1.3, tomada de Ramos et al. 2004, muestra una sección del orógeno andino a los 33°S. En ella se interpreta que el SFP formaría parte de una faja de fallas normales cretácicas, invertida y retrocorrida hacia el oeste durante el Mioceno, lo cual es confirmado en parte por Machuca (2017). El acortamiento se encuentra aún activo solo en el extremo oriental del orógeno, tal como se reconoce, por ejemplo, en el anticlinal de Barrancas. La unidad de volcanitas cenozoicas (Formación Farellones, coloreada en negro) se extiende, en realidad, desde poco al oeste del SFP hasta el volcán mioceno C° Aconcagua. A mitad camino y al oeste de la divisoria continental las raíces de este magmatismo mioceno ductilizaron la corteza, permitiendo el apretado plegamiento de las unidades pre-miocenas (Mpodozis et al., 2009). Según este perfil, el SFP no se asociaría al engrosamiento de la corteza, el cual estaría ligado más bien al bajocorrimiento de corteza paleozoica. Dicha subducción continental ha sido propuesta también por otros autores tales como Godoy (2011).

Un cuadro algo diferente se reconoce a los 33°40', tal como se muestra en la figura 1.4, levemente modificada de Giambiagi y muchos (2016). A esta latitud la Faja Plegada y Corrida también sigue avanzando hacia el antepaís, pero se ha originado retrocorrimientos de larga duración en el borde oeste del orógeno. En el retro del cordón Ramón-Damas, si bien su escarpe ha retrocedido 3 km desde fines del Mioceno, se ha reconocido la persistencia de una moderada actividad (Rauld, 2011). Las lavas miocenas de la Formación Farellones se encuentran aquí plegadas en su bloque colgante y se ha propuesto que su despegue basal se prolonga por 20 km hacia el oeste, bajo el relleno de la Depresión Central. Este corrimiento mas occidental marca, hacia el sur de Angostura de Paine, el frente de la Cordillera Principal. El conjunto de retrocorrimientos habría invertido fallas normales eocenas a oligocenas que controlaron el borde oeste de un graben volcano-tectónico. Es posible que la formación de este largo despegue haya sido facilitada por la generación de una banda dúctil entre los 15 y 20 km de profundidad, tal como propone el modelado termomecánico y de densidades de Tassara y colaboradores en Giambiagi y muchos (2016).

Conclusiones

El SFP representa la inversión, a comienzos del Mioceno, de fallas normales cretácicas. No presenta una reactivación posterior. Las fallas inversas de actividad cuaternaria propuestas en su segmento de Cariño Botado no están avaladas por datos de terreno correctos.

Es lamentable que se insista en considerar al SFP una extensión de la falla Ramón-Damas, un retrocorrimiento que invierte fallas eoceno-oligocenas con controles profundos y cuya actividad se prolonga hasta el Holoceno.

Agradecimientos

Carolina Gutiérrez y Álvaro Sola, ingenieros de la DOH, acompañaron al autor en terreno. Referencias Giambiagi,L., Tassara, A., Mescua J., Tunik, M., Alvarez, P., Godoy, E., Hoke, G., Pinto, L., Spagnotto, S., Porras, H., Tapia, F., Jara, P., Bechis, F., García, V., Suriano, J., Pagano, S. 2016, Evolution of shallow and deep structures along the Maipo-Tunuyán transect (33°40´s): from the Pacific coast to the Andean foreland. *Geological Society, London, Special Publications 399*; p 63-82. Godoy, E. 2011. Structural setting and diachronism in the Central Andean Eocene to Miocene volcano-tectonic basins, In Salfity, J.A. and Marquillas, R.A., eds., Cenozoic geology of the Central Andes of Argentina: Salta, Instituto del Cenozoico, Universidad Nacional de Salta: 155-167. Godoy, E., 2015. Las fallas Pocuro y Ramón-Damas, estructuras secuenciales sin conexión espacial. XIV Congreso Geológico Chileno, La Serena. Navarro, L. 2011. Alteración hidrotermal asociada al Sistema de Fallas Pocuro-San Ramón. Memoria de Título, Departamento de Geología, Universidad de Chile, 201 p. Machuca,C., 2017. Estratigrafía y estructuras de la zona de falla Pocuro entre los 32°30' y los 33°s. Memoria de título. Cybertesis, Depto. Geología. U. de Chile. Mpodozis, C., Brockway, H., Marquardt, C., and, Perelló, J, 2009, Geocronología U/Pb y tectónica de la región de Los Pelambres-Cerro Mercedario: Implicancias para la evolución cenozoica de los Andes del centro de Chile y Argentina XII Congreso Geológico Chileno, Santiago, (CD), 4 p. Padilla, H. 1981. Contribución a la Geología y Petrología de las rocas volcánicas e intrusivas de los Andes Chilenos entre las latitudes 33°45' y 33°00'S. Memoria para optar al título de geólogo. Universidad de Chile, Departamento de Geología, 329 p. Rauld, R. 2011. Deformación cortical y peligro sísmico asociado a la falla San Ramón en el frente cordillerano de Santiago, Chile Central (33ºS). Tesis para el grado de Doctor en Ciencias, mención Geología, Departamento de Geología, U de Chile: 311 p. Ramos,V., Zapata,T., Cristallini, E. and Introcaso,

ESEG-3: Arquitectura cortical del margen andino combinando datos estructurales y modelos geofísicos

A. 2004.. The Andean Thrust System—Latitudinal Variations in Structural Styles and Orogenic Shortening. in K. R. McClay, ed., Thrust tectonics and hydrocarbon systems: AAPG Memoir 82, p. 30– 50. Rivano, S., Sepúlveda, P., Boric, R., Espiñeira, D. 1993. Hojas Quillota y Portillo, V Región. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, No. 73 (escala 1:250.000). Santiago. Troncoso, M. 2014. Evidencia geomorfológica de neotectónica en el borde oriental de la Depresión Los Andes - San Felipe, Provincia de Los Andes, Región de Valparaíso. Tesis de magíster en Ciencias, mención Geología. Universidad de Chile, Cybertesis, Departamento de Geología: 107 pp. Troncoso, M., Pinto, L. y Vargas, G. 2015. Evidencia de neotectónica de la Falla Cariño Botado sobre la Zona de Falla Pocuro en la Provincia de Los Andes. XIV Congreso Geológico Chileno. ST2. La Serena.

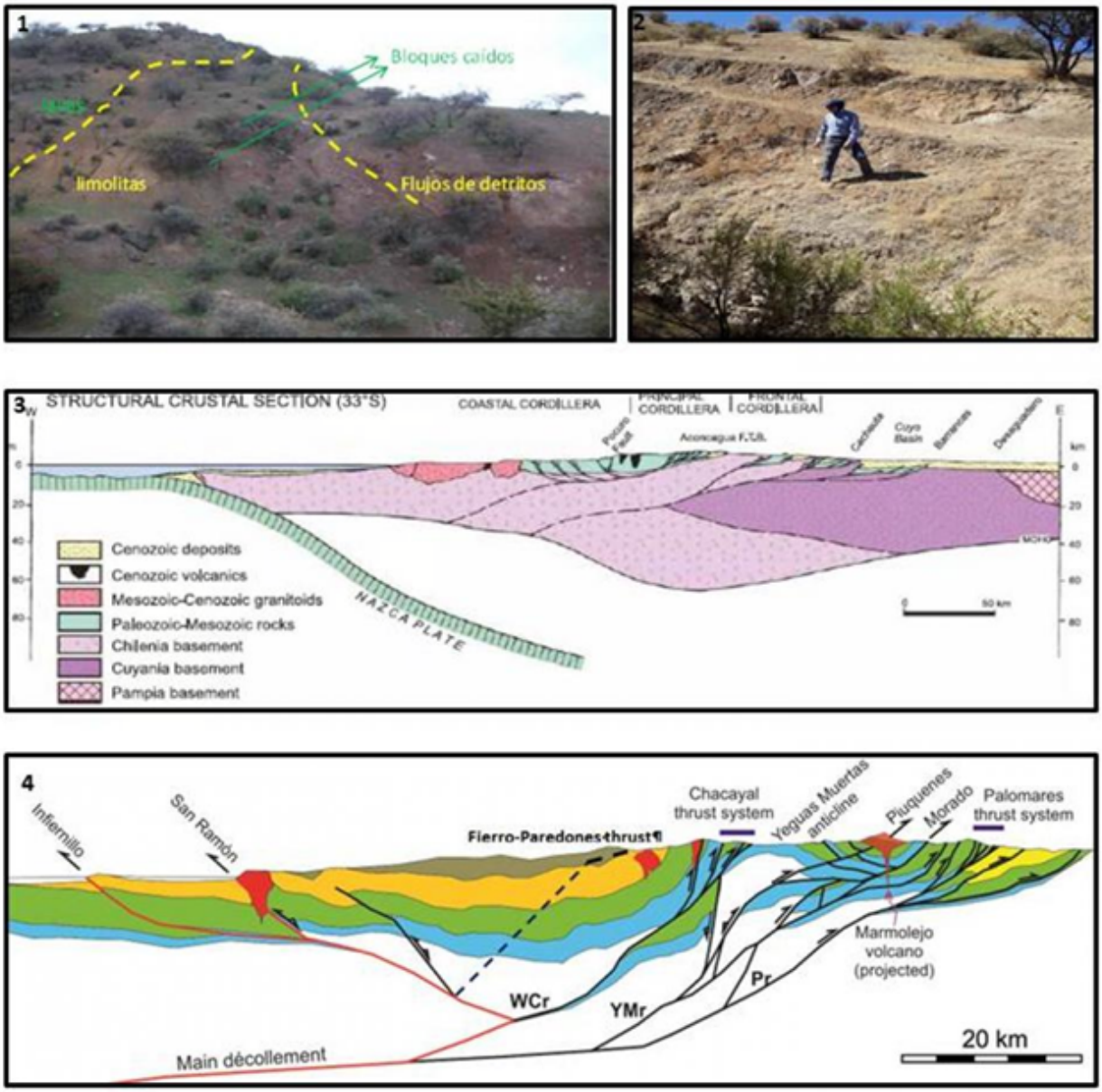


Figura 1. 1.Reinterpretación del contacto en la localidad Cano Gallego 1, en donde los flujos de detritos se adosan al relieve. 1.2 Tobas brechosas en Cano Gallego 2. La traza de la falla propuesta es una diaclasa maestra. 1.3. Sección cortical andina a los 33° según Ramos y otros 2004. 1.4. Sección cortical superior a los 34°30' según Giambiagi y muchos 2016.

ESEG-3: Arquitectura cortical del margen andino combinando datos estructurales y modelos geofísicos

Geometría y densidades del basamento de la cuenca de Santiago: Implicancias para la evolución del Antearco Andino de Chile Central y su respuesta durante grandes terremotos.

Felipe González[1,4], Andrei Maksymowicz[1,2], Daniel Díaz[1,2,3], Maximiliano Leiva[1,4], Emilio Vera[1,2], Sergio Contreras-González[1,4], Daniel Cabrera[1,4].
(1) Núcleo de Geofísica Aplicada del Departamento de Geofísica, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(2) Departamento de Geofísica, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(3) Centro de Excelencia en Geotermia de Los Andes, Chile
(4) Programa de Riesgo Sísmico, Departamento de Geofísica, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile

Resumen Desde el siglo pasado se han desarrollado múltiples estudios geológicos y geofísicos en la cuenca de Santiago para comprender su morfología y evolución tectónica. Sin embargo, algunas incertidumbres respecto a las propiedades del relleno sedimentario y posibles anomalías de densidad bajo el contacto sedimentos/basamento aún permanecen vigentes. Considerando que esta es un área densamente poblada con casi de 7 millones de habitantes, en un ambiente tectónico activo, es importante estudiar las propiedades físicas de la cuenca de Santiago, su evolución geológica y estructural, y su potencial relevancia para la evaluación del riesgo sísmico en la zona. Se han construido modelos gravimétricos 2D y 3D, sobre una base de datos de 797 estaciones gravimétricas recopiladas y 883 nuevas estaciones gravimétricas adquiridas. Para generar un modelo de elevación de basamento bien constreñido, se utilizó una revisión de 499 pozos y 30 sondajes de Transiente Electromagnético (TEM), los que contribuyen con información independiente sobre la profundidad al basamento o espesor sedimentario mínimo. Para el modelado 2D se analizaron 49 perfiles gravimétricos, considerando un contraste de densidad homogéneo y tendencias regionales independientes. Una fuerte anomalía gravimétrica positiva fue observada en el centro de la cuenca, lo que complejiza el proceso de modelado y hace necesario considerar numerosos controles independientes. Los modelos de elevación de basamento resultantes muestran una geometría de basamento compleja con, a lo menos, ocho depocentros reconocibles, con un máximo de ~600 [m] de relleno sedimentario. Los modelos de densidad 3D muestran lineamientos que se correlacionan bien con importantes cadenas de intrusivos del Cenozoico y el Mesozoico, lo que, junto con las zonas de fallas interpretadas en el Oeste y Este de la cuenca, sugieren un control estructural de la geometría de la cuenca de Santiago. Los resultados muestran que la deformación reciente asociada con el frente Andino y las antiguas estructuras desarrolladas durante la extensión Cenozoica se sobre imponen a la variabilidad de los procesos de erosión/depositación de los ríos. Introducción La cuenca de Santiago se localiza en el margen chileno, alrededor de los 33.5°S, y corresponde al extremo Norte de la Depresión Central, limitada al Este por la Cordillera de los Andes y al Oeste por la Cordillera de la Costa. La cuenca de Santiago ha sido parcialmente rellenada por sedimentos fluviales, glaciofluviales y depósitos volcánicos, cuya proveniencia se asocia a los cañones de los ríos Maipo y Mapocho [1]. Entre el relleno sedimentario asoman cerros islas entre los que se distinguen el Santa Lucía, San Cristóbal, Blanco, Calán, Lo Aguirre, Renca, entre otros. Aproximadamente, desde el año 1950 se han desarrollado múltiples estudios geológicos y geofísicos en la cuenca de Santiago para entender su morfología y evolución tectónica. Entre estos estudios, Kausel (1959) [2] estimó un espesor sedimentario de aproximadamente 400 [m] alrededor de la ciudad de Santiago, basado en estudios gravimétricos, y Dragicevic (1982) [3] realizó mediciones gravimétricas concluyendo que la profundidad al basamento en el área de la Rinconada de Lo Aguirre es similar a la del centro de la cuenca. Estudios recientes presentan modelos más completos de la geometría del basamento por modelado gravimétrico [4, 5, 6]; sin embargo, las implicancias de la estructura de densidad del basamento subyacente, y la incertidumbre asociada a las estimaciones de densidad/espesor del relleno sedimentario, no han sido estudiadas en detalle. Para obtener una interpretación coherente con la geología y los procesos tectónicos, este estudio presenta nuevos modelos gravimétricos 2D y 3D de la cuenca de Santiago, controlados con datos de Transiente Electromagnético (TEM) y numerosos datos de sondajes y pozos. El objetivo principal de esta investigación fue estudiar la morfología e inhomogeneidades del basamento de la cuenca de Santiago, y sus implicancias para el riesgo sísmico y la evolución a largo plazo del antearco de los Andes Centrales. Con dicha finalidad, 49 perfiles de gravedad fueron modelados en 2D e interpretados y se obtuvieron además 2 modelos 3D de gravedad en el centro de la cuenca y en la cuenca completa, basados en datos de alta y baja resolución, respectivamente. Datos y procesamiento Gravedad La base de datos gravimétricos incluye 1680 estaciones gravimétricas. Cerca de 883 de ellas son nuevos datos gravimétricos adquiridos en diferentes áreas de la cuenca de Santiago durante el año 2015. Las otras estaciones corresponden a una recopilación de múltiples campañas desarrolladas por la Universidad de Chile: 233 estaciones gravimétricas del Proyecto Anillo (ACT N°18) entre 2007 y 2010, 183 estaciones del Centro de Excelencia en Geotermia de Los Andes (CEGA) durante 2012, 227 estaciones medidas en 1959 por Edgar Kausel [2], y 54 estaciones gravimétricas de numerosas campañas cortas realizadas por el Departamento de Geofísica de la Universidad de Chile (DGF). La adquisición de nuevos datos fue financiada por el Programa de Riesgo Sísmico de la Universidad de Chile (PRS), usando un gravímetro Scintrex CG-3 (*Geosciences Environnement Toulouse*). La

campaña gravimétrica se llevó a cabo entre 7 de enero y 21 de agosto de 2015, donde se adquirieron 19 perfiles y 2 mallas de estaciones gravimétricas. El espaciamiento entre estaciones es de 500 [m] y 1000 [m] para perfiles y mallas, respectivamente. Los datos de elevación fueron adquiridos con un sistema DGPS Topcon HiperV y la base gravimétrica considerada corresponde al punto de gravedad absoluta ubicado en el Departamento de Geofísica de la Universidad de Chile. Dada las fuentes variables de las estaciones gravimétricas, fue necesario revisar y validar las referencias gravimétricas y topográficas de las distintas campañas para construir una base de datos coherentemente combinada. Con este fin, se llevó a cabo un proceso de nivelación para llevar todos los datos gravimétricos al mismo nivel de referencia. Adicionalmente, se realizaron nuevas mediciones gravimétricas y de DGPS en las mismas posiciones de varias de las estaciones adquiridas anteriormente, para verificar sus elevaciones y trasladar estas bases de datos a las nuevas referencias gravimétricas y topográficas. Los datos gravimétricos fueron procesados para obtener la anomalía de Bouguer completa, aplicando las correcciones estándar: deriva instrumental lineal temporal, corrección de mareas terrestres, corrección de gravedad normal teórica del elipsoide WGS-84, las correcciones de aire libre y Bouguer basadas en la altura elipsoidal DGPS y una densidad de referencia de 2.67 [gr/cc], y la corrección topográfica con la elevación digital ASTER GDEM de 30 [m] x 30 [m] de resolución. Las correcciones de aire libre, Bouguer y topográfica fueron calculadas usando el software Geosoft-Oasis Montaj. Los 49 perfiles gravimétricos fueron modelados usando el software Encom–ModelVision para obtener modelos gravimétricos 2D, y los modelos de densidad 3D se obtuvieron utilizando el programa UBC-GIF GRAV3D v3.0 Restricciones al modelo gravimétrico Para restringir al menos el espesor sedimentario mínimo se utilizaron un total de 30 estaciones de datos TEM y 499 datos de sondajes [1, 7]. Las estaciones TEM se distribuyeron en el área de estudio de acuerdo con la disponibilidad espacial de áreas despejadas. La adquisición se hizo con un equipo WalkTEM, usando una configuración de *loop* central, con transmisión de poder en *loops* cuadrados de 40 [m] x 40 [m] o 100 [m] x 100 [m]. Los modelos de resistividad-profundidad se obtuvieron por inversión de los datos observados utilizando el software IX1Dv3 de Interpex, el cual emplea un algoritmo de mínimos cuadrados. Análisis de resultados y conclusiones Los resultados muestran que la morfología del basamento en la cuenca de Santiago es claramente heterogénea y se observan diferentes estructuras que pueden relacionarse a la evolución tectónica de la zona de estudio. El análisis de los datos gravimétricos muestra que no se puede presentar un modelo confiable del relleno sedimentario, si la estimación no considera las heterogeneidades que caracterizan al basamento de la cuenca. La solución presentada aquí es una buena estimación de la morfología del basamento, considerando los datos disponibles y, de acuerdo con las constricciones confiables, un límite inferior para la profundidad del basamento. La presencia de fuertes anomalías positivas en el centro de la cuenca y la falta de constricciones para la profundidad del basamento en esta área determina incertidumbres que deben ser resueltas en futuros estudios. Sin embargo, los modelos obtenidos de elevación de basamento resaltan la importancia de los procesos erosivos durante la formación de la cuenca y, además, proveen evidencia del control estructural durante su desarrollo. Entre otras características destacan: (1) una leve profundización hacia el Este del techo del basamento observado en el área nor-central, (2) la observación de zonas donde el basamento se encuentra ligeramente bajo el nivel del mar, (3) la presencia de lineamientos en el relieve del basamento que se correlacionan con zonas de falla en el centro y al Este de la cuenca, y (4) lineamientos de alta densidad observados en el basamento como continuación de cadenas de intrusivos observadas en superficie. En base a las intensidades observadas para los terremotos de Valparaíso 1985 y Maule 2010 en Santiago, se observa una correlación entre áreas de mayor daño y la localización de depocentros importantes en la porción Norte y sur-central de la cuenca, pero los resultados no son extensivos a todos los depocentros y se requieren más datos y estudios para comprender el rol de la geometría de la cuenca en la amplificación sísmica observada en el área. Sin embargo, los resultados muestran la importancia de la caracterización geofísica detallada de esta y otras cuencas del territorio nacional para mejorar las estimaciones del riesgo sísmico y geológico, así como para una correcta planificación de desarrollo territorial. Referencias [1] Falcón, E., Castillo, O., & Valenzuela, M. (1970). Hidrogeología de la cuenca de Santiago. Contribución de Chile al Decenio Hidrológico Internacional. Instituto de Investigaciones Geológicas, 51 p. [2] Kausel, E. (1959) Levantamiento gravimétrico de la cuenca de Santiago. Memoria de título profesional, Universidad de Chile, Santiago, Chile. [3] Dragicevic, M. (1982). Nota sobre medidas de gravedad en el sector oeste de la cuenca de Santiago. Rev. Tralka, 2, 207–221. [4] Araneda, M., Avendaño, M., & Merlo, C. (2000). Modelo gravimétrico de la cuenca de Santiago, etapa III final. En: Congreso Geológico Chileno, No. 9, Actas 2: 404–408. [5] Yáñez, G., Muñoz, M., Flores-Aqueveque, V., & Bosch, A. (2015). Gravity derived depth to basement in Santiago Basin, Chile: implications for its geological evolution, hydrogeology, low enthalpy geothermal, soil characterization and geo-hazards. Andean Geology, 42(2), 147–172. [6] González, F., Maksymowicz, A., Díaz, D., Villegas, L., Leiva, M., Blanco, B., Vera, E., Contreras, S., Cabrera, D., & Bonvalot, S. (2018). Characterization of the depocenters and the basement structure, below the central Chile Andean Forearc: a 3D geophysical modelling in Santiago Basin area. Basin Research, DOI: 10.1111/bre.12281. [7] Karzulovic, J. (1957) Sedimentos cuaternarios y aguas subterráneas en la cuenca de Santiago. Anales de la Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, 14–55, 5–120. [8] Thiele, R. (1980). Carta Geológica de Chile, n° 39, Hoja Santiago, Región Metropolitana, Santiago. Instituto de Investigaciones Geológicas, 51 p.

ESEG-3: Arquitectura cortical del margen andino combinando datos estructurales y modelos geofísicos

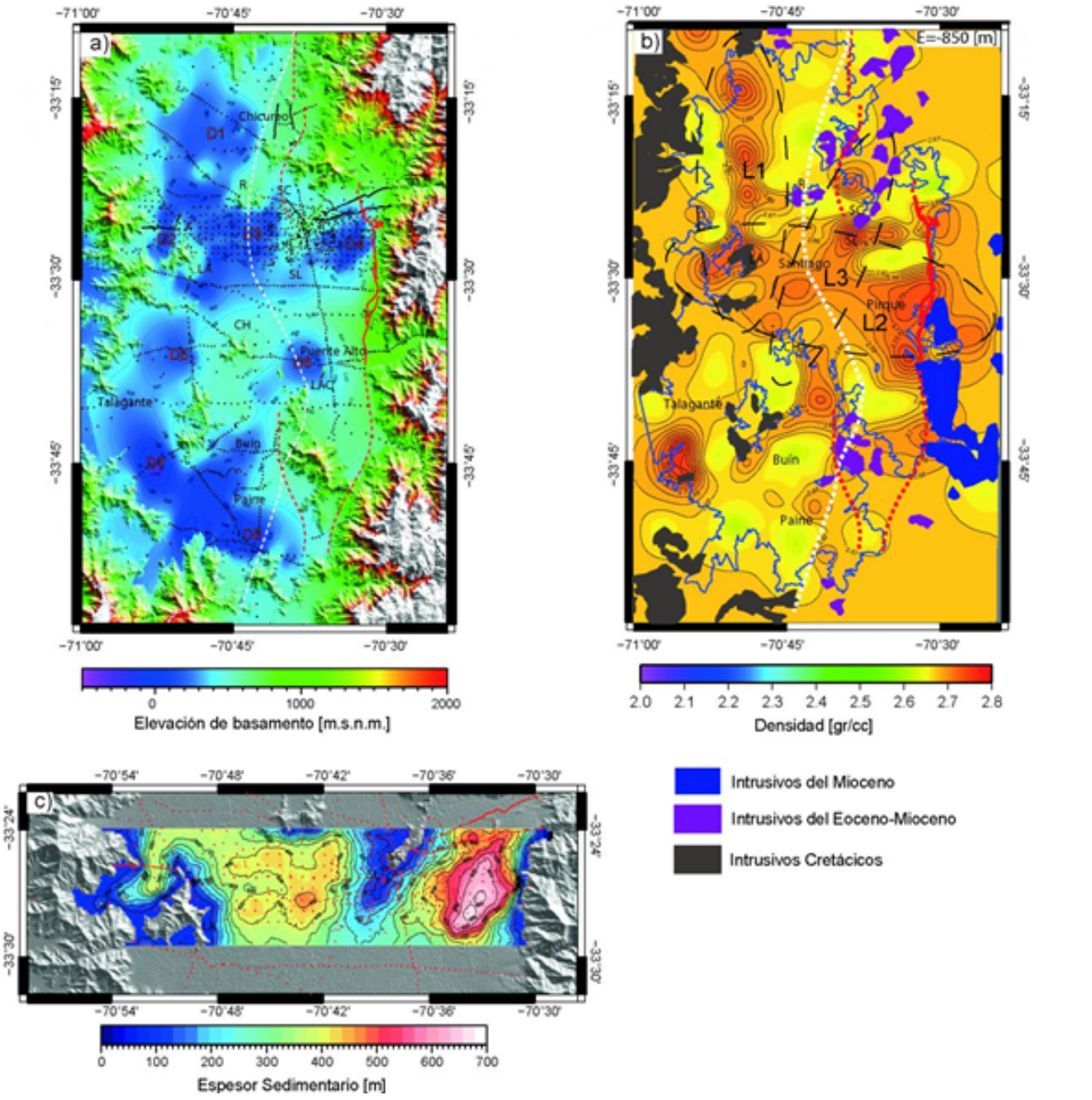


Figura 1. a) Elevación de basamento obtenida de los modelos de gravedad 2D. Las estaciones gravimétricas se muestran como puntos negros. b) Sección de densidad obtenida del modelo 3D de la cuenca a -850 [m.s.n.m.]. L1 L2 y L3 indican los lineamientos observados; L1 y L2 son asociados al Cordón de Chacabuco y al Cordón San Cristóbal-Santa Lucía, respectivamente. c) Espesor de relleno sedimentario obtenido del modelo gravimétrico 3D en la zona de mayor densidad de estaciones gravimétricas. Las estaciones utilizadas se muestran como puntos rojos. Para los paneles a) y b), en la línea roja la traza de la FSR observada en superficie y en línea roja segmentada la traza inferida del frente de deformación Andina al Norte y al Sur, y en línea blanca segmentada el límite aproximado entre las unidades cretácicas y cenozoicas en el basamento [8]. A: Co. Amapola, CH: Co. Chena, LA: Co. Lo Aguirre, LAC: Co. Las Cabras, R: Co. Renca, SC: Co. San Cristóbal, SL: Co. Santa Lucía.

ESEG-3: Arquitectura cortical del margen andino combinando datos estructurales y modelos geofísicos

Rol del régimen termal y mecánico de la litosfera en la deformación cortical bajo los Andes del Sur.

Joaquín Ignacio Julve[1], Andres Tassara[1], Iñigo Echeverria[1], Ingo Stotz[2].
(1) Ciencias de la Tierra, Ciencias Químicas, Universidad de Concepción
(2) Universidad de Copenhague

Las estructuras de detachment, entendidas como superficies de cizalle en la interfaz frágil-dúctil (Brun et al., 1994), ejercen un control en la deformación superficial (Farías et al., 2010) y actúan como raíz cortical de fallas en superficie. En este sentido, resulta fundamental entender las características reológicas y termales de la litosfera continental, ya que probablemente influyen en la geometría de estas estructuras. En función a lo anterior y usando el modelo termal litosférico propuesto por Tassara (in prep.), se ha calculado la envolvente de resistencia a la deformación permanente para cada punto (x, y, z) entre los 33° y 45° S. Con esta matriz, se ha obtenido la geometría de la superficie de detachment, uniendo aquellos puntos donde la envolvente de resistencia a la deformación dúctil es igual al máximo estrés disponible en un contexto de subducción (Giambiagi et al., 2014). Empleando el software Move® se ha interpolado una nueva superficie de detachment, a partir de la recopilación de secciones estructurales balanceadas, la que posteriormente ha sido comparada con aquella calculada a través del modelo termo-mecánico anterior, dejando en claro que, desde un punto de vista geométrico, ambas superficies tienen una correspondencia de primer orden. Dado lo anterior, se propone que tanto el régimen termal como mecánico, ejercen un control fundamental en la deformación cortical en un contexto de subducción y, por lo tanto, es válido utilizar un modelo de esta naturaleza como restricción inicial en la construcción de secciones estructurales balanceadas. Referencias Brun, J. P., Sokoutis, D., & Van Den Driessche, J. (1994). Analogue modeling of detachment fault systems and core complexes. *Geology*, *22*(4), 319-322. Farías, M., Comte, D., Charrier, R., Martinod, J., David, C., Tassara, A., ... & Fock, A. (2010). Crustal scale structural architecture in central Chile based on seismicity and surface geology: Implications for Andean mountain building. *Tectonics*, *29*(3). Giambiagi, L., Tassara, A., Mescua, J., Tunik, M., Alvarez, P. P., Godoy, E., ... & Tapia, F. (2015). Evolution of shallow and deep structures along the Maipo–Tunuyán transect (33° 40' S): from the Pacific coast to the Andean foreland. *Geological Society, London, Special Publications*, *399*(1), 63-82.

ESEG-3: Arquitectura cortical del margen andino combinando datos estructurales y modelos geofísicos

Geometría del basamento en el sector nororiente de la Cuenca de Santiago: implicancias en la evolución del frente de deformación Andino.

Andrei Maksymowicz[1,2], Maximiliano Leiva[2,3], Luis Villegas[2,3], Emilio Vera[1,2], Sergio Contreras-González[2,3], Sylvain Bonvalot[4].
(1) Departamento de Geofísica, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(2) Núcleo de Geofísica Aplicada del Departamento de Geofísica, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(3) Programa de Riesgo Sísmico, Departamento de Geofísica, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(4) Observatoire Midi-Pyrénées, Géosciences Environnement Toulouse, Toulouse, Francia

Resumen

Durante las últimas décadas, el estudio del sistema de fallas en el frente activo de deformación occidental del orógeno Andino ha mostrado un importante desarrollo debido al trabajo de numerosos autores [1, 2]. Particularmente, el estudio de la zona de falla San Ramón (ZFSR) es relevante para comprender la evolución tectónica de los Andes en la región de Chile central, y para evaluar el potencial riesgo sísmico asociado a su ubicación en el límite oriental de Santiago. En este sentido, se han realizado estudios geofísicos para observar la estructura de la ZFSR cercana a la superficie [3] y la actividad sísmica asociada a la deformación cortical en profundidad [4], pero la caracterización completa de este sistema a diferentes escalas espaciales y temporales se encuentra aún en una etapa inicial. En este trabajo presentamos la interpretación de 4 perfiles gravimétricos de alta resolución modelados en conjunto con estratigrafía de pozos y mediciones TEM, adquiridos para observar posibles geometrías asociadas a la actividad de la ZFSR, en el basamento de la Cuenca de Santiago [5]. Los modelos obtenidos entregan una estimación bien constreñida del espesor sedimentario del área de estudio y de la geometría del contacto sedimento/basamento, que presenta rasgos asociables a la evolución tectónica de la zona, donde la presencia de una cuña sedimentaria al este de la traza actual de la falla, podrían explicarse por la inversión parcial de una estructura extensional previa. Referencias

[1] Armijo, R. et al (2010). The West Andean Thrust, the San Ramon Fault, and the seismic hazard for Santiago, Chile. Tectonics, 29(2).

[2] Farías, M. et al. (2010). Crustal-scale structural architecture in central Chile based on seismicity and surface geology: Implications for Andean mountain building. Tectonics, 29(3).

[3] Díaz, D. et al. (2014). Exploring the shallow structure of the San Ramón thrust fault in Santiago, Chile (~ 33.5°S), using active seismic and electric methods. Solid Earth, 5(2), 837.

[4] Pérez, A. et al. (2013). Improving seismotectonics and seismic hazard assessment along the san Ramón fault at the eastern border of Santiago city, Chile. Natural Hazards, v.71, p. 243–274.

[5] González, F. et al. (2018). Characterization of the depocenters and the basement structure, below the central Chile Andean Forearc: a 3D geophysical modelling in Santiago Basin area. Basin Research, 30: 799-815.

ESEG-3: Arquitectura cortical del margen andino combinando datos estructurales y modelos geofísicos

Modelo cinemático de la Precordillera y Cordillera Frontal Argentina (30ºS)

Diego Mardonez[1], Julieta Suriano[1], Laura Giambiagi[1], Jose Mescua[1].
(1) IANIGLA CCT-Mendoza

El segmento de subducción plana Chileno-Pampeano (28º-32ºS) se caracteriza por la migración de la deformación, durante el Neógeno, hacia el Este (Precordillera y Sierras Pampeanas). Esta contribución plantea un modelo cinemático acerca de la evolución estructural y estratigráfica de la Cordillera Frontal y Precordillera a los 30ºS. La primera está compuesta por basamento plutónico, secuencias volcánicas y sedimentarias del Paleozoico superior al Triásico, mientras que el Cenozoico es escaso y principalmente volcánico. La Precordillera conforma la zona externa de los Andes y registra la contracción del retroarco, formando una faja plegada y corrida que involucra el sustrato sedimentario Paleozoico. Ambas morfoestructuras están separadas por una cuenca de piggy-back (Rodeo-Iglesia) que alcanza su mayor desarrollo a esta latitud con relleno sedimentario de más de 3000 m. La Precordillera, a estas latitudes, posee publicaciones clásicas de los 80'-90' en las cuales se define una estructura de corrimientos que absorben gran acortamiento (aprox. 90 km), y su dinámica controla la sedimentación en el foredeep del sistema de antepaís de Bermejo, con lo que se estableció una cronología de deformación para la Precordillera de esta zona. Sin embargo, no se contemplan los estadios iniciales de la deformación ni la relación estructural entre Precordillera y Cordillera Frontal. Trabajos recientes entregan datos consistentes que hacen necesaria una actualización de los modelos clásicos. En este trabajo se aborda el problema desde el punto de vista estructural, se da importancia a los procesos sedimentarios neógenos que interactúan con la estructura temporal y espacialmente. El resultado es un perfil estructural cinemático que muestra la secuencia de deformación en esta porción del orógeno, donde se comienza con una edad más reciente para el inicio de la deformación en Precordillera, y se establece un nivel de despegue más somero que explica de mejor forma la sedimentación intermontana de la Precordillera occidental y central. Este modelado sugiere valores de acortamiento menores (50 km aprox.) a los publicados anteriormente, lo que constituye un modelo estructural y paleogeográfico continuo para el avance de la deformación hacia el antepaís, incluyendo además los estadíos iniciales de la deformación en el borde Occidental de las Sierras Pampeanas.

ESEG-3: Arquitectura cortical del margen andino combinando datos estructurales y modelos geofísicos

Modelo estructural de la Cordillera Frontal a los 30°S: evolución desde el Eoceno al reciente.

Diego Mardonez[1], Ismael Murillo[2], Ricardo Velásquez[2], Christian Creixell[2], Laura Giambiagi[1].
(1) IANIGLA CCT-Mendoza
(2) Servicio Nacional de Geología y Minería

El máximo desarrollo de la Cordillera Frontal se da en el centro de la zona de subducción plana Chileno-Pampeana, a los 30°S. Mapeos geológicos regionales (1:100.000) efectuados recientemente por el Servicio Nacional de Geología y Minería (Sernageomin), actualizan la cronología y evolución geológica de las unidades expuestas en la alta cordillera de la región de Coquimbo, y hacen necesaria una revisión integral de las estructuras principales de la Cordillera Frontal. En esta contribución se presenta un modelo estructural balanceado, donde se muestra la evolución de las estructuras que controlaron el alzamiento de los bloques de basamento y la deformación asociada en las secuencias sedimentarias y volcánicas mesozoicas y cenozoicas. Se propone un modelo que comienza con deformación compresiva en el Eoceno, desarrollada principalmente en la vertiente occidental de la Cordillera Frontal, evidenciada por depósitos coetáneos y edades de trazas de fisión en apatito de alrededor de 40 Ma. Durante el Oligoceno tardío y Mioceno temprano, se depositan sucesiones volcánicas en el centro de la cordillera, estas rocas luego son cortadas y deformadas internamente por fallas de basamento que levantan los bloques que actualmente configuran la Cordillera Frontal. El crecimiento de la cordillera y los fenómenos asociados al flat-slab, cambian las condiciones de compresivas a transcurrentes en el Mioceno medio, lo que favorece el emplazamiento de grandes zonas de alteración. Las fallas compresivas son selladas por un volcanismo poco voluminoso y el frente de deformación migra al este, hacia la Precordillera y Sierras Pampeanas. El estilo estructural es de piel gruesa, principalmente vergente al este durante el Mioceno, pero con importantes fallas de vergencia opuesta, interpretadas como retrocorrimientos. Los grandes bloques de basamento cristalino del Paleozoico superior al Triásico absorben poco acortamiento horizontal, pero generan un fuerte levantamiento topográfico producto del alto ángulo de las fallas.

ESEG-3: Arquitectura cortical del margen andino combinando datos estructurales y modelos geofísicos

Caracterización sismotectónica de la Cordillera de la Costa en Chile Central, entre los 32.5° y los 33.9°S, mediante tomografía sísmica pasiva

Andrea Paz Navarro-Aránguiz[1], Diana Comte[1,2], Marcelo Farías[3], Steven Roecker[4].
(1) Departamento de Geofísica, Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(2) Advanced Mining Technology Center, Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(3) Departamento de Geología, Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(4) Earth and Environmental Sciences, Rensselaer Polytechnic Institute, Troy, NY, USA, Troy, NY, USA

En Chile, se ha propuesto que la subducción, junto con factores como el clima y la geología, generan márgenes que caracterizan el territorio, a una escala no geológica, en erosivo al norte y acrecionario al sur; teniendo como punto divisorio la subducción de la dorsal de Juan Fernández a los 32.5°S.

El presente estudio se enmarca justamente en la zona de transición de margen erosivo a acrecionario, donde el 24 de abril del 2017 ocurrió un sismo interplaca Mw 6.9 frente a las costas de Valparaíso, ubicándose el hipocentro a unos 24 km de profundidad; dicho sismo fue precedido por un enjambre de más de 130 sismos y seguido por una serie de réplicas, lo que constituyó condiciones favorables para la instalación de 40 estaciones sismológicas temporales que registraron esta sismicidad anómala desde abril a noviembre del 2017. A partir de estos registros se detectaron los tiempos de llegada de las ondas de cuerpo de 6030 sismos y se realizó una tomografía sísmica, con el fin de caracterizar el prisma de acreción y las estructuras bajo la Cordillera de la Costa.

Los resultados otorgados, que evidencian un marcado contraste de Vp/Vs a una profundidad entre 50 a 60 km coincidente con el downdip de los sismos interplaca inversos, indicarían que la región anómala que llega al punto del downdip responde a una dinámica relativa a un complejo acrecionario de subducción. Esto supondría que las anteriores caracterizaciones de la cuña en el área de estudio, las cuales la ubican en la Cuenca de Valparaíso, corresponderían al pro-lado del prisma, siendo este más extenso al abarcar completamente la Cordillera de la Costa; de hecho, la disposición homoclinal hacia el E de las secuencias Mesozoicas de este orógeno corresponderían a lo esperado en el retro-lado de una cuña. Lo anterior sería el resultado del desarrollo de un sistema de acreción basal cuyo tope estaría en el desacople friccional entre las placas a unos 60 km de profundidad e induciría la acreción de material extraído de zonas más altas de la cuña por el efecto de la erosión por subducción. Este último proceso sería el responsable de la migración del arco y del movimiento de la cuña hacia el Este, incorporando en ella los arcos magmáticos precedentes, produciendo además discordancias internas en las secuencias Mesozoicas coincidentes con dicha migración; de este modo, la actual Cordillera de la Costa correspondería a la cuña orogénica generada por la subducción desde sus inicios en el Devónico Superior.

ESEG-3: Arquitectura cortical del margen andino combinando datos estructurales y modelos geofísicos

Relaciones geológicas y geofísicas sobre la estructura cortical en el margen Andino

Gabriel Orozco[1], Andres Tassara[1], Sebastian Garrido[1], Javiera Gerding[1], Fernanda Lopez[1], Matias Carvajal[1].
(1) Doctorado en Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Químicas, Universidad de Concepción

1. Introducción

El cordón Andino es considerado como el ejemplo más importante de orogenia asociada a un sistema de convergencia de una placa oceánica bajo una continental. A lo largo de todo el margen Andino, el proceso de acortamiento actúa mediante mecanismos similares, los que contemplan la necesidad de sistemas de fallas cabalgantes de pendiente variable, capaces de acomodar efectivamente el acortamiento en engrosamiento al interior de la corteza. En torno a los 20°S se presenta una región de máxima elevación, localizada en el plateau del Altiplano-Puna. En esta latitud, el orógeno además presenta su máxima expresión lateral, alcanzando el frente activo de deformación una distancia de ca. 1000 km hacia el este de la fosa. Estas características reunidas, entre otras, indican que los Andes Centrales son un ejemplo extremo de un sistema orogénico de alto acortamiento y engrosamiento.

Otro rasgo notable de la cadena Andina, es la variación latitudinal de estas características, pese al registro aun escaso de mediciones netas del acortamiento, debido a dificultades geológicas aun no completamente resueltas. Sin embargo, los datos disponibles indican que el acortamiento presenta al menos un orden de magnitud mayor en los Andes Centrales, respecto a los Andes del Sur, presentando valores de 300-350 km a los 15-25°S en los Andes Centrales, 20-50 km a los 30-35°S en la transición hacia los Andes del Sur, y menos de 20 km en los Andes Norpatagónicos a los 35-45°S (Horton, 2018).

Desde la geofísica, el modelo de Tassara y Echaurren (2012) presenta, a partir de la integración de datos geofísicos, detalles geométricos de la estructura 3D del margen Andino, los que permiten cuantificar entre otras cosas, las variaciones del espesor cortical.

2. Relación entre acortamiento geológico y engrosamiento cortical en el margen Andino

En el presente ejercicio se analiza la relación entre el acortamiento cortical y su engrosamiento (e.g. Mescua et al., 2014), a la luz de datos en publicaciones recientes. Los datos de acortamiento inferidos desde evidencias geológicas (Horton, 2018), permiten una comparación con los acortamientos inferidos desde observaciones geofísicas (Tassara y Echaurren, 2012).

Para estudiar esto, mediante un criterio de conservación volumétrica, se iguala la suma de las áreas en exceso asociadas a la topografía y raíz cortical, con la superficie acortada de la corteza original. Así, el acortamiento geofísico queda definido como S = (AT + AR) / T0, donde S es el acortamiento cortical, AT el área de la corteza topográficamente elevada sobre T0, AR el área de la raíz cortical y T0 el espesor cortical inicial. Este valor S puede ser comparado con los acortamientos geológicos disponibles para el margen Andino (Horton, 2018).

Empleando la topografía observada, un modelo 3D de la profundidad del Moho (i.e. el límite inferior de la corteza, Tassara y Echaurren, 2012), a través de perfiles perpendiculares a la fosa a lo largo del margen, y un rango de valores de T0 (30 - 40 km), se realiza la comparación entre los acortamientos geofísico y geológico (Fig. 1-B).

A grandes rasgos, existe una correlación entre los acortamientos expuestos por Horton (2018) con una clara disminución de los valores desde N a S. Específicamente, los resultados a distintas latitudes muestran un comportamiento dispar: entre los 18° y 21°S no existe coincidencia muy clara entre acortamiento geológico y geofísico, sin embargo permite acotar la posibilidad de T0 entre 32 y 36 km. Entre los 21 y 26°S existe una región de superposición entre ambos acortamientos con T0 > 38 km. Entre los 25° y 30°S se expresa la mayor disimilitud entre los valores de T0, sobrepasando los 40 km a los 26°S y alcanzando 32 km a los 30°S. Al sur de los 31° S, disminuye el acortamiento y existe coincidencia entre acortamiento geológico y geofísico, acercándose a un valor de T0 cercano a 38 km. Empleando un T0 intermedio (e.g. 35 km), en algunas regiones se observa un acortamiento geológico inferior al geofísico, evidenciando la necesidad de una corteza pre engrosada al norte de los 19°S y entre 21° los 26°S. Por otra parte, tanto entre los 20° y 21°S, y en torno a los 30°S, el acortamiento geológico es superior al predicho por los datos geofísicos.

ESEG-3: Arquitectura cortical del margen andino combinando datos estructurales y modelos geofísicos

3. Análisis del grado de compensación isostática del margen andino

El problema del sostenimiento mecánico de Los Andes, se asocia a la compensación entre el peso de la anomalía orogénica y la restitución isostática que ejerce la astenósfera sobre la raíz cortical. El primer término puede ser descrito por el peso W = g • ρc • h que ejercen los macizos de topografía h y densidad ρc. El segundo término se obtiene de considerar a la raíz cortical de profundidad r, como un exceso de corteza respecto a su espesor general, el que provoca sustentación debido al contraste de densidades entre el manto y la corteza B = g • (ρm-ρc) • r. Igualando ambas expresiones, se obtiene una estimación de la topografía que esta configuración sería capaz de sostener en caso de estar isostáticamente compensada: hc = r •(ρm-ρc) / ρc.

Empleando la topografía, una estimación 3D de la geometría y profundidad del Moho (i.e. el límite inferior de la corteza, obtenido de Tassara y Echaurren, 2012), y valores de densidad de 2.8 g/cm3 y un rango entre 3.25 y 3.35 g/cm3 respectivamente para corteza y manto, se procede a comprobar el grado de compensación entre estas fuerzas (Fig. 1-A). Los resultados preliminares arrojan una tendencia a la sobrecompensación isostática (i.e., lugares donde la raíz cortical es más profunda que la esperada, o bien la topografía es menor) en el segmento entre los 18° y 21°S, y también entre los 28° y 33°S, y algunas donde por el contrario, se aprecia, aunque más débilmente subcompensación (i.e., lugares donde la raíz cortical es más somera que la esperada, o bien la topografía es mayor), como el segmento al sur de los 33°S.

4. Discusión

Es importante señalar que el modelo de acortamiento geofísico es altamente sensible a la elección del parámetro T0. Dado que la historia de convergencia de este margen contempla varios ciclos orogénicos previos (e.g. Ramos et al., 1986; Charrier et al., 2007; Hervé et al., 2007; Ramos, 2010), los que podrían haber dejado una corteza inicial engrosada o adelgazada, como impronta de su historia geológica; por ejemplo, el terreno de Cuyania, proveniente de Laurentia durante el Ordovícico, evidenciado actualmente por rocas carbonatadas de plataforma y rocas de corteza oceánica máfica en la Precordillera a los 30°S (Keppie y Ramos, 1999; Ramos, 2010), dónde el segundo tipo de roca explicaría la anomalía a dicha latitud, debido a que son menos compresibles. De esta manera, se consideraría deseable que junto con indicarse el valor de T0, también se estudie el tiempo inicial (t0) en que comenzó la deformación que originó el acortamiento.

Comparando los resultados anteriores con el grado de compensación isostática, se aprecia una relación espacial en las anomalías: en los segmentos orogénicos entre los 20 y 21°S y en torno a los 30°S, que se observan isostáticamente sobrecompensados, también presentan grados de acortamiento geológico mayores que los predichos por la geofísica. Por su parte, en los sectores mejor compensados isostáticamente, entre los 21 y 26°S y al sur de los 31°S, se aprecia una relación más estrecha entre los grados de acortamiento geológico y geofísico.

En términos generales, ambas aproximaciones consiguen describir en términos generales, las relaciones presentes tanto en la morfología, como en la geología del margen Andino. Las anomalías que persisten tanto en la compensación isostática, como entre las observaciones de acortamiento obtenidas desde observaciones geológicas y geofísicas, sugieren la acción de procesos tectónicos adicionales que juegan un rol en el acortamiento de márgenes convergentes, como el de Sudamérica occidental y que modifican el valor del espesor cortical inicial. Aunque estos deben explorarse más profundamente, procesos como delaminación cortical (e.g. Liang et al., 2014), o una corteza previamente engrosada o adelgazada producto de la historia geológica (e.g. Mescua et al., 2014), parecen candidatos razonables a intentar explicar las anomalías persistentes en este sistema.

Referencias

CHARRIER, R.; PINTO, L. & RODRÍGUEZ, M.P. 2007. Tectonostratigrapic evolution of the Andean Origen in Chile. The Geology of Chile. Moreno, T & Gibbons, W. The Geological Society: 414 pp. London

HERVÉ, F., PANKHURST, R., FANNING, M., CALDERÓN, M., YAXLEY, G. 2007. The South Patagonian batholith: 150my of granite magmatism on a plate margin. Lithos 97, 373-394.

HORTON, B. K. 2018. Tectonic regimes of the central and southern Andes: Responses to variations in plate coupling during subduction. Tectonics, 37, 402–429.

KEPPIE, J. D., AND RAMOS, V. S. 1999. Odyssey of terranesin the Iapetus and Rheic Oceans during the Paleozoic,in Ramos, V. S., and Keppie, J. D., eds., Laurentia-Gondwana connections before Pangea: Boulder, CO,Geological Society of America Special Paper

ESEG-3: Arquitectura cortical del margen andino combinando datos estructurales y modelos geofísicos

336, p.267–276.

LIANG, X., E. SANDVOL, S. KAY, B. HEIT, X. YUAN, P. MULCAHY, C. CHEN, L. BROWN, D. COMTE, P. ALVARADO. 2014. Delamination of southern Puna lithosphere revealed by body wave attenuation tomography, J. Geophys. Res. Solid Earth, 119, 549–566.

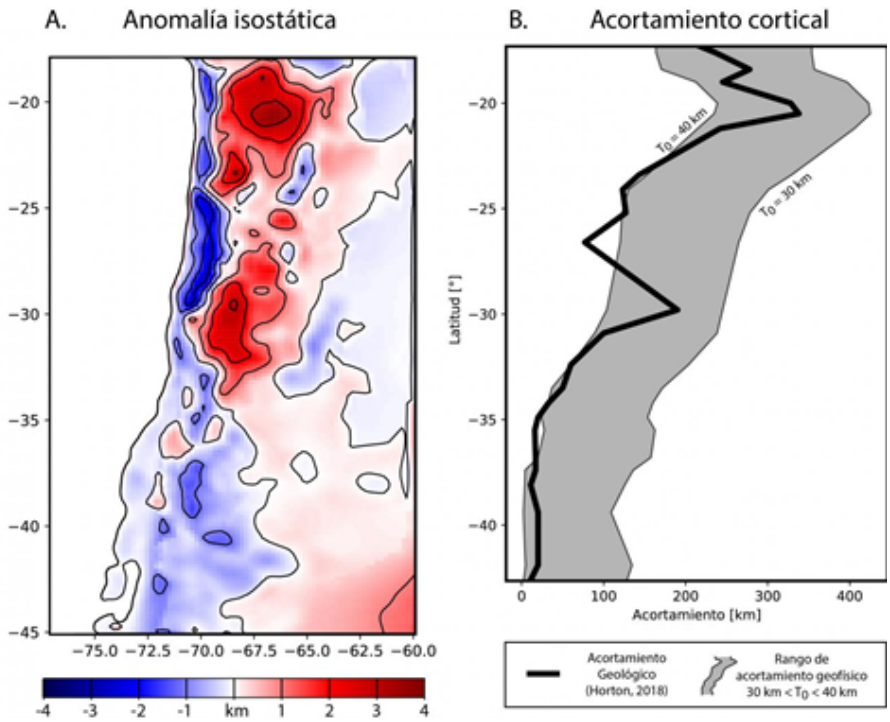
MESCUA, J.; GIAMBIAGI, L.; TASSARA, A.; GIMENEZ, M.; RAMOS, V. 2014. Influence of pre-Andean history over Cenozoic foreland deformation: Structural styles in the Malargue fold-and-thrust belt at 35 S, Andes of Argentina. Geosphere. 10.

PAVLIS, N. K., HOLMES, S. A., KENYON, S. C., FACTOR, J. K. 2008. An Earth Gravitational Model to Degree 2160: EGM2008. EGU General Assembly 2008, Vienna, Austria, April 13-18

RAMOS, V. 2010. The Grenville-age basement of the Andes. Journal of South American Earth Sciences, 29, 77–9

RAMOS, V.; JORDAN, T.; ALLMENDINGER, R.; MPODOZIS, C.; KAY, S., CORTÉS, J. & PALMA, M. 1986. Paleozoic terranes of the central Argentine-Chilean Andes. Tectonics, 5(6), pp.855–880

TASSARA, A., ECHAURREN, A. 2012. Anatomy of the Andean subduction zone: three-dimensional density model upgraded and compared against global scale models. Geophys. J. Internat., 189: 161-168.



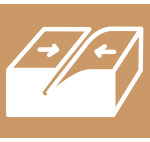
A. Anomalía isostática del margen Andino entre los 18° y 45°S. Corresponde a la diferencia entre la topografía predicha por la compensación isostática de la raíz cortical, y la topografía real. Consultar la sección 3 para detalles. B. Comparación entre el acortamiento cortical del margen Andino predicho en base a datos geofísicos, y las estimaciones geológicas de acortamiento disponibles para este segmento. Consultar detalles en la sección 2.

ESEG-3: Arquitectura cortical del margen andino combinando datos estructurales y modelos geofísicos

Fallamiento normal paleógeno en la zona litoral de la Cordillera de la Costa del Gran Concepción, sur de Chile 36,7-37,2°S

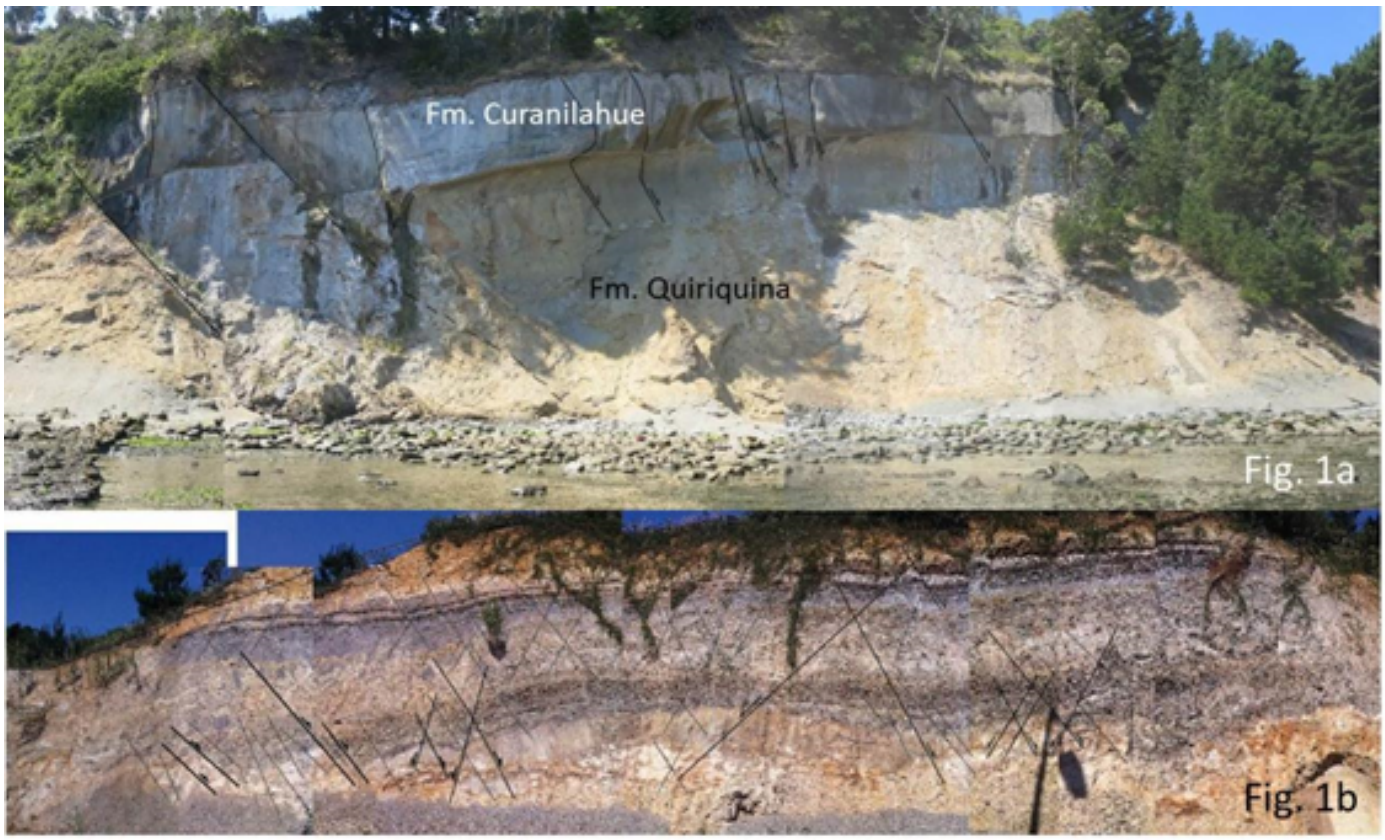
Jorge Andres Quezada[1], Valentina Espinoza[1], Karen Diaz[1], Diego Rodriguez[1].
(1) Ciencias de la Tierra, Ciencias Quimicas, Universidad de Concepcion

1 Introducción En la zona litoral de la Cordillera de la Costa del Gran Concepción, existen fallas normales que afectan a rocas paleozoicas, cretácicas y eocenas cuyo origen y edad son desconocidos hasta el momento. Estas estructuras se pueden observar en las cercanías del Gran Concepción desde 25 km por el norte en las localidades de Tomé y Península de Coliumo; en las ciudades de Concepción y Talcahuano (36,8°S), y 25 km por el sur en la ciudad de Coronel, y más al sur aún en las localidades de Lota, Laraquete y en toda la Península de Arauco hasta la ciudad de Lebu (37,6°S). Este trabajo tiene como objetivo general precisar la edad y origen de estas estructuras. Para ello, se han efectuado y se siguen realizando diferentes campañas de terreno en las que se describen estas estructuras, midiendo la disposición espacial de la estratificación y fallas, determinando la unidad más joven que pueda ser cortada por estas estructuras y poniendo énfasis en deformación sintectónica. Como limitantes para realizar este estudio, se tiene que es un área urbana o de conexión inter urbana, con un desarrollo inmobiliario importante y un clima húmedo que provoca un desarrollo importante de vegetación y una intensa meteorización de las rocas que limita la cantidad y tamaño de los afloramientos. No obstante lo anterior, las actividades antrópicas han generado pequeños cortes en caminos y laderas que permiten una exposición de rocas y estructuras, las que deben ser rápidamente observadas ya que en pocos años se cubren con vegetación, obras o flujos aluvionales o de detritos. Existen cuatro unidades litológicas principales en la zona que pueden dividirse en basamento y cobertura sedimentaria. El basamento se compone del Batolito Costero del Sur (Hervé et al., 1988), compuesto principalmente por tonalitas y granodioritas de edad Carbonífero superior y la Serie Oriental del Basamento Metamórfico (Aguirre et al., 1972), compuestas por pizarras, metapelitas y metarenitas, también del Carbonífero superior que son instruidas por las rocas graníticas del Batolito Costero del Sur. El Batolito Costero del Sur es la unidad que tiene mayor distribución en la Cordillera de la Costa de la zona, mientras que la Serie Oriental se distribuye principalmente en la vertiente occidental. La cobertura sedimentaria se distribuye sólo en la franja litoral y se compone de la Formación Quiriquina (Biró, 1982), compuestas principalmente por areniscas marinas fosilíferas del Cretácico Superior, y la Formación Curanilahue (Muñoz-Cristi, 1956), compuestas por areniscas y lutitas con mantos de carbón del Eoceno inferior. Estas dos unidades sedimentarias se disponen en paraconformidad entre sí y en inconformidad sobre las rocas del basamento ígneo y metamórfico. Hasta el estado actual del conocimiento, se ha podido observar que existen fallas normales con rechazo vertical variable (centimétrico, métrico, decimétrico y decamétrico) cuyo efecto es provocar basculamiento de bloques, evidenciado por la estratificación inclinada de los estratos de la cobertura sedimentaria. La existencia de fallas normales es bien conocida en las minas de Coronel y Lota así como en la ciudad de Concepción y en el acantilado de Cocholgüe en Tomé. Al afectar también a rocas del basamento granítico y metamórfico, la tectónica es de piel gruesa. 3 Sistemas de fallas Las principales estructuras que se presentan son bloques basculados en dominó, hemigrábenes con la presencia de pliegues roll-over y estratos de crecimiento y algunos horst y graben. En la ciudad de Concepción destacan cerros islas que constituyen dos bloques elongados (E-NE-W-SW) que conforman los cerros Chepe-Chacabuco y Amarillo-La Pólvora limitados por las fallas La Pólvora y Chepe-Chacabuco. La orientación de la estratificación es similar en estos bloques N40-60°E/15-20°NW. Los planos de falla no se observan pero si en algunos casos sus escarpes que limitan por el sur estos cerros provocando un desnivel topográfico superior a 30 m. Se estima una separación vertical superior a 100m para la falla Chepe-Chacabuco que separa los bloques Chepe-Chacabuco y Amarillo-La Pólvora. Más al norte, existen otros cerros islas en las ciudades de Concepción y Talcahuano, los cuales tienen mayor superficie y morfología en planta irregular. Diversos cortes en estos cerros, permiten observar que están afectados por muchas fallas normales pero con desplazamiento neto métrico, significativamente menor al que presentan las fallas Chepe-Chacabuco y La Pólvora y la disposición espacial de los estratos de las formaciones Quiriquina y Curanilahue es también muy variable. Hacia el norte del cerro Chacabuco en la ciudad de Concepción, existe otro cerro de mayor superficie, donde se observan rocas muy meteorizadas de la Fm Curanilahue. Se observan dos hemigrábenes uno en la parte occidental de este cerro en el sector Lomas de San Sebastián y otro en la parte oriental en el sector Bellavista. El hemigraben de Lomas de San Sebastián está compuesto por una falla normal con brecha de falla de espesor 40 cm y orientación N85°E/54°S. El bloque base situado por el norte de la falla, tiene estratificación de con manteo de baja magnitud hacia el N; mientras que el bloque techo situado al costado sur de la falla, en el sector del roll-over: N39°W/ 41° NE; mientras que más al sur la estratificación es homoclinal N25°W/41° SW. Estas últimas dos medidas constituyen entonces limbos de un antiform en el bloque techo. Esta última orientación si se compara con la N40-60°E/15-20°NW del bloque Chepe-Chacabuco situado más al sur, son en sentido opuesto y puede evidenciar la existencia de una estructura mayor. El hemigraben de Bellavista está compuesto por dos fallas paralelas cuyas trazas están separadas 4 m a nivel de piso. No se pudo medir disposición espacial verdadera pero las fallas tienen manteo aparente 80°SE en la dirección N70°E (camino) y los estratos del roll-over situados en el techo, mantean hacia el W con mayor ángulo cerca de la falla. En el cerro de gran superficie que comprende los sectores de Perales e Higueras de Talcahuano (3,5 km al NW de la zona anterior), existe en el sector Perales (en el borde sudoriental de este cerro), un graben



constituido por dos fallas antitéticas cuyos planos están separados a nivel de piso en 3 m, ambas con una separación en el manteo de 4 m. Las fallas situadas al este y occidente respectivamente tienen disposición espacial N46°E/88°NW y N79°E/63°SE, desplazan a la cobertura sedimentaria (Fm. Quiriquina y Fm. Curanilahue) y Basamento Metamórfico. Hacia el NE de este sistema la estratificación tiene una disposición espacial N50°W/10°NE. Hacia el sur por borde oriental de este cerro, a nivel de calle, existe una repetición alternante de rocas de la Fm. Quiriquina y Basamento Metamórfico con afloramientos métricos separados por densa vegetación. No se observan fallas pero la repetición de rocas permite concluir la presencia de varias fallas con desplazamiento métrico a decimétrico, pudiéndose observar sólo una falla normal en el extremo sur de este cerro N25°W/70°NE. En el extremo nororiental del cerro (1,5 km al norte del graben descrito), se observan rocas de la Fm. Curanilahue con estratificación N50°W/18°SW. Hacia el sector NE de la ciudad de Concepción, al costado de la Ruta 150 entre Penco y Tomé, se observan fallas normales que afectan a las cuatro unidades litológicas señaladas, algunas con desplazamiento métrico que constituyen grábenes, pero la falta de berma y el intenso tráfico impiden una medición segura de estas estructuras y desde el aire, se observa un hemigraben en el acantilado entre Punta de Parra y Penco. En el sector norte de Tomé en el acantilado de Cocholgüe se observa un hemigraben (Figura superior) compuesto de una falla normal que se ramifica en la parte alta de orientación N50°W/45°SW que provoca un desplazamiento métrico de las formaciones Quiriquina y Curanilahue que tiene una estratificación N43°E/13°NW en la base y techo (con excepción en la zona del roll over donde el manteo es mayor). Se observan estratos de crecimiento en la Fm. Curanilahue que constituyen la arenisca basal y un manto de carbón. Entre las ciudades de Coronel y Lota, existen fallas normales que desplazan los mantos de carbón de las minas de Lota y Schwagger. Otras fallas se observan al costado de la Ruta 160 entre ambas ciudades en el sector de Playa Negra de Coronel (Figura inferior) donde se observan una tendencia del manteo de las rocas de la Fm. Curanilahue hacia el N, afectadas por horst y graben y un hemigraben. El hemigraben está compuesto por una falla de orientación N66°W / 45°SW con desplazamiento decimétrico. Un metro hacia el norte se desarrollan otras fallas paralelas que conforman bloques basculados en dominó. Pequeñas fallas conjugadas de orientación N68°W/58°SW y N64°W/59° NE permiten determinar un σ1 vertical y σ3 de orientación aproximada NE-SW. En síntesis, se puede afirmar que en la zona del Gran Concepción existen fallas normales de orientación NW-SE y NE-SW con manteos hacia el norte y sur que constituyen una tectónica de piel gruesa. Estas fallas indican una extensión que se aproxima a la E-W. Con respecto a la edad de estas estructuras, considerando la presencia de hemigrábenes y el desarrollo de estratos de crecimiento sólo en la Formación Curanilahue, se puede concluir que estas fallas fueron activas en el Eoceno inferior. Esta extensión en el antearco andino de los ~37°S podría correlacionarse a la fase tectónica Incaica, caracterizada por una intensa compresión en los andes centrales. Relacionar procesos extensionales en el antearco y compresivos en el arco y tras arco es un proceso no trivial. Es ampliamente conocido los procesos que suceden en el arco y trasarco, pero en la zona litoral del antearco, especialmente en los Andes del Sur, es menos conocido por las limitaciones señaladas al comienzo del estudio. El conocimiento de la tectónica de esta zona es importante para conocer a cabalidad la evolución del sistema andino y este trabajo es una pequeña contribución en ese aspecto. 4. Referencias Aguirre, L., Hervé, F., Godoy, E. 1972. Distribution of metamorphic facies in Chile, an outline. Kristalinikum 9:7–19. Biro, L. 1982. Revisión y redefinición de los "Estratos de Quiriquina", Campaniano-Maastrichtiano, en su localidad tipo en la Isla Quiriquina, 36º 35' Lat. S, Chile, Sudamérica, con un perfil complementario en Cocholgue. Actas III. Congr. Geol. Chileno. A 29-64. Hervé, F., Munizaga, F., Parada, M., Brook, M., Pankhurst, R., Snelling, N., y Drake, R. 1988. Granitoids of the Coast Range of central Chile: geochronology and geologic setting. Journal of South American Earth Sciences, vol 1, 185-194. Muñoz-Cristi, J. 1956. En Yenks, W.F. (Ed.), Handbook of South American Geology, Geol. Soc. Am. Men.

ESEG-3: Arquitectura cortical del margen andino combinando datos estructurales y modelos geofísicos



Hemigrábenes que afectan a la Formación Curanilahue. Superior: Cocholgüe, altura acantilado 20 m. Inferior Playa negra Coronel, altura talud 5 m.

ESEG-3: Arquitectura cortical del margen andino combinando datos estructurales y modelos geofísicos

Campo tensorial de esfuerzos en la región Argentina de los Andes comprendida entre los 22º y 39º S

Silvana L Spagnotto[1], Laura Giambiagi[2].
(1) CONICET, FCFMyN, Universidad Nacional de San Luis
(2) Unidad de Tectónica, IANIGLA-CONICET, Mendoza, Argentina

Para esta contribución se interpretaron los tensores de esfuerzos regionales en la región Andina comprendida entre los 22º y 39ºS y 71º y 63ºO, partiendo de los datos sismológicos publicados. Para ello se aceptó la premisa de que la dirección del deslizamiento (*slip*) que ocurre durante un sismo responde a las condiciones de estrés en la localización del evento (campo de esfuerzos *in situ*). Las orientaciones de los planos de fallas y las direcciones de deslizamiento obtenidas en una población de mecanismos focales pueden usarse para determinar las direcciones de esfuerzos principales regionales (σ1, σ2, σ3) mejor ajustadas y la razón R = (σ2-σ1) / (σ3-σ1) si suponemos estrés uniforme en la región donde realizamos el cálculo. Un grupo grande de mecanismos focales promedia la posibilidad de que ocurra una falla en zonas de debilidad preexistentes de cualquier orientación. Para el análisis, se recopilaron 1293 mecanismos focales reportados en la literatura, en los Andes, y se clasificaron cinco grandes áreas: arco volcánico sur, cuenca Cuyana, placa plana, Puna sur y Puna norte. Dentro de cada área se discriminaron sectores con características geológicas distintivas. Para cada sector se calculó el tensor reducido de esfuerzos. El sector del arco volcánico sur está caracterizado por un campo de esfuerzos de strike-slip puro. En el sector de la cuenca Cuyana se distinguen dos regiones, la occidental y sur con un régimen de strike-slip y la nororiental con un régimen compresivo puro. En el sector de la placa plana el régimen es compresivo en todas las áreas, pero varía la dirección de máximo esfuerzo entre NO a E-O. Entre este sector y el de la cuenca Cuyana se observa un silencio sísmico coincidente con el borde nororiental de la cuenca. En el sector de la Puna sur, el comportamiento responde a un régimen de strike-slip con una concentración de la sismicidad a lo largo de los lineamientos regionales de rumbo NO. Hacia el este, el sector sur del frente de deformación está caracterizado por un régimen compresivo puro con dirección de máxima compresión ONO; mientras en el sector norte no hay densidad suficiente de datos como para definir el régimen de esfuerzos. Entre la Puna sur y norte se encuentra una gran área con un silencio de grandes sismos, coincidente con el silencio sísmico en la placa subducida. El sector oriental de la Puna norte responde a un régimen compresivo con una variable orientación del eje máximo de esfuerzos.

ESEG-4: Evolución tectónica del arco de Scotia en Sudamérica y la Península Antártica

Late Cenozoic brittle deformation in the Southern Patagonian Andes: record of plate coupling/decoupling during variable subduction?

Vanesa Barberon[1], **Sue Christian[2]**, Matias Ghiglione[1], Gonzalo Ronda[1], Eugenio Aragon[1].
(1) geosciences, UBA, buenos aires, argentina
(2) geology, UBFC

The Andes of southern Patagonia experienced a Miocene shift towards faster and higher angle subduction followed by the approach and collision of the Chile oceanic ridge. We present a kinematic study characterizing palaeostress fields computed from brittle tectonics, to better constrain upper-crustal deformation during this complex scenario. Although previous studies already suggested variable kinematics, it is striking that in a long-lasting subduction environment, the computed palaeostress tensors are mostly strike-slip (55%) widely distributed in the Basement domain, while 35% are extensional, and only 10% compressive, which are concentrated along a main frontal thrust. Cross-cutting relationships and syn-sedimentary deformation indicates that a long-lived strike-slip regime was punctuated by a lower Miocene extensional event in the foreland before the main compressional event. In details, the brittle deformation recorded in the Southern Patagonian Andes, between Lago Buenos Aires and Lago Burmeister, shows general strike-slip predominance in the basement domain, probably developed during Neogene oblique subduction. Evidence of syn-sedimentary normal faulting in lower Miocene rocks reflects an extensional palaeostress field coeval with low sedimentation rates, which could have taken place during an early Miocene event of plate decoupling. Afterward, the SPA underwent a last compressional phase together with a tenfold increase in sedimentation driven by plate coupling, a consequence of the approach and collision of hot and young oceanic crust. The results are discussed in contrasting geodynamic models of plate coupling/decoupling *vs.* direction and rate of convergence of the subducting plate, to explain the main mechanisms that control back-arc deformation.

ESEG-4: Evolución tectónica del arco de Scotia en Sudamérica y la Península Antártica

The uplift of the Ellsworth Mountains, Antarctica: insights from zircon (U-Th)/He analyses

Joaquin Bastias[1], William Guenthner[2], Fernando Poblete[3], Paula Castillo[4], Rodrigo Fernandez[5], Richard Spikings[1], Francisco Hervé[5,6].
(1) Department of Earth Sciences, University of Geneva, Geneva, Switzerland
(2) Department of Geology, University of Illinois, Urbana-Champaign, USA
(3) Instituto de Ciencias de la Ingeniería, Universidad de O´Higgins
(4) Institut für Geologie und Paläontologie, Westfälische Wilhelms-Universität Münster, Germany
(5) Departamento de Geología, Universidad de Chile, Plaza Ercilla 803, Santiago, Chile
(6) Carrera de Geología, Universidad Andres Bello, Santiago, Chile

Mountain ranges that are completely or partially composed of sedimentary rocks constitute exceptional case studies of mountain building process. In marginal regions, the sediments are usually originated by the erosion of a previous orogen; these are deposited, deformed and uplifted to form a new mountain range, thus determining an orogenic cycle. Moreover, erosion and rock uplift are coupled processes that may provide relevant feedback on the dynamics between climate and tectonics. West Antarctica is composed of at least four crustal blocks that amalgamated during the Mesozoic. Although most of this region is covered by ice, prominent outcrops are found in the Ellsworth Mountains (EM), a glacially sculpted mountain range 350 km long and 80 km wide located in the Weddell Sea sector of West Antarctica. The EM contains a remarkable record of siliciclastic Paleozoic rocks which make the area a natural laboratory to understand processes related to the basin development - uplift and mountain formation cycle. Thermochronology provides a key tool to assess the timing and rates at which rocks approach the surface and cool as result of exhumation (uplift combined with erosion). Five samples were selected from representative and relevant locations within the stratigraphical succession of the EM and analyzed for zircon (U-Th)/He thermochronology. These new data represent a novel approach to a relevant crustal block of West Antarctica. With a few exceptions farther south of the EM, these data will be some of the first low-temperature thermochronological dates reported for the EM sedimentary succession, which will provide key constraints on the uplift of this segment of the mountain range and contribute to the understanding of the evolution of Gondwanaland and its break-up history.

ESEG-4: Evolución tectónica del arco de Scotia en Sudamérica y la Península Antártica

New field and petrological constraints on the tectonic emplacement of ophiolites in southern Patagonia (52.5-53.5°S)

Mauricio Calderón[1,2], Cristóbal Ramírez De Arellano[1,2], Julie Fosdick[3], Matías Ghiglione[4], Andrea Stevens[3], Veleda Muller[5], Fernanda Torres[1], Diego Rojo[6].
(1) Geología, Ingeniería, Universidad Andrés Bello
(2) Laboratorio de Análisis de Sólidos, Universidad Andrés Bello
(3) Center for Integrative Geosciences, University of Connecticut, Storrs, USA
(4) Instituto de Estudios Andinos IDEAN, Universidad de Buenos Aires, Buenos Aires, Argentina
(5) Laboratório de Análise de Minerais e Rochas, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, Brasil
(6) Ingeniería Civil en Minas, Ingeniería, Universidad Arturo Prat, Iquique, Chile

The Rocas Verdes basin (RVB) closure and tectonic emplacement of the ophiolites in southern Patagonia started in the latest Early Cretaceous and culminated with the collision of drifted crustal slivers against South America. In the Andean Cordillera near the Skyring and Otway sounds, in the hinterland of the Magallanes fold and thrust belt, crop out several stacks with seafloor remnants of the RVB. Most of them show one or two penetrative foliations defined by low-grade metamorphic assemblages. The metamorphosed silicic volcaniclastic rocks of the Tobífera Formation bear syn-tectonic minerals such as phengitic white mica, chlorite, albite, K-feldspar, and traces of clinozoisite-rich epidote and rutile. The mineral assemblages are consistent with intermediate-pressure and low-temperature metamorphism and deformation during the tectonic underthrusting of the RVB seafloor. The occurrence of local assemblages consisting of Ti-rich biotite, white mica, albite, and ilmenite are related to the contact metamorphism linked to the intrusion of diorite plutons in upper crustal levels. These new data constrain the depth of both the dynamic metamorphism and thermal overprinting, and together with the application of several thermochronometers, will be used to determine the timing of tectonic emplacement and exhumation of ophiolitic complexes during growth of the Andean Cordillera. **Acknowledgments:** This work was funded by FONDECYT project 1161818. Thanks to Hugo Cárdenas and his crew of the Marypaz II that made possible the field work in October 2017.

ESEG-4: Evolución tectónica del arco de Scotia en Sudamérica y la Península Antártica

Scotia Plate Dynamics: insights from seismotectonics and numerical modeling

Sue Christian[1], Matias Ghiglione[2], Matthieu Branellec[3], Aude Mazuel[4], Sandrine Roy[5], Vaness Barberon[2], Joseph Martinod[5], Riccardo Vassallo[5].
(1) geology, UBFC
(2) geosciences, UBA, buenos aires, argentina
(3) pau univ., france
(4) brest univ, france
(5) ISTerre, france

The Scotia plate and surrounding areas is a beautiful and complex geodynamic system, which accommodates the westward motion of South-America with respect to the Antarctica plate. It comprises active and fossil oceanic spreading, arc-shaped orogenic belts at the periphery of the system, crustal strike-slips and transform fault zones, extensional basins, and subductions. A careful structural analysis of the larger Scotia area based on the ETOPO1 dataset, together with a seismotectonic synthesis including stress tensor inversion (CMT dataset), and finite element numerical modeling (Shell code), allow to better characterize the current strain and stress states of this complex system. Comparisons between the actual states of strain and stress provided by focal mechanism inversions of homogeneous sectors, and the states of strain and stress modelized using numerous test-configurations, led us to investigate both the kinematic conditions at the boundaries of the system and the role of rheological parameters. The overall current stress pattern is surprisingly coherent at the scale of the South-America / Antarctica plate limit. Indeed, the tectonic complexities of the Scotia plate's surroundings induce stress variation from pure compression to pure extension, with local transpression, transtension, and pure strike-slip. Nevertheless, except on the top of the Sandwich subduction where the stress pattern is controlled by slab dynamics, the overall stress field shows a relative stability in terms of Shmax oriented E-W to NNE-SSW and Shmin oriented NW-SE to NNW-SSE. This stable stress pattern reflects the overall left-lateral motion between Antarctica and South-America plate. This study provides a new regionalization and quantification of the stress variations in the larger Scotia plate system. It rises up the matter of regional evolution from compressional zones (Andes, Sandwich subduction front), to strike-slip (Nord and South Scotia ridges), and extensional areas (Bransfield basin, Sandwich subduction back-arc), and provides new constraints to discuss the related geodynamic processes.

ESEG-4: Evolución tectónica del arco de Scotia en Sudamérica y la Península Antártica

Growth of the Patagonian Andes since the Mid Jurassic to the Present

Andrés Folguera[1], Guido Gianni[2], Cesar Navarrete[3], Andres Echaurren[4], Dario Orts[4], Lucia Fernandez Paz[4], Sofia Iannelli[4], Vanesa Litvak[4], **Alfonso Encinas[5]**.
(1) geologia, exactas, universidad de buenos aires
(2) universidad de san juan
(3) universidad juan don bosco
(4) universidad de buenos aires
(5) Universidad de Concepción

The Patagonian Andes have been constructed through several deformational stages. Thus, Jurassic within plate contractional systems has alternated with periods of extension associated with the emplacement of the Karoo-Ferrar LIP producing proto-Andean mountain systems. These deformations are explained by a particular deformational field imposed by the southward displacement of South America, the Weddell sea opening and mechanical weakening imposed by the hotspot activity. This chaotic system is replaced at the Early Cretaceous by an intra- back-arc extensional system that is inverted in the late Early Cretaceous producing a first integrated foreland basin and a broad fold and thrust belt. This exceptional development of the fold and thrust belt coincides with the eastward advance of the arc activity which is interpreted in terms of a shallow subducted slab configuration associated with a stable seismic ridge impacting at the Patagonian trench. These Cretaceous contractional structures are affected by Eocene deformations that are variable in mechanics depending on the latitude: While some segments of the fold and thrust belt are extensionally reactivated, others are contractionally reactivated. This variable behavior is interpreted as due to the oblique collision of a seismic ridge from north to south that produced slab windows alternated with segments where transform segments collided. Latest Eocene to Oligocene tectonics is characterized by widespread extension with back- and intra-arc basins and the outstanding detachment of Los Chonos fore-arc sliver. This extensional stage ends at the earliest Miocene with Atlantic and Pacific-derived transgressions that could be interpreted in terms of thermal subsidence and/or dynamic subsidence in a context of the steepening of the Nazca subducted slab. The Chonos fore-arc block accretes in early Miocene times producing a broad fold and thrust belt that reaches Central Patagonia in mid-Miocene times. This process is accompanied by mild east-ward arc migrations at the edges of the Chonos accretion zone interpreted as subducted slab shallowing. Late Miocene deformation is focused on out-of-sequence thrusts that produce the rain shadow conditions that characterize Patagonia producing strong biota changes. Mild Quaternary reactivations of the Miocene systems are the late expression of this uplift.

ESEG-4: Evolución tectónica del arco de Scotia en Sudamérica y la Península Antártica

Evolución Tectono-estratigráfica de la Cuenca de Magallanes (Austral), región de Magallanes, Patagonia Chilena

Rocio Gallardo[1], Matias C. Ghiglione[1].
(1) Departamento de Geología , Facultad de Ciencias Exactas y Naturales , Universidad de Buenos Aires

La cuenca de Magallanes ubicada al extremo sur de América del Sur, ha evolucionado geológicamente desde el Jurásico medio hasta el Neógeno como una cuenca de antepaís asociada a carga tectónica. El depocentro suroccidental de la cuenca fue caracterizado mediante información sísmica 2D, geofísica de pozos, registro de columnas estratigráficas y dataciones. Se reconoce así en su evolución un estadio de Rifting, Post-rift y etapa de Foreland.

Etapa de Rift. Corresponde a rocas volcánicas depositadas entre el Jurásico medio a Cretácico inferior, sobre un basamento de edad Cámbrico sometido a extensión en dirección NW-SE. Se reconocen varios grabens en un amplio depocentro de dirección NW-SE de fuerte pendiente al SW, con su eje ubicado en el sector de Isla Riesco-Península Brunswick. La potencia de estas rocas registrada en subsuelo alcanza a los menos los 1392 m (norte de Tierra del Fuego), y su desarrollo temporal puede acotarse entre los 178 y 134 Ma. El marker sísmico que define el techo de Jurásico se reconoce como un reflector de buena continuidad areal y de alta amplitud, en general de fácil identificación en el registro sísmico.

Etapa de Post-Rift. La unidad de sag-termal del Cretácico inferior constituye una potente secuencia marina, cuyos techos formacionales observados reconocen un marcado patrón ascendente de los reflectores hacia el este y norte. Se acumulan en un depocentro cuyo eje es de dirección NW-SE y pendiente al suroeste, localizando su parte más profunda al este del sector de Isla Riesco-Península Brunswick. Sísmicamente se reconocen las unidades del Cretácico superior dispuestas en pinch-out sobre unidades cretácicas infrayacentes, erosionando unidades más jóvenes hacia el este y noreste. Hacia el oeste de la cuenca en el área de Isla Riesco y Peninsula Brunswick.

Etapa de Foreland. A partir del Cretácico superior se reconocen cuatro sucesivos estadios de foreland. Mapas isobáticos muestran un depocentro de orientación NW-SE cuyo eje se establece en entre Esperanza-Manzano y sur de Bahía Inútil, desplazándose progresivamente hacia el este y norte, para finalmente continentalizar la sedimentación hacia el Mioceno. El horizonte sísmico que marca el inicio de la depositación (base de la Formación Lutitas Arenosas) se reconoce como un horizonte sísmico de carácter regional, que representa una superficie de onlap en pinch-out sobre el margen alzado de la cuenca hacia el este.

ESEG-4: Evolución tectónica del arco de Scotia en Sudamérica y la Península Antártica

Structure of the Seno Otway-Tranquilo Fold and Thrust belt (52° - 54°S), Southern Patagonian Andes

Rocio Gallardo[1], Matias C Ghiglione[1], Mauricio Calderon[3,2], Cristobal Ramirez De Arellano[3,2], Andrea L Stevens Goddard[4], Julie C Fosdick[4], Diego Rojo [5].
(1) Departamento de Geología , Facultad de Ciencias Exactas y Naturales , Universidad de Buenos Aires
(2) Laboratorio de Análisis de Sólidos, Universidad Andres Bello, Santiago, Chile
(3) Geología, Facultad de Ingeniería, Universidad Andres Bello, Santiago, Chile
(4) Department of Geography and Center for Integrative Geosciences, University of Connecticut, Tucson , USA
(5) Ingeniería Civil en Minas, Ingeniería, Universidad Arturo Prat, Iquique, Chile

We present an appraisal of structural domains in the SPA (Southern Patagonian Andes) region between Seno Otway and Tranquilo, Magallanes, Chile. The structures develop from west to east in a thick-skinned basement domain and a hybrid thick- and thin-skinned systems in the FTB (internal and external fold and thrust belt, respectively) similarly to SPA regional domains. When following the major structural trends from other segments of the Fuegian-SPA towards this sector, a major structural singularity is the appearance of an external thin-skinned fold and thrust belt involving and exposing the whole Cenozoic basin column. The basement domain includes late Paleozoic-Jurassic successions in vertical thrust sheets, and tight to recumbent folding indicative of strong shortening, probably associated to stages of block collisions during Rocas Verdes basin closure. The internal domain of the FTB can be followed from the northern trends, although here faulting prevails over folding and Campanian-Maastrichtian sequences are structurally involved, a striking difference with the Última Esperanza sector, where those sequences have been unroofed. The external belt includes lower Cretaceous and Eocene west-dipping detachments, dividing two uncoupled structural levels. Growth strata geometry in multiple Eocene to Miocene levels indicate a deformational control in sedimentation that is very revealing of at least three Cenozoic tectonic uplift pulses. In summary, several distinctive structural and stratigraphic features of this region, such as involvement of the entire Cretaceous-Cenozoic sequences in the FTB and the presence of growth strata give light to the regional tectonic history of the SPA.

ESEG-4: Evolución tectónica del arco de Scotia en Sudamérica y la Península Antártica

Climatic induced structural reorganization of the North Patagonian Andes? Insights from U-Pb geochronology and 10Be surface exposure dating

Ezequiel Garcia Morabito[2,1], A. Beltran-Triviño[3], F. Bechis[1], M. Ghiglione[4], J. Likerman[4], V. Garcia[5], D. Yagupsky[4].
(1) IIDyPCa ,CONICET, Universidad Nacional de Río Negro, CP 8400 San Carlos de Bariloche, Argentina
(2) University of Bern, Institute of Geography and Oeschger Centre for Climate Change Research, Bern, Switzerland
(3) Universidad EAFIT, Department of Geology, Medellin, Colombia
(4) IDEAN, UBA - CONICET, Argentina
(5) La.Te. Andes SA (Geomap - CONICET)

Spatial and temporal variations in climate are hypothesized to have a significant influence on orogen behavior. Empirical studies and models, both postulate that a climatically modulated increase in erosion should force structural reorganization within an orogen, with the leading edge of deformation retracting during intervals of enhanced erosion (eg. Berger et al. 2008). Extensive glaciation, in particular, is expected to have a significant impact on orogenesis, as glaciers are efficient enough to reduce summits within a few million years. The North Patagonian Andes of South America is an optimal system for studying the interaction of climate and tectonics from this perspective. First, it has experienced extensive mountain glaciation for ~6 m.y. (Mercer and Sutter, 1982). Second, thermochronometric data constrain the exhumation pattern in the orogen and its foreland (eg .Thomson et al. 2010). Third, Neogene deposits are widespread throughout the region, and growth strata provide insight into the nature and timing of thrust-related deformation. The identification of plausible correlations between both orogen behavior and climate-tectonic interactions requires, however, that the initiation and duration of any deformation event be precisely constrained. So far, timing, rates, and spatial patterns of deformation have not been properly constrained, since numeric age control in the foreland has largely been missing. Here we add new U-Pb and 10Be surface exposure data, to constrain the structural history of this orogen, and to evaluate potential feedbacks between climate and deformation. Our results highlight: i) Contraction started no later than ~13 Ma. ii) Between 11 and 9 Ma, deformation, as recorded by growth strata, occur simultaneously throughout the entire foreland. Fragmentation of the North Patagonian foreland is, therefore, a result of widespread Late Miocene growing structures. iii) Deformation continues until 3 Ma. Afterward, it is only recorded by ~1 Ma old deformed outwash surfaces at the eastern slope of the Andes. During this time interval, deformation rates are more than one order of magnitude smaller than Late Miocene rates. iv) Finally, structural reorganization, as indicated by a reduced activity on thrust faults in the foreland, occurred during acceleration of glacial erosion at 3-2 Ma (Herman et al. 2005), highlighting a potential tectonic response to intensified glacial erosion.

ESEG-4: Evolución tectónica del arco de Scotia en Sudamérica y la Península Antártica

Structure and tectonic evolution of the South Patagonian fold and thrust belt: pairing between subduction dynamics, climate and tectonic deformation

M. Ghiglione[1], V. Barberon[1], M.E. Ramos[1], J. Tobal[1], E. Garcia Morabito[2], R.J. Suarez[1], J. Martinod[3], C. Sue[4].
(1) Instituto de Estudios Andinos IDEAN (Universidad de Buenos Aires - CONICET), Buenos Aires, Argentina.
(2) IIDyPCa ,CONICET, Universidad Nacional de Río Negro, CP 8400 San Carlos de Bariloche, Argentina
(3) ISTerre, Université de Savoie Mont-Blanc, 73376 Le Bourget du Lac cedex, France
(4) Chrono-environnement, CNRS-UMR6249, Université de Franche-Comté, 16 route de Gray, 25030 Besançon cedex, France

We present an appraisal of structural domains in the SPA (Southern Patagonian Andes) between 46° and 52°S, recognizing a thick-skinned BD (Basement domain) and a hybrid thick- and thin-skinned systems in the FTB (fold and thrust belt).

Two major structural segments can be clearly defined north and south of 48°30´: (1) Northern segment: With a steady orogenic width of around 340-360km, is characterized by a well-developed basement domain, and a narrow FTB. The inner domain of the FTB is very narrow.

The comparison of our geometrical data with exhumation patterns from thermochronological studies evidences important correlations: (1) The wide basement in the northern sector coincides with exhumation ages younger than 3 Ma throughout this domain. It has been proposed that this sector was dominated by highly efficient alpine glacial erosion, producing this characteristic young exhumation pattern (Thomson 2010). In terms of the critical wedge theory, enhanced erosive exhumation in the highland of the retro wedge produces active tectonic uplift of the basement domain; while the basement is constantly subdued under the critical angle, the thrust front does not advance, and the FTB is underdeveloped, in agreement with our empirical observations. (2) The abrupt and steady increase in width and shortening of the FTB towards the southern sector coincides with older basement cooling ages which indicate much reduced late Cenozoic erosion despite dominantly glacial conditions here since the latest Miocene (Thomson et al., 2010). Although orogen width does seem to be around 25% wider between 48°30´and 50°SL, it shows a gradual decline towards the south. Older exhumation ages in the Basement domain coincides with a thicker sedimentary cover and erosion focused in the retroarc, as expected by the critical wedge theory, predicting the development of a wider FTB. Thomson, S.N. et al. 2010. Nature 467:313–317.

ESEG-4: Evolución tectónica del arco de Scotia en Sudamérica y la Península Antártica

The Relation Between Neogene Denudation of the Southernmost Andes and Sedimentation in the Offshore Argentine and Malvinas Basins During the Opening of the Drake Passage

M.C. Ghiglione[1], C. Sue[2], M.E. Ramos[1], J. Tobal[1], R.E. Gallardo[1].
(1) IDEAN, UBA - CONICET, Argentina
(2) Franche-Comté University, Laboratoire Chrono-environnement, Besançon, France

Abstract The Neogene orogenic growth of the Southern Patagonian Andes has been related to the approximation and collision of a series of segments of the Chile seismic ridge, which separates the Antarctic and Nazca plates, against South America. The compiled thermochronological data consistently indicates an eastward moving trend of exhumation, were uplift of the western basement domain occurred from 34 to 15 Ma and was followed by denudation of the basement front and the fold and thrust belt between 20 and 5 Ma. There has been an assumption that tectonic growth in southern Patagonia ended in late Miocene times, largely based on the top age of the molasse deposits of the Santa Cruz Formation, spanning from 22–19 to 14 Ma. There is, however, multiple thermochronological evidence that exhumation in the hinterland continued profusely, with large volumes of rock denudated rapidly between 15 and 5 Ma, and steadily since 7 Ma. However, continental sedimentation rate was very low in the Magallanes–Austral Basin of the Southernmost Andes after 14 Ma, an effect produced by the dynamic uplift of Patagonia. Contrastingly, the upper Miocene–lower Pliocene constitutes an aggradational period very well developed in the offshore Argentine continental margin. We propose that the great volumes of sediments produced by Miocene–Pliocene denudation of the Southernmost Andes bypassed Patagonia and reached the Argentina and Malvinas basins, where they were accommodated in thick sequences with high sedimentation rates. Those sediments were distributed along the Southern Atlantic margin by sub-Antarctic currents, which propagated into the Argentine continental margin during the deepening of the Drake Passage. The sediments were probably funneled through gargantuan fluvial and glacifluvial W–E systems, similar to those preserved in Patagonia from the last glaciation, and axially through the Fuegian Andes foothills toward the offshore basins.

ESEG-4: Evolución tectónica del arco de Scotia en Sudamérica y la Península Antártica

Spreading ridge subduction and geological evolution of the Southern Patagonia: insights from analogue modelling

Joseph Martinod[1], Benjamin Guillaume[2], Matias Ghiglione[3], Christian Sue[4], Meline Salze[4], Jean-Jacques Kermarrec[2].
(1) ISTerre, Université de Savoie - Grenoble Alpes
(2) Geosciences Rennes, Université de Rennes, Rennes, France
(3) Instituto de Estudios Andinos, Universidad de Buenos Aires, Buenos Aires, Argentina
(4) Chrono-environnement, Université de Bourgogne Franche Comté, Besançon, France

The Chile spreading ridge is subducting beneath Southern Patagonia since 18 Ma. Increasingly younger and thinner Nazca oceanic plate subducted beneath that part of the Andes during the lower Miocene before ridge subduction, and an asthenospheric window opened there following the ridge subduction. These modifications in the process of subduction may explain several of the geological events that occurred in Southern Patagonia during the Neogene. We present 3D mantle-scale analogue models simulating the arrival at trench of a spreading ridge to understand its possible effects on plate kinematics, slab geometry, and on the deformation of the overriding plate. Oceanic and continental lithospheres are modeled using Newtonian viscous plates made of silicones with different densities. They initially float above glucose syrup modeling the upper mantle. We reproduce the progressive thickness-decrease of the oceanic lithosphere arriving at the trench. Experiments reveal that the subduction of a thinning plate beneath a freely moving overriding continent favors a decrease of the subduction velocity and an increase of the oceanic slab dip. When the upper plate motion is imposed by lateral boundary conditions, the evolution of the subducting plate's geometry largely differs depending on the velocity of the overriding plate: the larger its trenchward velocity, the smaller the superficial dip of the oceanic slab. A slab flattening episode may occur resulting from the combined effects of the subduction of an increasingly thinner plate and a fast overriding plate trenchward motion. Slab flattening would be marked by an increase of the distance between the trench and the volcanic arc in Nature. This phenomenon may explain the reported Neogene eastward motion of the volcanic arc in the Southern Patagonia that occurred prior to the subduction of the Chile Ridge. Moreover, models also confirm that the early Miocene episode of shortening observed in the Southern Patagonian Andes may partly result from the ridge approaching the trench, and that the end of shortening in the Southern Patagonia coincides with ridge subduction.

ESEG-4: Evolución tectónica del arco de Scotia en Sudamérica y la Península Antártica

Metamorfismo de muy bajo grado en rocas volcánicas Eocenas en península Fildes, Isla Rey Jorge, Islas Shetland Del Sur, Antártica

Daniela Paz Matus[1], Francisco Fuentes[2], Joaquin Bastias[3].
(1) Ciencias de la Tierra, Ingenería, Universidad Andrés Bello
(2) Ciencias de la Tierra, Facultad de Ingenieria, Universidad Andrés Bello, Santiago, Chile
(3) Department of Earth Sciences, Geology, University of Geneva, Ginebra, Suiza

Península Fildes se encuentra ubicada al Suroeste de la Isla Rey Jorge, esta forma parte del archipiélago Shetland del Sur, al Norte de la Península Antártica. Este conjunto de islas representan el arco volcánico generado desde el Mesozoico tardío hasta la actualidad, por la subducción de la litosfera oceánica del Pacífico y Phoenix bajo la placa continental Antártica Occidental (e.g. Haase *et al.* 2012).

Las rocas volcánicas estudiadas en la Península se ha detectado la presencia de mineralogía secundaria de muy bajo grado (e.g. Smellie, 1984).

Las condiciones termobarométricas a las que tuvo que ser expuesta la secuencia volcánica de Peninsula Fildes fue entre los ca. 0,5 kbar y 15-75°C hasta 1-2,5 kbar y ~250-300°C.Por la ausencia de prehnita, se puede establecer que la fugacidad del CO2 es ca. 0.0015. Por el estudio de las secciones delgadas y los análisis mineralógicos de DRX se reconoce que las asociaciones secundarias corresponden a: ceolita (natrolita y mesolita), filosilicatos máficos, epidota, pumpellyita, calcita, calcedonia, cuarzo y titanita, las que están asociadas a facies de Ceolita y Prehnita-Pumpellyita.

Según la relación de mineralización-metadominio se ha identificado dos etapas:

Primera etapa (baja temperatura): se caracteriza por cristalizar en los bordes de amígdalas, fenocristales de plagioclasa, piroxeno y pseudomorfos de olivino, y masa fundamental.

Segunda etapa (alta temperatura): caracterizada por ultimar el rellenado de las amígdalas y además, por fases minerales que cristalizan en fracturas de fenocristales de plagioclasa y en vetillas, lo que sugiere una interacción de fluidos de alta temperatura que fraccionaron la roca para abrirse camino.

Considerando que la mineralogía se formó sobre un contexto hidrotermal asociado a la abundante actividad plutónico-volcánico registrada en la isla se puede concluir que el hidrotermalismo es probablemente el factor más relevante para la formación de la mineralogía secundaria. Las asociaciones secundarias tienden a localizarse con una orientación NNW-SSE que parecen ser controladas por sistemas de fallas transcurrentes. De ser así, podrían relacionarse a un evento térmico registrado en la isla durante los 22-20 Ma, asociado al rifting del Estrecho de Bransfield (Tokarski, 1987). Haase et al. 2012. *Contributions to Mineralogy and Petrology, 163,* 1103-1119. Smellie et al. 1984. Br. Antarctic. Surv. Sci. Rep. 87, 85. Tokarski et al. 1987. Polish Polar Research, 8, 293-302.

ESEG-4: Evolución tectónica del arco de Scotia en Sudamérica y la Península Antártica

Low grade metamorphism and deformation in the suture of the Rocas Verdes Basin at Seno Otway and Seno Skyring region, southern Patagonian Andes (52-54°S)

Veleda Astarte Muller[1,2], Mauricio Calderón[3,4], Leonardo Fadel Cury[1,2].
(1) Departamento de Pós-Graduação em Geologia, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, Brasil
(2) Laboratório de Análise de Minerais e Rochas, Brasil
(3) Carrera de Geologia, Facultad de Ingenieria, Universidad Andrés Bello, Santiago, Chile
(4) Laboratorio de Análisis de Sólidos, Chile

Introduction

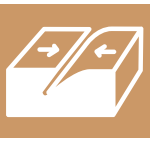
Marginal basins with oceanic lithosphere spreading can be emplaced over continental margins during collisional or accretionary orogenic events, causing obduction of ophiolites, fold and thrust belt construction and greenschist to blueschist facies metamorphism (Dilek & Furnes, 2014). In Southern Patagonia the Late Jurassic-Early Cretaceous Rocas Verdes Basin (RVB) is a rift backarc basin, filled by explosive and effusive felsic and mafic volcanic rocks caped by marine hemipelagic sediments. The RVB was closed during Late Cretaceous and inverted on the Magallanes fold and thrust belt at the South American continental margin (Dalziel, 1981; Harambour, 2002; Calderón et al., 2007; Calderón et al., 2012). Obduction mechanisms of the oceanic lithosphere of RVB and its collisional or acrettionary nature are still not well understood. The geology of Seno Otway and Seno Skyring in the South American plate reveals the current structuring of the RVB and their orogenic relationship with the Cretaceous-Cenozoic South Patagonian Batholith (SPB), the Paleozoic basement and the mid-Cretaceous to Cenozoic Magallanes foreland basin development. The lithologies show a low grade metamorphism and brittle-ductile deformation coexisting with primary structures, suggesting a subduction environment for underthrusting of the attenuated continental margin under the drifted magmatic arc. A characterization of the metamorphism, mylonitic bands and the current stratigraphy of this part of basin can help us to determine how the suture was formed at the western South America margin.

Stratigraphy

On the study area the three main units of RVB crops out and constitutes: silicic metatuffs intercalated with metassiltstones and local rhyolites of the Tobífera Formation, the rift sequence of Middle-Late Jurassic to Early Cretaceous (Pankhurst et al., 2000; Calderón et al., 2007); metabasalts, lapilli-tuffs, and metagabbros of the Sarmiento Ophiolitic Complex (SOC), the Late Jurassic to Early Cretaceous oceanic-type seafloor of the RVB (Stern et al., 1992; Calderón et al., 2007); and black slates with lenses and layers of metagraywacke of the Zapata Formation, the sedimentary infill of the basin, dated Tithonian to Neocomian by fossil records (Fuezalida & Covacevich, 1988). These units are NW-SE elongated in map view (Figure 1a) that follow the general structuring from west to east: SOC, Tobífera Fm. and Zapata Fm., constantly intercalated with basement tectonic slices by thrusts. It reflects a structural control for the current stratigraphy, and characterizes the hinterland of the Magallanes fold and thrust belt, with a remarkable interaction between high deformed basement rocks, obducted ophiolites and thrusted sheets of Tobífera and Zapata Fm. On the west, these lithostratigraphic units are limited by the South Patagonian Batholith (Hervé et al., 2007) and on the east, it gradually changes to the foreland units of the Magallanes basin.

Metamorphism and Structures

Petrographic analysis reveals that primary minerals of the rocks are often preserved, normally as porphyroclasts, and coexist with metamorphic assemblages of lower greenschist facies. The metatuffs and metasiltstones of Tobífera Fm. consist mainly of quartz and feldspar porphyroclasts and the matrix recrystallized to fine-grained white mica, quartz and opaque minerals. Some facies present zoisite and chlorite as metamorphic indicators of lower greenschist facies (Bucher & Grapes, 2011). The metabasalts are completely hydrated and are mainly composed by albitic plagioclase, actinolite, chlorite and titanite. Epidote can be present and its coexistence with actinolite and chlorite is diagnostic for greenschist facies metamorphism, near 400°C and 4 kbar (Bucher & Grapes, 2011). The presence of carbonate and white mica can indicate an initial retrograde metamorphism. Samples of lapilli-tuff preserve lithoclasts of fluidal basalts and alteration to epidote and chlorite are present, characterizing hydrothermalism at lower greenschist facies (Bucher & Grapes, 2011). Chemical mineral analysis shows the mafic rocks with high-Mg and -Ti contents, attesting for a mantle source. In pelitic rocks of the Zapata Fm. white mica is metamorphic, and metagraywacke is partly recrystallized to chlorite and carbonate, in accordance with lower greenschist facies metamorphism. The primary igneous and sedimentary structures of the analyzed rocks are preserved and recrystallization and shear bands are generally brittle-ductile. Metatuffs present fall structures as layers deformed by the impact of clasts (sags), and effusive textures as clasts that engulf the matrix. Rhyolites preserves granophyric matrix and spherulites of fast cooling. When deformed, the porphyroclasts present micro faults, undulose



extinction, less common subgrains, and quartz shadow pressure. Mylonites show S-C and S-C´ foliations; stretched, rotated and disrupted porphyroclasts, some of them present bulging, indicating deformational mechanisms in the interface between brittle to plastic conditions (Fossen & Cavalcante, 2017). In the metabasic rocks of SOC, the fabrics vary from massive to foliated. Massive ones present common fractures linked to fluid percolation and metamorphism. In Gajardo Channel, (Figure 1a) pillow structures are preserved and favored hydrothermalism, associated with carbonate-rich fluids. Foliated metamafic rocks are greenschists with a foliation defined by preferred orientated plagioclase and actinolite. Mylonitic greenschists show oriented flakes of chlorite and stretched carbonate aggregates, and remarkable rotated actinolite and titanite porphyroblasts. Slaty cleavage is characteristic on Zapata Fm., subparallel to the sedimentary bedding. The tectonic slices of Paleozoic basement, often in contact with RVB units, are composed of metasedimentary schists and quartzites under the biotite isograd, at upper greenschist facies of metamorphism. Schistosity is defined by preferred oriented quartz, white mica, biotite, and opaque minerals. Quartz and phylosilicates present common dynamic recrystallization as bulging and subgrain rotation, microstructures as boudins, microduplexes and S-C-type foliation. The schistosity is crenulated and a crenulation foliation is transposing that first, with planes parallel to axial planes of the microfolds. The structural data of foliation attitudes of the basement and the RVB units are very similar (Figure 1b, 1c), suggesting a common deformation event of N-NE vergence proved by kinematic indicators. The main plane of schistosity in the basement strikes N40W and dips 55° to SW, while foliation in the petrotectonic assemblages of the RVB have the main plane striking N30W and dipping 50° to SW. They are subparallel, and some outcrops show tectonic contacts where Tobífera thrusts basement and subparalellism between layers of both units is evident. Thereby, is suggested that crenulation foliation of the basement is correlative to the main foliation formed on the units of RVB in different forms, depending on the rheology and structural level. In addition to the structural context, statistical analysis of regional foliations shows a fold pattern with subhorizontal axes striking NW-SE. It´s due to progressive deformation on the fold and thrust belt, where folds are associated with thrusting in the thin rock sheets and are probably related to the Tobífera antiformal duplex (Fosdick et al., 2011).

Tectonic Implications

Metamorphism in the RVB units is generally uniform, at lower greenschist facies, contrasting with upper greenschist facies of the basement. At the same time, the deformation on the basin was not so strong than the basement, showing different structural levels of deformation for juxtaposed lithostratigraphic units. This evidence allows considering thrust contacts that probably sliced the basement and transported it to shallower structural levels, on the interface of sheets of the RVB units. Allochthony probably occurred in the RVB units and their basement by the advancement of the Andean orogenic front towards the continent during Upper Cretaceous, on the intermediate-shallow structural level (less than 15 km depth: Fossen & Cavalcante, 2017), forming brittle-ductile structures. Despite metamorphism is low grade, it´s present in almost all the 20 to 30 kilometers wide of the deformed strip of studied part of RVB. Temperatures for the lower greenschist facies are near 300 to 400°C, pressures can range from 2 to 8 kbar. It is a considerable grade of metamorphism for an inverted basin and the presence of mylonites and tectonic slices of a deeper deformed basement, characterize this part of the RVB as an intern orogenic zone of the Magallanes fold and thrust belt. Besides that, these rocks are located to the east of the South Patagonian Batholith, the hottest part of the orogen, enabling higher temperatures in the near environment. In this way, the wide presence of ophiolites represents the suture between drifted continental terranes and the South American cratonic margin, and low-grade metamorphism with brittle-ductile structures leads the interpretation to a collisional context of obduction from west to east, with allochthony in intermediate to shallow structural level. The high dip angles of the foliations are probably related to ancient normal faults reactivated during the contractional phase.

Acknowledgments

This work was supported by the Fondecyt research project nº 1161818 in Chile, and by the Laboratory of Rock and Mineral Analysis (LAMIR) of Federal University of Paraná, in Brazil. Special thanks to geologists Cristobal Ramírez de Arellano, Matías Ghiglione, Julie Fosdick, Andrea Goddard, Fernanda Torres and Diego Rojo by the helping during the field work and to the crew of the Marypaz II that made possible the campaign through the Patagonian fjords on October, 2017. We also thanks to all LAMIR team by the technical, financial and intellectual attendance to this research.

References

Bucher, K., Grapes, R. 2011. Petrogenesis of Metamorphic Rocks. Springer, 8 ed. p. 428. Calderón, M., Fildani, A., Herve, F., Fanning, C.M., Weislogel, A., Cordani, U., 2007. Late Jurassic bimodal magmatism in the northern sea-floor remnant of the Rocas Verdes basin, southern Patagonian Andes. Journal of the Geological Society of London 162, 1011–1022. Calderón, M., Fosdick, J. C., Warren, C., Massonne, H.-J., Fanning, C.M., Fadel Cury, L., Schwanethal, J. 2012. The low-grade Canal de las Montañas Shear Zone

and its role in the tectonic emplacement of the Sarmiento Ophiolitic Complex and Late Cretaceous Patagonian Andes orogeny, Chile. Tectonophysics 524-525, 165-185. Dalziel, I.W.D., 1981. Back-arc extension in the southern Andes: A review and critical reappraisal. Royal Society of London Philosophical Transactions A (300), 319–335. Dilek, Y., Furnes, H. Ophiolites, and their origins. Elements 10, n. 2, 93-100. Fosdick, J., Romans, B., Fildani, A., Bernhardt, A., Calderón, M., Graham, S.A., 2011. Kinematic evolution of the Patagonian retroarc fold-thrust belt and Magallanes foreland basin, Chile and Argentina, 51°30´S. Geological Society of America Bulletin 123 (9/10), 1679–1698. Fossen, H., Cavalcante, G.C.G. Shear zones – a review. 2017. Earth Science Reviews 171, 434-455. Fuenzalida, R., Covacevich, V., 1988. Volcanismo y bioestratigrafía del Jurásico y Cretácico Inferior en la Cordillera Patagónica, Región de Magallanes, Chile. In V Congreso Geológico Chileno 3, H159–H183. Hervé, F., Pankhurst, R.J., Fanning, C.M., Calderón,M., Yaxley, G.M., 2007. The South Patagonian batholith: 150 my of granite magmatism on a plate margin. Lithos 97, 373–394. Harambour, S., 2002. Deep seated thrusts in the frontal part of the Magallanes fold and thrust belt, Ultima Esperanza, Chile. XV Congreso Geológico Argentino, 3. El Calafate, Argentina, p. 230. CD ROM. Pankhurst, R.J., Riley, T.R., Fanning, C.M., Kelley, S.P., 2000. Episodic silicic volcanism in Patagonia and the Antarctic Peninsula: Chronology of magmatism associated with the break-up of Gondwana. Journal of Petrology 41, 603–625. Stern, C.R., Mukasa, S.B., Fuenzalida, R. 1992. Age and petrogenesis of the Sarmiento ophiolite complex of Southern Chile. Journal of South American Earth Sciences 6, 97-104.

ESEG-4: Evolución tectónica del arco de Scotia en Sudamérica y la Península Antártica

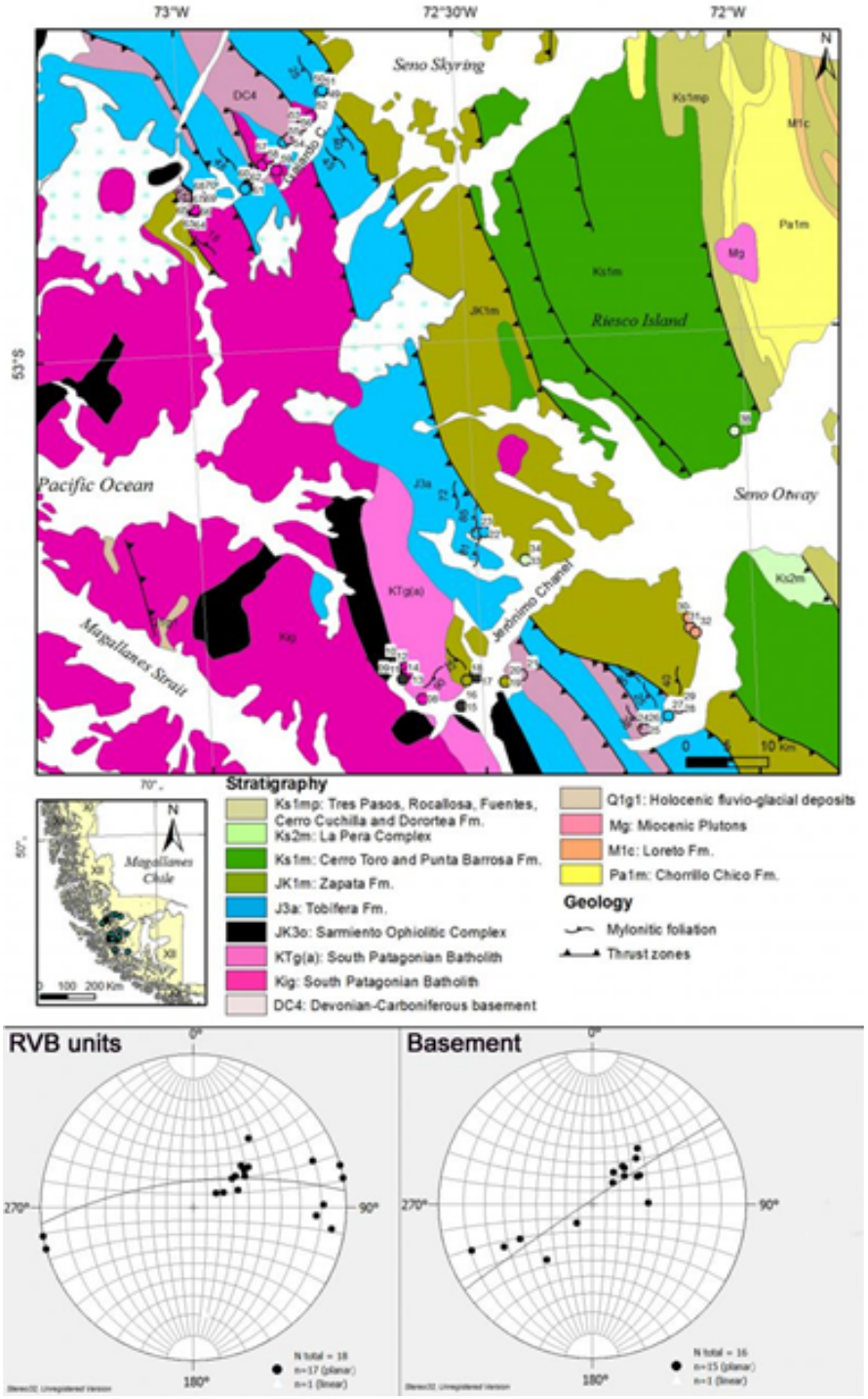


Figure 1: a) Geologic map for location of the study area, modified from SERNAGEOMIN, 2003. The numbers above the circles representing outcrops are the sample numbers that have the prefix FC17; b) stereogram for foliation poles of RVB units on the area; c) stereogram for foliation poles of basement on the area. Linear data represent the girdle of the diagrams.

ESEG-4: Evolución tectónica del arco de Scotia en Sudamérica y la Península Antártica

Evolución tectónica del sistema Patagonia-Península Antártica: una perspectiva paleomagnética

Fernando Poblete[1], Pierrick Roperch[3,2], César Arriagada[4], Cristobal Ramírez De Arellano[5], Francisco Hervé[4,5].
(1) Instituto de Ciencias de la Ingeniería, Universidad de O´Higgins, Rancagua, Chile
(2) CNRS (CNRS/INSU) UMR 6118, Géosciences Rennes, France
(3) Géosciences Rennes, Université de Rennes I, 35042 Rennes Cedex, France
(4) Departamento de Geología, Universidad de Chile, Plaza Ercilla 803, Santiago, Chile
(5) Carrera de Geología, Universidad Andres Bello, Salvados Sanfuentes 2375, Santiago, Chile

Una de las características más importantes del Arco de Scotia es la aparente simetría que existe entre la forma arqueada de la Península Antártica y el extremo sur de Sud América, en donde el rumbo de sus estructuras y principales provincias tectónicas cambia desde una orientación N-S a una orientación W-E en Tierra del Fuego. Comprender los mecanismos y la edad de formación de éstas estructuras es crítico para entender la evolución tectónica de la región, y su posible rol en el patrón de la circulación oceánica, cambio climático y dispersión de fauna. Si bien estudios paleomagnéticos sugieren que la curvatura de la Península Antártica es una estructura heredada desde al menos el Cretácico, el origen de la curvatura Patagónica es aún tema de debate. Modelos opuestos sugieren que ésta sería una estructura heredada o relacionada a tectónica de rumbo o bien producto de plegamiento oroclinal relacionada al cierre de la Cuenca de Rocas Verdes y las primeras etapas de formación de la Faja plegada y Corrida de Magallanes. Entre los 50°S y ~56°S, resultados paleomagnéticos en rocas sedimentarias y volcánicas del Cretácico Inferior confirman un evento de remagnetización durante el Cretácico Medio y registran alrededor de ~90° de rotación horaria. Rocas intrusivas de edad Cretácico medio también registran una rotación horaria significativa (>90°), sin embargo intrusivos de edad Cretácico Superior-Eoceno temprano registran rotaciones de ~45° a ~30°. Estos resultados revelan un patrón sistemático de rotaciones –el Patrón de Rotaciones Fueguino—sugiriendo que la curvatura observada en Patagonia habría ocurrido en dos etapas. Una primera etapa durante el colapso y obducción de la cuenca de Rocas Verdes durante el Cretácico medio y una segunda etapa entre el Cretácico Superior y Paleoceno, concomitante con la exhumación de Cordillera Darwin y la propagación de la faja plegada y corrida de Magallanes. La integración de estos resultados en reconstrucciones paleogeográficas, muestran a la Península Antártica como una prolongación de los Andes Fueguinos que habría actuado como un bloque rígido no rotacional, facilitando el desarrollo de la curvatura en Patagonia. Este puente de tierra podría haber facilitado la dispersión de fauna entre Australia y Sudamérica y restringido la circulación de corrientes oceánicas profundas en la región

ESEG-4: Evolución tectónica del arco de Scotia en Sudamérica y la Península Antártica

El plateau de las Malvinas: diferentes hipótesis y procesos tectónicos

Victor Alberto Ramos[1], Farid Chemale Jr[2], Maximiliano Naipauer[1].
(1) Departamento de Ciencias Geologicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires
(2) Programa de Pós-Graduação em Geologia, Universidade do Vale do Rio dos Sinos, São Leopoldo, Brasil

La evolución geológica del plateau de Malvinas estaba restringida al bloque de las Islas Malvinas, lo que daba mayor libertad para interpretar su evolución tectónica. La correlación de Keidel de las tillitas de Lafonia en Malvinas, Dwyka en Sudáfrica y Sauce Grande en Ventania permitió a Du Toit su reconstrucción paleogeográfica en 1927, quien las ubicó entre los sistemas de Ventania y el Cabo. Adie años más tarde, basado en la geología de las Malvinas corrigió su posición basado en la vergencia de deformación de los Gondwánides. Los sistemas de Ventania y El Cabo tienen vergencia al norte, rotó 180º las Malvinas y las ubicó costa afuera al este del Sistema del Cabo frente a Natal. Interpretó a las Malvinas como una "*far-travelled mass*" desplazada de su posición original durante la fragmentación eojurásica del Gondwana. Esta hipótesis había caído en desuso hasta que se realizaron a mediados de los 80' los estudios paleomagnéticos en diques de dolerita en la Isla Gran Malvina. Los paleopolos obtenidos de uno de los sitios de muestreo tenían como una alternativa factible rotar 120º las Malvinas, que sumados a la rotación relativa de 60º entre África y América del Sur, coincidía con lo propuesto por Adie. Esto llevó a interpretar por casi 30 años, que las Islas Malvinas era una microplaca, llamada Lafonia, que se había originado en África, había rotado y colisionado con América del Sur. La falta de un arco magmático en el plateau hizo que se la interpretara como un solo bloque con la Patagonia y que ambas habían sido desplazadas por la fractura Malvinas-Agulhas y su continuidad en el Sistema de Gastre en Patagonia. Estudios estructurales en este sistema han demostrado que no es una falla jurásica con 500 km de desplazamiento y que no se continúa con la fractura de Malvinas. Los nuevos análisis paleomagnéticos muestran que sólo un sitio de muestreo tiene las rotaciones que el modelo de Adie necesita. Estudios sedimentológicos y geocronológicos muestran que su procedencia es desde la Patagonia, no siendo necesarios aportes del Sistema del Cabo. Éstos junto con los nuevos datos geocronológicos del Banco de Ewing, permiten concluir que tanto las Islas Malvinas, como el Banco de Ewing, tienen una corteza continental grenvilliana similar a la del Macizo del Deseado. La hipótesis más sencilla es que el plateau de las Malvinas estuvo adosado a América del Sur, y su separación de África ha sido a través del desplazamiento transforme de la fractura de Malvinas-Agulhas.

ESEG-4: Evolución tectónica del arco de Scotia en Sudamérica y la Península Antártica

Underfilled-to-overfilled cycles in the Magallanes Foreland Basin, Chilean Patagonia: Unraveling the growth of the Southern Patagonian Andes

Huber A. Rivera[1,2], Marcelo Farias[1,2], Jacobus P. Le Roux[1], Alejandro Sanchez[3], Nestor M. Gutierrez[4].
(1) Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(2) Laboratorio de Tectónica y Paleomagnetismo, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(3) Departamento de Ingeniería de Minas, Facultad de Ingeniería, Universidad de Santiago de Chile, Santiago, Chile
(4) Centro de Investigación, Desarrollo e Innovación de Estructuras y Materiales IDIEM, Universidad de Chile, Santiago, Chile

The stratigraphic record of the Magallanes/Austral foreland basin has proved to be very sensitive to changes in the tectonic regimes, as well as climatic variability. However, the long-term evolution of the accommodation space and location of major sediment accumulation zones, the sedimentary evolution of the basin and the dynamic response of the stratigraphic cycles to steady or unsteady pulses of deformation remains uncertain. In this work, we present a multidisciplinary approach including sedimentological analysis, backstripping results and detrital zircon U-Pb geochronology of the Late Cretaceous-early Miocene strata in the Magallanes and Tierra del Fuego Provinces of the Magallanes foreland basin. The sedimentary evolution is interpreted in terms of underfilled-to-overfilled cycles and reciprocal stratigraphy throughout the proximal foredeep to distal forebulge to illustrate the different evolving stages of the stratigraphic architecture, basin dynamics, and long-term sedimentary evolution. Three second-order shallowing cycles are recognized, which can be roughly compared to overfilled cycles. However, only one true overfilled cycle is recognized during the Miocene. Almost all these cycles are represented by the progressive shift of bathyal-pelagic facies dominated by longitudinal sediment transport to shallow marine facies with sediment transport direction preferentially transversal to the basin axis, as shown, for instance, in the assemblage of the Chorrillo Chico-Agua Fresca-Tres Brazos Formations. During the underfilled phases, the detrital zircon age spectra are very narrow, compared to the final phases of each cycle, where the detrital zircon age spectra are much more variated and spread i.e. increasing proportion of Jurassic and older zircon grains. The geohistory analysis shows an accelerated subsidence from latest Cretaceous to Paleocene in the proximal foredeep but scarce to null subsidence in the forebulge zone and a progressive deceleration in the foredeep while in the distal forebulge increase the subsidence from the Eocene to early Miocene. The latter results allow us, at least partially, to questioning the link between the progradational deposits and pulses of deformation in the Southern Patagonian Andes, and considering the evolution of an orogenic wedge, we propose that decreasing contractional deformation will induce the migration of deformation front to the foreland, thus decreasing the pro-side slope to sustain the wedge stability.

ESEG-4: Evolución tectónica del arco de Scotia en Sudamérica y la Península Antártica

Pillow metabasalts at La Carmela peninsula, Lago O´Higgins (48°50´S): review and correlation with other Paleozoic metamorphic complexes of Patagonian and tectonic implications

Diego Andres Rojo[1], Mauricio Calderón[2].
(1) Ciencias de la Tierra, Ingenieria y Arquitectura, Universidad Arturo Prat
(2) Ciencias de la tierra, Ingenieria, Universidad Andrés Bello, Santiago, Chile

Introduction

The tectonic and magmatic evolution of the western margin of Gondwana can be studied on the Paleozoic and early Mesozoic igneous and metamorphic rocks of southern Patagonia. The Paleozoic basement in Aysén, Chile, is mainly composed by polydeformed turbiditic sequences with minor lenticular bodies of pillow metabasalt, marbles, and serpentinites that at present conform the Eastern Andean Metamorphic Complex (EAMC). The depositional setting for the protolith of metasediments and metabasalts of the EAMC is still a matter of study. Some hypothesis argued that sediments were deposited in a passive margin (Augustsson and Bahlburg 2003a) while others stress the possibility that sediments were deposited in an active margin setting with or without the development of a magmatic arc (Augustsson and Bahlburg 2006, 2008; Hervé et al., 2003; Calderón et al., 2016). Sparse samples of metasedimentary rocks with available detrital zircon U-Pb age data points to depositional processes active between Devonian to Triassic times (Hervé et al., 1993, 2003). The mafic and ultramafic rocks in the EAMC are scarce and only punctual outcrops have been studied. The ultramafic rocks correspond to the serpentinites of Bahia Murta (Quiroz and Belmar 2010; Quitral et al., 2015; Diaz, 2018) and the metabasalts have been studied in La Florida (Hervé et al., 1999) and La Carmela peninsula (Rojo 2017). The mafic and ultramafic rocks interleaved within the EAMC record valuable information about the mantle source of rocks and can be used to constrain the geological setting in which they have formed. The focus of this study is a 2 km2 body of pillow of metabasalts interleaved with folded and foliated metasediments at La Carmela peninsula (Fig. 1A). On basis of field, petrographic and geochemical data the origin of metabasalts is discussed.

Field data

The metabasalts at La Carmela peninsula correspond to a lenticular body of 10 meter-thick that preserve up to meter-sized pillow structures (Fig.1B, C). The contact between metabasalts and metasediments is diffuse and many times are mixed but share deformed boundaries with disrupted metabasalts blocks enveloped by a ductile deformed with sediment matrix. In the metasedimentary sequences, two foliations are recognized. The foliation S1 is NE-SW/subvertical and is defined by axial planes of isoclinal folds subparallel to the stratification (S0), while S2 N20-40°W corresponds to the axial plane of cm-sized chevron folds (Fig.1D, E). Metabasalts show tightly folded quartz veins (Fig.1D) formed probably during deformation linked to the development of S1.

Petrography and geochemistry

Metabasalts preserve a porphyritic texture and is constituted by plagioclase phenocrysts of 1 to 4mm in length and a partially recrystallized groundmass with plagioclase microliths. In general, plagioclase is euhedral to subhedral and show the characteristic tabular habit. Carlsbad and polysynthetic twins are preserved. Most plagioclase crystals are recrystallized to albite and fine-grained white mica, whereas chlorite, epidote, actinolite, and carbonate are dominant in the groundmass. Primary mafic silicates were not identified in the set of studied samples. The mineral assemblages in different metadomains of metabasalts are constituted by actinolite, chlorite, epidote, plagioclase (albite), carbonate which are characteristic minerals of the greenschist facies of metamorphism. Available geochemical data of metabasalts from La Florida (Hervé et al., 1999) and La Carmela peninsula indicate intraplate alkaline affinities for the parental magmas, with Nb/Y ~ 1 and TiO2 ~ 0.01 that according to the discrimination diagram of Winchester and Floyd (1977) can be classified as alkaline basalts. A similar result is envisaged according to discrimination diagrams of Cabanis and Lecolle (1989) and Meschelle (1986). Based on the tectonic discrimination diagram of Pearce and Cann (1973) the pillow metabasalts show affinities with oceanic island basalts (OIB). The high Zr/Y ratios ranging between 6 to 12, and the high Cr and Ni contents contrast with those of Mid-Ocean Ridge Basalts (MORB), such as those present in the accretionary complexes of western Patagonia (Denaro Complex and Chonos Metamorphic Complex), which are similar to those reported in La Modesta Formation (Moreira et al., 2005).

Discussions and Conclusions

The metabasalts bodies show similar deformation features with the metasediments and probably were tectonically juxtaposed during the first deformation phase. The geochemistry of that metabasalts of the EAMC in the Lago O´Higgins contrast with those of MORB of the accretionary complexes of western Patagonia and in the Argentine Patagonia. The OIB geochemical affinities allow considering that metabasalts of EAMC formed part of oceanic seamounts in the Panthalassa Ocean and were later incorporated into the accretionary prism of the convergent margin of Gondwana.

Acknowledgments

Proyecto Ciencia Joven Instituto Chileno de Campos de Hielo (IChCH). Proyecto Fondecyt N° 1161818.

References

Augustsson C and Bahlburg H.,2003a. Active or passive margin? Geochemical and Nd isotope constraints of metasediments in the backstop of a pre-Andean accretionary wedge in southernmost Chile (4630¢-4830¢S). In: McCann T, Saintot A (eds). Tracing tectonic deformation using the sedimentary record, vol 208. Geological Society, Special Publication, London, pp 253–268. Augustsson, C., Bahlburg, H., 2008. Provenance of late Palaeozoic metasediments of the Patagonian proto-Pacific margin (southernmost Chile and Argentina). International Journal of Earth Science, 97, 71-88. Augustsson C, Munker C, Bahlburg H, Fanning CM., 2006. Provenance of late Palaeozoic metasediments of the SW South American Gondwana margin: a combined U–Pb and Hf-isotope study of single detrital zircons. J Geol Soc Lond 163:983–995. Cabanis, B. y Lecolle, M.1989. Le diagramme La/10-Y/15-Nb/8: un outil pour la discrimination des series volcaniques et la mise en evidence de processus de melange et/ou de contamination crustale. C.R.Acad. Sci. Ser.II, 309, 2023-2029. Calderón, M., Hervé, F., Fuentes, F., Fosdick, J., Sepulveda, F., Galaz, G., 2016. Tectonic Evolution of Paleozoic and Mesozoic Andean Metamorphic Complexes and the Rocas Verdes Ophiolites in Southern Patagonia. Geodynamic Evolution of the Southernmost Andes, Springer Earth System Sciences. Hervé, F., Sepúlveda, V., Morata., 1999. Contrasting geochemistry and metamorphism of pillow basalts in metamorphic complexes from Aysen, S. Chile. Journal of South American Earth Sciences 12, p 379-388. Hervé, F, Fanning, CM, Pankhurst, RJ., 2003. Detrital zircon age patterns and provenance of the metamorphic complexes of southern Chile. J S Am Earth Sci 16:107–123. Meschede, M. 1986. A method of discriminating between of different type of mid-oceanic ridge basalt and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. Chem. Geol.,56,2017-218. Moreira, P., González, P., Fernández, R., Echeveste, H., Schalamuk, I., Etcheverry, R., 2005. El basamento de bajo grado de las Estancias La Modesta y La Josefina, Macizo del Deseado, Provincia. de Santa Cruz. Revista de la Asociación Geológica Argentina 60-1, 49-63. Pearce, J.A. and Cann, J.R. 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. Earth and Planetary Science Letters 19, 290-300. Quiroz, D. and Belmar, M., 2010. Geología del Área Bahía Murta-Cerro Sin Nombre, Región de Aisén del General Carlos Ibáñez del Campo. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica No.125, p. 1-34, mapa escala 1:100.000. Quitral, V., González, J., Schilling., M., Quiroz, D., Moncada, D., Corgne, A., 2015. Mineralogía del cuerpo serpentinítico de Bahía Murta, el más meridional de Chile. XIV Congreso Geológico Chileno, La Serena, Chile, p. 1-4. Rojo Martel, D., 2017. Génesis e implicancias tectónica de los metabasaltos del Complejo Metamorfico Andino Oriental en peninsula La Carmela y la Florida, Lago O'higgins (48°30'-49°00'), Chile. Tesis para obtener el titulo de Geologo. Universidad Andres Bello. Sepúlveda, F.A., Hervé, F., Calderón, M., Lacassie, J.P. 2008. Petrological and geochemical characteristics of metamorphic and igneous units from the allochthonous Madre de Dios Terrane, Southern Chile. Gondwana Res 13:p238–249. Winchester, J. A. y Floyd, P. A., 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. Chemical Geology, 20, 325-343.

ESEG-4: Evolución tectónica del arco de Scotia en Sudamérica y la Península Antártica

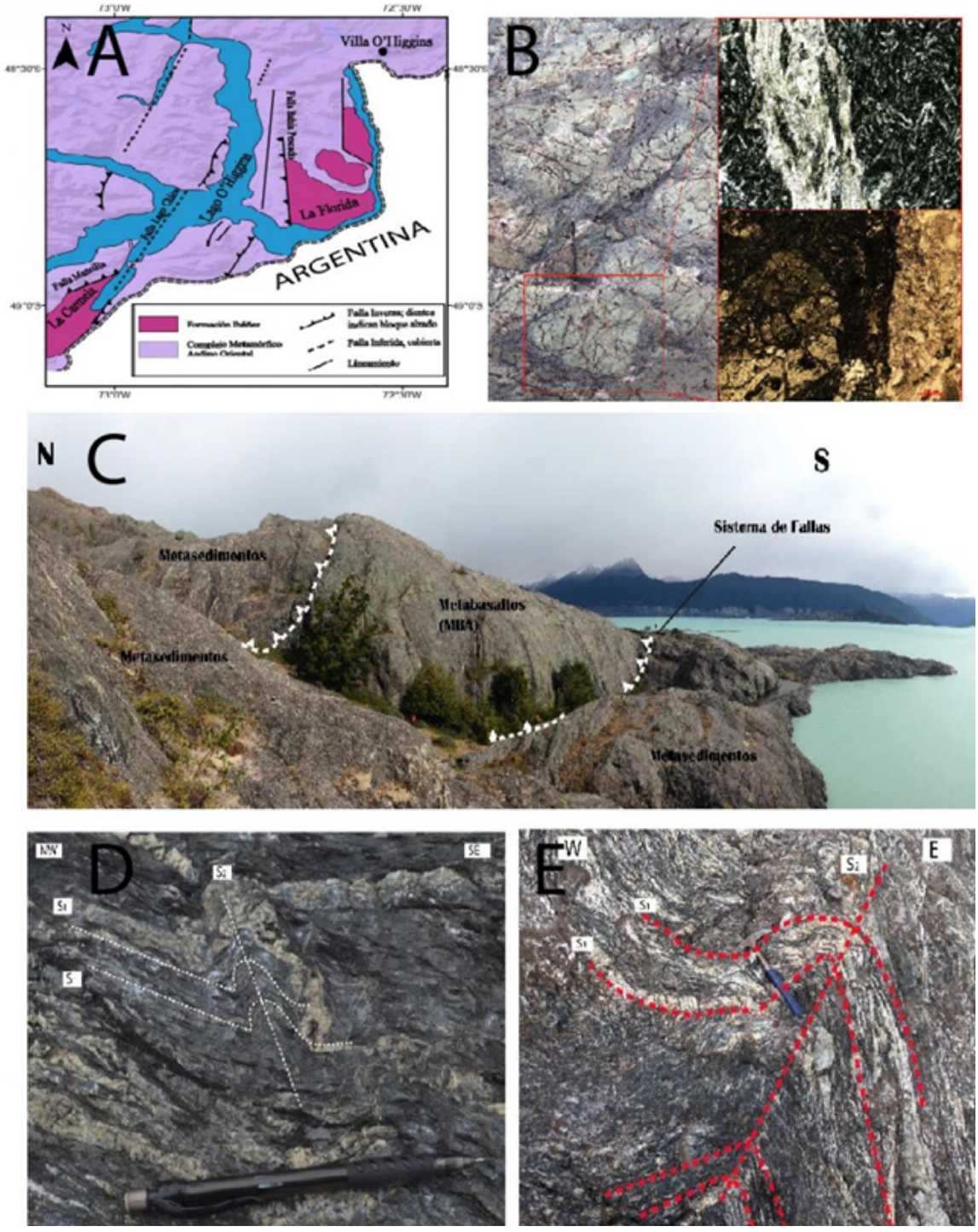


Figure 1. a) Location of La Carmela and La Florida peninsulas in the Patagonian Andes of Chile. B) Distribution of lenticular bodies of pillow basalts in contact with metesediments of the EAMC C) deformed pillow structure and mineralogy in thin section. D,E,F) Folded metasediments and metabasalts of EAMC.

ESEG-4: Evolución tectónica del arco de Scotia en Sudamérica y la Península Antártica

Análisis estadístico de poblaciones de circones detríticos en rocas metasedimentarias del basamento continental pre-jurásico del sur de la Patagonia

Diego Andres Rojo[1], Mauricio Calderón[2], Matias Ghiglione[3], Rodrigo Súarez[3].
(1) Ingenieria Civil Minas, Ingenieria y Arquitectura, Universidad Arturo Prat
(2) Geología, Ingenieria, Universidad Andrés Bello, Santiago, Chile
(3) Instituto de Estudios Andinos IDEAN , Universidad de Buenos Aires, Buenos Aires, Argentina

Introduction

The record of detrital zircons in pre-Jurassic metasedimentary complexes from southern Patagonia provided novel record to constrain the provenance sources of sediments and the maximum depositional ages of turbiditic successions that spread along the western margin of Gondwana (Hervé et al., 2003, 2010; Augustsson and Bahlburg 2003a. 2006, 2008; Castillo et al., 2015). The pre-Jurassic continental basement of southern Patagonian Andes (Fig.1A) is constituted by the Eastern Andean Metamorphic Complex (EAMC) and the Cordillera Darwin Metamorphic Complex (CDMC), which are located east and north, respectively, of the Patagonian batholiths. Those units located west of the batholiths are the Chonos Metamorphic Complex (CMC) and the Duque de York Complex (DYC).

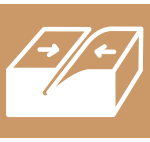
On the basis of detrital zircon analyses (Hervé et al., 2003; Augustsson et al., 2003a; Augustsson et al., 2008) the **EAMC** includes sedimentary components deposited between the late Devonian and early Carboniferous, as well as younger turbidites deposited during the Permian and Triassic. Older successions show Ordovician, Devonian and Early Carboniferous peaks of detrital zircons and the younger rocks show peaks of Permian zircons with variable proportions of Carboniferous, Devonian, Ordovician and Cambrian grains. The detrital zircon spectra the **CDMC** is characterized by Mississippian peaks (of ca. 330-340 Ma) with a variable proportion of Devonian, Ordovician, Cambrian, and Neo-to Meso-proterozoic components (Hervé et al., 2010). Detrital zircons ages in the **CMC** show characteristic peaks of Upper Triassic with variable proportions of Permian, Carboniferous, Devonian and Cambrian components (Hervé et al., 2003). Detrital zircon age data from rocks of the **DYC** shows a dominant peak of Permian zircons (ca. 270-290 Ma) (Hervé et al., 2003; Sepúlveda et al., 2010; Castillo et al., 2015). These rocks also comprise subordinate Carboniferous and Ordovician zircons populations, the latter becoming an important contribution in the southernmost outcrops of this unit.

The statistical analysis of detrital zircon age distribution patterns is a useful tool to establish the tectonic setting of the basin in which the sediments were deposited (Cawood et al. 2012). This study performed a statistical analyzed of detrital zircons of the above mentioned tectono-metamorphic units. The Cumulative Distribution Function (CDF) and the relation between the crystallization vs. depositional ages of detrital zircons from Paleozoic metamorphic complexes are shown in Figure 1. Based on these results is possible to discriminate between different geological settings (cf. Cawood et al., 2012) and consider the crystallization age (CA) for a detrital zircon grain and the depositional age (DA), is important mentioned that the depositional age is different for each metasedimentary complex, the maximum depositional for EAMC is 364 Ma, and minimum depositional age is 250 Ma; CMC is 213 Ma; DYC to close 234 Ma (Thomson and Hervé; Hervé et al., 2008, 2010).

Discussions and conclusions

The EAMC record detrital zircon patterns with a behavior akin to convergent and collisional settings, only one sample fall in the field of the passive setting (Fig.1A, B). The results for the detrital zircons shows that CA-DA > 100 Ma is major to 30% to CA-DA < 150 Ma and only one sample are located in the passive field with 10% with CA-DA >150 Ma. The data support the deposition of sedimentary successions in a Permian-Triassic fundamentally convergent to collisional settings if we are considered the minimum age for sedimentation close to 250 Ma. According to the occurrence of metaplutonic lithic fragments, detrital biotite, and the major element composition of the metasediments the basin probably was fed from the arc proper and their country rocks (Augustsson et al., 2008).

The curves resulting from detrital zircons in the CMC show a value of CA-DA >100 Ma is major to 30 % in general, linked to deposition in a convergent setting (Fig.1D). This consistent with deposition of turbiditic successions in the trench of a convergent margin and its subsequent evolution at the base of an accretionary complex in a subduction setting. The Duque de York (DYC) comprises two samples with CA-DA> 100 Ma major to 30 % (Fig. 1E). The curve is adjusted as expected for deposits formed in a convergent setting. The notorious predominance of Permian zircons reveals that the source areas were extensively covered by volcanic rocks and probably shallow-level granitoids.



ESEG-4: Evolución tectónica del arco de Scotia en Sudamérica y la Península Antártica

The CDMC show a wide spectrum of curves. Although mostly are akin to convergent margin one is located in the transition between collision and extensional settings (Fig.1F). The results reveal the internal complexities of the CDMC formed and exhumed after the juxtaposition of several tectonic slices during the Andean orogeny (Late Cretaceous). The geological evidence and similarities between CDF curves of the CMC and DYC, in which detrital zircons with crystallization age are close to the time of deposition, agree with previous studies indicating their deposition in a convergent margin. Also for the younger components of the EAMC (those with Permian to Triassic depositional age). At this point is important to elucidate the nature of basins in which sediments were transported. Depending on the dynamic of plate interaction at convergent margins, controlled by factors such as the angle of convergence and subduction, depocenters could be localized in the forearc and backarc settings. Finally, from the detrital zircon patterns and CDF curves, we propose that outcrops of the DYC are also found near the eastern margin of the Patagonian batholiths (sample FO0718). Other samples (FF9905, SE9908) show identical CDF curves to those of the DYC but different detrital zircon patterns (cf. Hervé et al., 2003).

References

Augustsson C and Bahlburg H., 2003a. Active or passive margin? Geochemical and Nd isotope constraints of metasediments in the backstop of a pre-Andean accretionary wedge in southernmost Chile (46°30'S-48°30S). In: McCann T, Saintot A (eds). Tracing tectonic deformation using the sedimentary record, vol 208. Geological Society, Special Publication, London, pp 253–268. Augustsson, C., Bahlburg, H., 2008. Provenance of late Palaeozoic metasediments of the Patagonian proto-Pacific margin (southernmost Chile and Argentina). International Journal of Earth Science, 97, 71-88. Augustsson, C., Munker, C., Bahlburg, H., Fanning, C.M., 2006. Provenance of late Palaeozoic metasediments of the SW South American Gondwana margin: a combined U–Pb and Hf-isotope study of single detrital zircons. J Geol Soc Lond 163:983–995. Calderón, M., Hervé, F., Fuentes, F., Fosdick, J., Sepúlveda, F., Galaz, G., 2016. Tectonic Evolution of Paleozoic and Mesozoic Andean Metamorphic Complexes and the Rocas Verdes Ophiolites in Southern Patagonia. Geodynamic Evolution of the Southernmost Andes, Springer Earth System Sciences. Castillo, P., Fanning, C.M., Hervé, F., Lacassie, J.P. 2015. Characterisation and tracing of Permian magmatism in the south-western segment of the Gondwana margin; U–Pb age, Lu-Hf and O isotopic compositions of detrital zircons from metasedimentary complexes of northern Antarctic Peninsula and western Patagonia. Gondwana Res (in press) Cawood, P.A., Hawkesworth, C.J., Dhuime, B., 2012. Detrital zircon record and tectonic setting. Geology, 40, 875-878. Hervé, F, Fanning, CM, Pankhurst, RJ., 2003. Detrital zircon age patterns and provenance of the metamorphic complexes of southern Chile. J S Am Earth Sci 16:107–123. Hervé, F., Calderón, M., Fanning, MC., Kraus, S., Pankhurst, R. 2010. SHRIMP chronology of the Magallanes Basin basement, Tierra del Fuego: Cambrian plutonism and Permian high-grade metamorphism. Andean Geology 37 (2). p.253-275. Sepúlveda, F., Palma-Heldt, S., Hervé, F., Fanning, C.M., 2010. Permian depositional age of metaturbidites of the Duque de York Complex, southern Chile: U-Pb SHRIMP data and Thomson, S., and Hervé, F., 2002. New time constraints for the age of metamorphism at the ancestral Pacific Gondwana margin of south Chile (42-52°S). Revista Geologica de Chile, vol, 29, No.2., p. 255-271.

ESEG-4: Evolución tectónica del arco de Scotia en Sudamérica y la Península Antártica

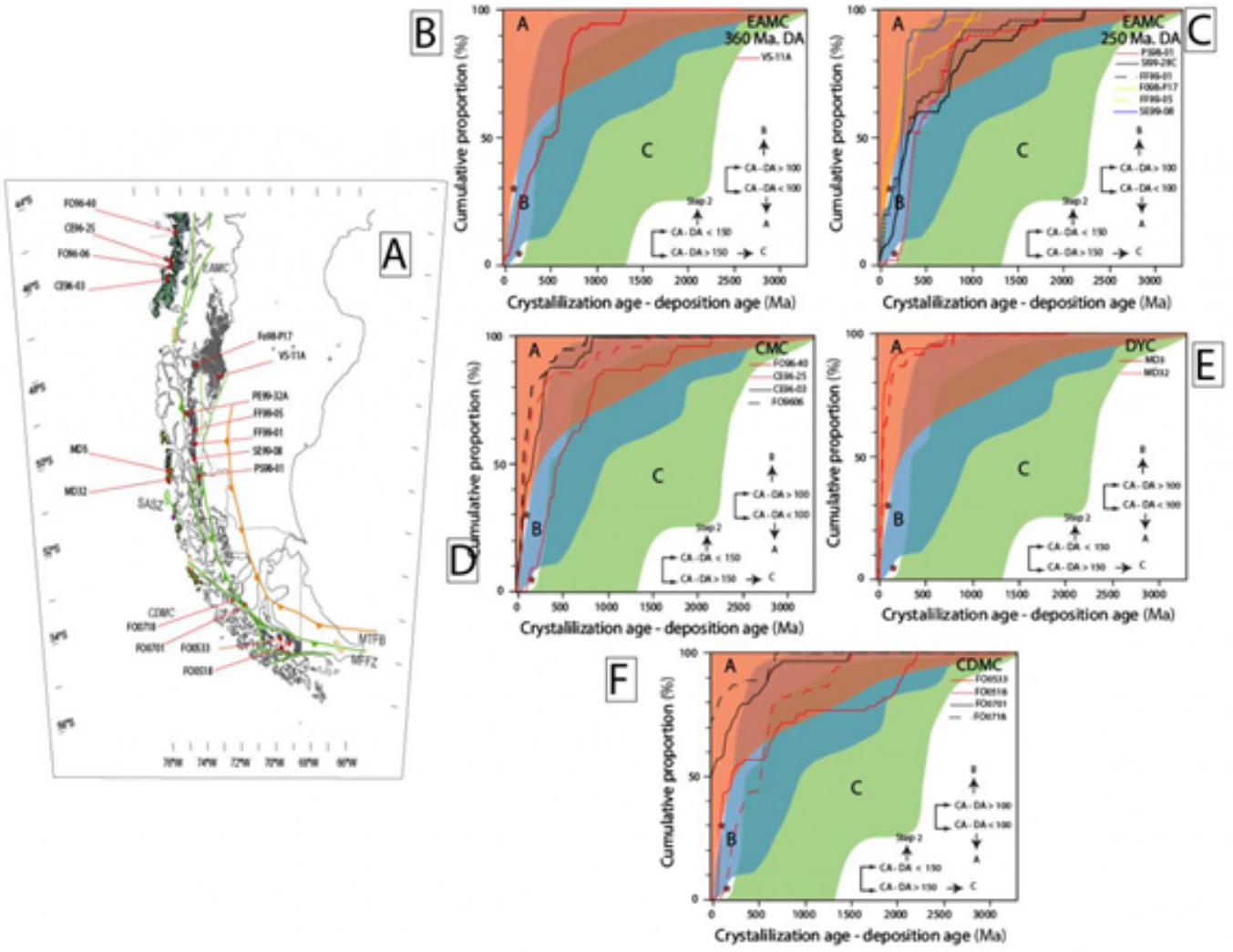


Figure 1. Cumulative proportion curves (CDF) of the metamorphic complexes from southern Patagonia as a function of the difference between the crystallization age (CA) for a detrital zircon grain and the depositional age (DA) after Cawood et al. (2012). Extensional (including intracratonic) settings have CA – DA greater than 150Ma in the youngest 5% of the zircons (step 1), and all convergent settings have CA – DA less than 100Ma in the youngest 30% of zircons (step 2). EAMC data from Hervé et al. (2003) and Hervé et al. (2010).

ESEG-4: Evolución tectónica del arco de Scotia en Sudamérica y la Península Antártica

Late-quaternary to present-day continental strike-slip faulting of the Magallanes fagnano fault system, Tierra del Fuego, Argentina

Sandrine Roy[1], Riccardo Vassallo[1], Joseph Martinod[1], Matias C. Ghiglione[2], Christian Sue[3].
(1) ISTERRE: Institute of Earth Sciences , CNRS-IRD, USMB: University Savoie Mont Blanc , Bourget-du-Lac, France
(2) IDEAN-CONICET , Facultad de Ciencias Exactas y Naturales EXACTAS, Universidad de Buenos Aires - UBA, Buenos Aires , Argentina
(3) Laboratoire Chrono-environnement, Bourgogne Franche-Comté University, Besançon, France

Introduction

The MFF (Magallanes-Fagnano fault) accommodates left-lateral motion between the Scotia and South America plates with a present-day relative velocity of 6.6 ± 1.3 mm.yr-1 (Mendoza et al., 2015). In Tierra del Fuego, the strike-slip fault crosscuts the Late-Cretaceous and Paleogene structures of the Fuegian fold-and-thrust belt along a 50 km offset. Strike-slip along this fault system started during the Late-Miocene (Torres-Carbonell 2014), or earlier (Klepeis, 1994) as also shown by soft-sediment clastic dikes related to transcurrent deformations in lower Miocene sequences (Ghiglione, 2002; Tudisca et al., 2015). Two last major events, 1879 and 1949 of Mw ~ 7.5-7.8 are reported in Tierra del Fuego with several aftershocks of similar magnitude (Bujalesky et al. 2007; Cisternas & Vera 2008). Catalog of major paleo-earthquakes based on radiocarbon dating of Lake Fagnano mass-wasting events shows two recurrence intervals of 350 and 850 years (Waldmann et al. 2008; Sue et al. 2016). Waldmann (2011) suggests that the bimodal recurrence may represent ruptures along different segments of MFF. Until now, investigations regarding Holocene activity explored the fault segment along the MFF in Fagnano and Updaeta Lakes (Esteban et al. 2014, Onorato et al. 2017, Waldmann et al. 2011), the Irigoyen River's vicinity (Ghiglione 2003), and its offshore continuation, the Western North Scotia Ridge (Esteban et al. 2018). In this paper, we focus on the MFF behavior associated with recent stress regime over its 80-km inland eastern section, using radiocarbon and cosmogenic-nuclide dating, combined with high-resolution 3D topography imagery and in-terrain geomorphological markers.

Geomorphology

Glacio-fluvial Late-Quaternary deposits cover extensively Tierra del Fuego and have reset the landforms and erosion patterns. Indeed, this region, besides tectonics, has been also shaped by the alternating advance and retreat of the Fuegian Tributary Glaciers (Coronato et al. 2009). In the study area, the exposed older formations marked by past strike-slip patterns are rare. Nevertheless, several structures resulting from glacial and post-glacial activity (alluvial terraces, paleo-meanders) have preserved major late MFF ruptures. We investigated the surface rupture of the MFF eastward of the Lake Fagnano toward the Atlantic Ocean coastline (Fig. 1), using DSM (Digital Surface Model) satellite imagery, aerial photographs, and field works allowing cross-checking of features mapped from remote imagery. Pléiades images suitable for tristereogrammetry, acquired in December 2017 and March 2018, with a 20-km imaging-swath, were used to generate the DSM surrounding the fault zone. We used open source NASA ASP (Ames Stereo Pipeline) to auto-correlate triplet and build DSM with a horizontal and vertical resolution of 5 and 10 meters/pixel respectively.

San Pablo Segment

Post-glacial alluvial terraces and fans that flowed toward Estancia Don Matias and Estancia La Correntina (valley, stream) are crossed by abrupt normal scarps, pressure ridges, and decametric extensional duplex in negative flower structures. These transtensional features are consistent with the GPS-strain rate stretching component observed over the region of San Pablo River and Updaeta Lake (Mendoza et al. 2011). In the San Pablo River's hill, we measured a sinistral offset of 8.60 ± 1 m (Fig1), in a stream flowing southward. As well, we noticed the vestige of an abandoned broken bridge, that spanned over a river which flowed along the fault line. Its remaining foundations are left-laterally shifted of 6.20 ± 1 m, while in the vicinity, Costa et al. (2006) estimated the 1949 horizontal component to 0.4-4m. This horizontal surface displacements evidence at least the ruptures of the last two major events according to the empirical relationship between magnitude and surface displacement (Wells & Coppersmith 1994). At a larger scale, in the San Pablo River´s hills, the fault line crosscuts a dead-valley with a sinistral offset of ~120 m. Associated past drainage system which flowed toward the Estancia Don Matias has been dried up. To quantify the age of abandonment of morphological markers in this study site, we used cosmogenic nuclide profile and charcoal radiocarbon dating in a deformed glacio-lacustrine horizon.

ESEG-4: Evolución tectónica del arco de Scotia en Sudamérica y la Península Antártica

Irigoyen Segment

We identified a 3-km-long alignment of E-W trending pop-up structures, located eastward of Updaeta Lake, at the northern foothill of Sierra Irigoyen (Fig. 1). Structures consist of asymmetric rhomboidal patterns, elongated in their E-NE, W-SW axis. Pop-ups elevation relative to the surrounding flat areas, ranges from 2-6 meters, with lengths and widths ranging from 20-100 meters and, 5-30 meters, respectively. Field and high-resolution DSM show a noticeable elevation difference between the surrounding northern and southern blocks. The northern area is ~5 meters lower than the elevation of the pop-up structures. Conversely, a gentle slope rises from the southern edge of the pop-up structure toward the Irigoyen foothills. The pop-up structures support mature Nothofagus forest (Fig. 2a) whereas surrounding land is covered by ombrotrophic wet peat bog. On pop-ups, tree trunks are tilted toward the external border (Fig. 2c). This fan-shape may highlight the growing tree adaptation to recent subsurface uplifts. In the inner part of larger pop-structures, tensions gashes preserved in the ground, and pressures ridges have been mapped with strikes ranging from North 75 ° to 80° (Fig. 2d in Riedel configuration). Alongside tension gashes, partially uprooted trees show potential active structures with morphology related to the latest ruptures. A sinistral offset of 6.5 ± 0.5m has been measured along a fence crossing the Irigoyen segment. Despite no geological slip rates have been estimated for the Irigoyen segment fault before, we expect this displacement to be associated with the cumulated 1949 main shock and, possibly, aftershocks coseismic offsets. The Irigoyen segment is aligned with the termination of the northern segment of Updaeta Lake pull-apart basin. This active pull-apart basin connects two overstepping MFF segments (Onorato et al. 2017).

Malenguena Segment

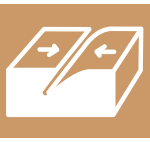
Malengüena segment corresponds to the eastern inland MFF toward the Atlantic shoreline. In this area, only a few post-glacial alluvial terraces have preserved fault traces. The hill north of the Puesto La Quesería is crossed over 2-km by one foothill and one uphill fault escarps with respective strike North 65° and North 80°. Both sub-segments are characterized by very gentle slope scarps. In-spite of the softening from erosive processes, we observed several meters long pressure ridges along the lower escarp. In this subsegment, we sampled a depth profile throughout the associated alluvial terrace for cosmogenic-nuclide dating that will allow refining the age of the strike-slip activity in this area. The easternmost visible MFF segment is located north of the Malengüena River and consists of a 3 km-long east trending gentle scarp. The southern block is uplifted of 2 to 5 meters, with a slope break highly softened comparatively to the western scarps.

Conclusion

This study shows that three main regional seismogenic structures - San Pablo, Updaeta and Irigoyen segments - accommodated most of the last MFF historical ruptures. Gentle morphology of the Malengüena segment suggests that the last seismogenic episodes did not rupture in this area. In the two other fault segments, in contrast, ~6 m sinistral offset related to the 1949 earthquakes are observed. Pop-up structures along the Irigoyen segment mark out recent shortening of the crust, connecting the two parallel segments: Updaeta and Malengüena in what appears as a restraining bend. Ongoing cosmogenic measurements will give information on the age of abandonment of dead valleys presenting larger fault offset and on the long-term strike-slip motion of these fault segments.

References

Bujalesky, G. G, 2007, Coastal Geomorphology and Evolution of Tierra Del Fuego, Southern Argentina. Geologica Acta 5 (4): 337–62 Cisternas A, Vera E, 2008, Sismos históricos y recientes en Magallanes, Magallania 36(1)43–51 Coronato, A. et al, 2009, Glacial geomorphology of the Pleistocene Lake Fagnano Ice Lobe, Tierra Del Fuego, Southern South America: alpine and lowland glacial landscape. Geomorphology, 112, 67-81 Costa, C.H., et al, 2006, Paleoseismic observations of an onshore transform boundary: the Magallanes-Fagnano fault, Tierra Del Fuego, Argentina. Rev. Asoc. Geol. Argentina, 61, 647-657 Esteban, F. et al, 2014, Basement geometry and sediment thickness of Lago Fagnano. Andean Geol. 41, 293–313 Esteban, F. D. et al, 2018, Geometry and Structure of the Pull-Apart Basins Developed along the Western South American-Scotia Plate Boundary, JSAES 83: 96–116 Ghiglione, M. C., 2002 Diques clásticos asociados a deformación transcurrente en depósitos sinorogénicos del Mioceno inferior de la Cuenca Austral. RAGA 57, 103-118 Ghiglione, M. C, 2003, Estructura y evolución tectónica del Cretácico-Terciario de la costa Atlántica de Tierra del Fuego, Unpublished PhD thesis, UBA, 150 Ghiglione, M. C, et al, 2013, The opening of the Magellan Strait and its geodynamic implications. Terra Nova, 25, 13-20 Klepeis, K.A, 1994, The Magallanes and Deseado fault zones: major segments of the South American-Scotia transform plate boundary in Southernmost South America, J. Geophys. Res., 99, 22001-22014 Lodolo, E., et al, 2003, Magallanes-Fagnano continental transform fault, Tectonics, 22, 1076-1102. Mendoza, L, et al, 2015, Block modeling of crustal deformation in Tierra del Fuego from GNSS velocities. Tectonophysics 651, 58–65 Mendoza, L, et al, 2011, Present-



ESEG-4: Evolución tectónica del arco de Scotia en Sudamérica y la Península Antártica

Day Crustal Deformation along the Magallanes–Fagnano Fault System in Tierra Del Fuego from Repeated GPS Observations. Geophysical Journal International 184 (3): 1009–22 Onorato, M.R et al, 2016, Seismically-induced soft-sediment deformation structures associated with the Magallanes-Fagnano Fault System. Sediment. Geol. 344, 135–144 Onorato, M.R et al, 2017, Morpho-Bathymetry and Surficial Morphology of Udaeta Lake, along the Magallanes-Fagnano Fault System, Tierra Del Fuego, Argentina. Journal of South American Earth Sciences 76 Sue, C. et al, 2016, Geodynamic Evolution of the Southernmost Andes, 137–171, Springer International Tassone, A., et al, 2005 A Geological and Geophysical Crustal Section across the Magallanes–Fagnano Fault in Tierra Del Fuego, J.S.A.E.S, Cenozoic Andean Basin Evolution, 19 (1): 99–109 Torres Carbonell, P.J, et al, 2008b, Control en la magnitud de desplazamiento de rumbo del Sistema Transformante Fagnano, Tierra del Fuego, Argentina. Revista Geológica de Chile 35, 63e77 Torres Carbonell, P.J, et al, 2009a, El Paleoceno-Mioceno de Península Mitre: antefosa y depocentro de techo de cuña de la cuenca Austral, Tierra del Fuego, Argentina. Andean Geology 36, 197e235 Torres Carbonell, P.J., et al, 2013, Early foreland deformation of the Fuegian Andes, Argentina: constraints from the strain analysis of Upper Cretaceous-Danian sedimentary rocks. J. Struct. Geol. 48, 14e32 Torres Carbonell, P.J., et al, 2014, Structure and Tectonic Evolution of the Fuegian Andes (Southernmost South America) in the Framework of the Scotia Arc Development. Global and Planetary Change, 12: 174–88 Tudisca, E.P., et al, 2012, Estudio de las capas del Cabo Ladrillero Superior en el cabo homónimo, Mioceno inferior de la cuenca Austral, Tierra del Fuego. RAGA 69:43-60 Vassallo, R., et al, 2015, Distribution of the Late-Quaternary Deformation in Northwestern Himalaya, Earth and Planetary Science Letters 411: 241–52 Waldmann, N, et al, 2008, Seismic stratigraphy of Lago Fagnano sediments: a potential archive of Paleoclimatic change and tectonic activity since the LateGlacial. Geol. Acta, 6, 01-110 Wells, Donald L., and Kevin J. Coppersmith, 1994, New Empirical Relationships among Magnitude, Rupture Length, Rupture Width, Rupture Area, and Surface Displacement. Bulletin of SSA 84 (4): 974–100

ESEG-4: Evolución tectónica del arco de Scotia en Sudamérica y la Península Antártica

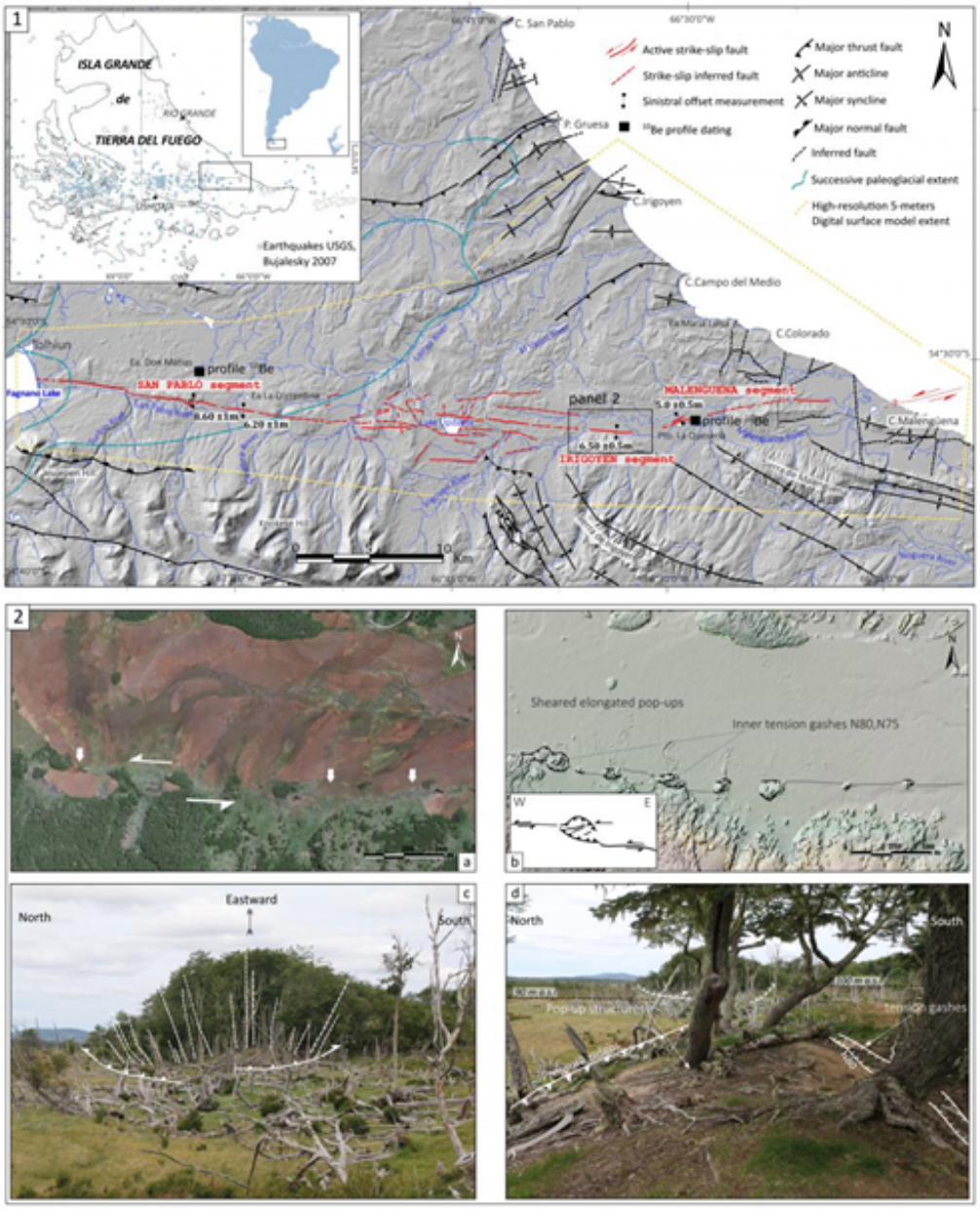


Figure 1: Panel (1) Structural and tectonic setting of eastern Magallanes Fagnano Fault superimposed on greyscale shaded digital surface model AWD3D- 30-m mesh. Mapped active strike-slip after Lodolo et al. (2003), Onorato et al. (2017) and own field observations. Folds and thrusts from Torres-Carbonell et al., (2008b, 2009a, 2013) and Ghiglione et al. (2013); Successive paleo glacial extents after Late Glacial Maximum from Coronato et al. (2009), Waldmann et al. (2010). Panel (2) (a) Aerial view, pop-ups are covered by trees (green patches), red lands are wet-peat bogs (b) Plan view of pop-up alignment with tension gashes superimposed on 5-m resolution DSM (c) Field photograph of a pop-up with fan-shaped growing trees tilted toward the external part of the structure (d) Field photograph of the alignment of two pop-ups along the E-W fault with tension gashes orientated North 80°.

ESEG-4: Evolución tectónica del arco de Scotia en Sudamérica y la Península Antártica

Nuevos antecedentes de la Formación Yaghan en la Isla Navarino: Implicancias en la evolución de la cuenca de Rocas Verdes

Esteban Fidel Salazar[1], Matías Peña[2], Fernando Poblete[3], Felipe Tapia[4].
(1) Servicio Nacional de Geología y Minería
(2) Escuela de Geología, Facultad de Ciencias, Universidad Mayor, Santiago, Chile
(3) Instituto de Ciencias de la Ingeniería, Universidad de O´Higgins, Rancagua, Chile
(4) Instituto de Estudios Andinos "Don Pablo Groeber" (IDEAN), Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires. Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, Buenos Aires, Argentina

La cuenca de Rocas Verdes registra un cambio mayor en la evolución tectónica de los Andes Fueguinos. Sus rocas afloran en una franja solidaria al margen que es interrumpida por un bloque paleozoico exhumado en la Cordillera de Darwin (CD). La evolución de esta cuenca comprende una etapa de trasarco, entre el Jurásico y el Cretácico Temprano, y una de antepaís, a partir del Cretácico Tardío. La primera registra extensión litosférica en un magmatismo bimodal que es cubierto por sedimentos marinos de la Fm. Yaghan. La segunda comienza con la instauración de una cuenca de antepaís, evidenciada sedimentológicamente por la transición a ambientes marinos someros y por la progradación de abanicos submarinos al norte de la CD. Al sur de la CD, la Formación Yaghan aflora extensamente en la Isla Navarino, donde se definieron dos miembros, Miembro Bahía Douglas (MBD), de fangolitas y areniscas subordinadas, y Miembro Wulaia (MW), de areniscas gravosas y fangolitas, donde el contacto entre ambos no ha sido documentado.

Resultados preliminares de mapeo obtenidos en la Isla Navarino muestran un contacto gradacional entre MBD y MW. En el oeste de la isla es concordante, pero hacia el centro y este de la isla, el contacto sube paulatinamente en la sección. MBD consiste en fangolitas laminadas con areniscas con laminación planar y fragmentos de invertebrados marinos, mientras que el MW corresponde a areniscas con laminación planar y cruzada, intercalada con capas métricas de arenisca masiva con clastos angulosos de fangolitas, y algunas intercalaciones de fangolitas laminadas.

La composición del MBD indica un ambiente marino profundo con predominancia de procesos de decantación y ocasionales flujos turbiditicos. El MW, representa flujos de alta energía, tanto turbidíticos como flujos densos, que retrabajan depósitos por decantación. Estos aspectos indican, para el MW, un ambiente de abanico submarino, lo que es consistente con la geometría progradacional hacia el este de la unidad. La instauración de un abanico submarino indica la activación de zonas de aporte, sugiriendo la presencia de un terreno emergido con el desarrollo de redes de drenaje. Si bien este rasgo es correlacionable con lo que se interpreta al norte de CD como la transición a un ambiente de antepaís, es necesario aun incorporar estudios geocronológicos y de proveniencia a estos resultados preliminares para evaluar tales interpretaciones. Trabajo patrocinado por Universidad de O'Higgins y Sernageomin.

ESEG-4: Evolución tectónica del arco de Scotia en Sudamérica y la Península Antártica

Cretaceous through Miocene along-strike changes in exhumation and erosion of the Southern Patagonian Andes, 51° - 54°S, using thermochronology

Andrea Stevens Goddard[1], Julie Fosdick[2], Mauricio Calderón[3], Matías Ghiglione [4].
(1) Department of Geology, Assistant Professor, Rowan University
(2) University of Connecticut
(3) Universidad Andrés Bello
(4) CONICET, Universidad de Buenos Aires, Argentina

The tempo and character of mountain construction is controlled by the strength of the crust, the structural style of deformation, lithospheric dynamics, and regional climate patterns. The evolution of the Southern Patagonian Andes from the Cretaceous through the Neogene is an excellent opportunity to evaluate the effects of these boundary conditions on orogenesis. Developed on the weak, attenuated crust of the Jurassic-early Cretaceous Rocas Verdes Rift Basin, the crustal strength and inherited structures of this Andean segment is different from that of typical Cordilleran orogenic systems. Eocene and Miocene ridge collisions and late Miocene glaciation and slab window development have well-documented effects on the long-term erosional history of the Southern Patagonian Andes. Previous studies have focused primarily on the late Cenozoic exhumation and erosion of these ranges, but little work has been done to integrate this more recent history with earlier (Cretaceous) episodes of orogenic exhumation and deformation. This study presents a suite of new thermochronology data from four thermochronometers sensitive to temperatures between 230° and 40° C – zircon and apatite fission track (ZFT, AFT) and zircon and apatite (U-Th-Sm)/He (ZHe, AHe) – to understand the timing and tempo of exhumation from the Cretaceous to the Miocene. Samples were collected between 51°S and 54°S along ~250 km from the base of the Cretaceous Magallanes foreland basin subsequently exposed in the fold and thrust belt. This axial sampling strategy resolves spatial and temporal trends in exhumation, and data will be sensitive to lateral variations in structural styles. New AHe dates have late Miocene to Pliocene cooling ages consistent with exhumation associated with Miocene glacial erosion, and potentially regional uplift tied to slab window development. However preliminary late Cretaceous cooling dates from the highest temperature thermochronometer, ZFT, records an earlier exhumation history. Spatial trends associated with Cretaceous exhumation and erosion may be linked to a southward, axial transport of the foreland basin sediment load. Numerical models predict that this type of decoupling could affect the dynamics of mountain belt evolution by: 1) increasing the exhumation rate in the south relative to the north; 2) decreasing thrust belt propagation in the south; and 3) changing the deformation style and dynamics in the north and south. Acknowledgements: Fondecyt Project 1161818

ESEG-4: Evolución tectónica del arco de Scotia en Sudamérica y la Península Antártica

New assessment of basement units in the fitz roy area: implications for an early mesozoic tectono-metamorphic event at southern patagonia

Rodrigo Javier Suárez[1,2], Matías Ghiglione[1,2], Christian Sue[3], Sandrine Roy[4].
(1) Ciencias Geológicas, Exactas y Naturales, Universidad Nacional de Buenos Aires
(2) CONICET, Argentina
(3) Chrono-environnement, Université de Franche-Comté, Besançon, France
(4) ISTerre, Université de Savoie Mont-Blanc, Chambéry, France

Introduction

Among the complex collage of metamorphic belts exposed in the Patagonian Andes, the Triassic metamorphic rocks are poorly represented. They only outcrop at the southern Chilean coast within the Chonos Metamorphic Complex (CMC), a subduction complex (Hervé *et al*. 2008), which witness of an active subduction during the Late Triassic (Hervé and Fanning 2001). Recently, U-Pb dating in detrital zircons performed in metasedimentary rocks from the Nunatak Viedma, which crops out west of the Fitz Roy area, within the Southern Patagonian Ice Field, revealed grain-ages youngest at Late Triassic (Suárez *et al*. 2018). We proposed to define the Nunatak Viedma Unit (NVU) in the Southern Patagonian Andes (SPA; Suárez *et al*. 2018) on the basis of these new observations. The rocks of the NVU exhibit a main phase of ductile to brittle-ductile deformation tentatively correlated with the Late Triassic-Early Jurassic Chonide deformation event (Suárez *et al*. 2018) identified in the southern Chilean coast (Thomson and Hervé 2002; Hervé *et al*. 2008). However, the age of the NVU's tectono-metamorphic event, as well as its tectonic significance, are still unknown. New geological mapping carried out in the Fitz Roy region (Fig. 1) reveals that outcrops previously mapped either as Bahía de la Lancha Formation (BLF) or as volcanic rocks of the El Quemado Complex, shows lithological and structural similarities with the rocks of the NVU (Fig. 1). The preliminary structural results presented in this contribution aim to better constrain the deformation phase of the NVU and to discuss its age and tectonic significance.

Geological Background

The basement exposed in the eastern foothills of the SPA is made of very low- to low-grade metasedimentary rocks (Giacosa and Márquez 2002). South of 48°30´, the outcrops are traditionally assigned to the BLF (Giacosa and Márquez 2002). Further North, the basement is tentatively correlated with the Río Lácteo Formation cropping out in the surroundings of the Pueyrredón-Cochrane, Belgrano, and Buenos Aires-General Carreras lakes (Bell and Suárez 2002; Giacosa and Márquez 2002). The maximum depositional age of the BLF has been constrained by U-Pb dating in detrital zircons at ~330 Ma (Augustsson *et al*. 2006). The BLF is affected by a main deformation phase with ~E-W oriented deformation structures, developed during the late Paleozoic Gondwanide orogeny (Giacosa *et al*. 2012). Recently, the NVU was defined inside the southern Patagonian Ice Field based on U-Pb dating in detrital zircons, which yield a Late Triassic maximum depositional age (~223 Ma, Suárez *et al*. 2018). The protoliths of the NVU could have been deposited in a back-arc basin (Nunatak Viedma basin) related to a subduction-related (back-arc) extensional tectonic setting (Wever *et al*. 1994). The deformation and subsequent closure of the Nunatak Viedma basin could be related to the Late Triassic-Early Jurassic Chonide event defined by Hervé *et al*. (2006, 2008). This deformation event was primarily identified in the Chonos Metamorphic Complex of the Chilean coast (Thomson and Hervé 2002) and correlated with another deformational events recognized in the Antarctic Peninsula and in New Zealand (Vaughan and Livermore 2005; Hervé *et al*. 2006). However, little is known about the tectonic significance of the observed deformations. Current interpretations point out plume-plate interaction (Vaughan and Livermore 2005; Dalziel *et al*. 2013).

Results

In the Paso del Viento area, South of the Fitz Roy massif, shales and (meta?) sandstones and (meta?) conglomerates are cropping out, and are mapped as part of the NVU (Upper Triassic). The metasedimentary rocks are unconformably overlain by Late Jurassic volcanic rocks belonging to the El Quemado Complex and intruded by felsic and mafic dykes of unknown age.The metasedimentary rocks exposed in the Paso del Viento area exhibit deformation structures develop in ductile, then brittle-ductile and brittle domains. In this contribution, the characterization will be focused on the deformation structures developed in ductile and brittle-ductile domains. We differentiate an early main phase of deformation (D_1) whose structures have been deformed by at least a second phase of deformation (D_2). The first phase of deformation (D_1) is characterized by the folding and shearing of the beds (S_0), which are principally oriented NW-SE dipping to the SW. The folds (F1) are tight- and inclined-type and their fold axes are gently plunging to the NW (Fig. 1). A pervasive axial plane slaty cleavage (S_1) globally oriented NNW-SSE and dipping to the WSW develop almost parallel to the S_0, associated to the F_1 folds. Locally, in the southern sector, we observed a reverse shear zone (S_2) with the top-

to-the-NE sense of shearing (Fig. 1). In agreement with S_1-S_0 geometric relationship and the vergence of the shear zone, the D_1 exhibits NE- to E-vergence in response to a contraction oriented ~ENE-WSW. At meso-scale the slaty (S_1) cleavage is (re)folded by tight- and chevron-type folds (F_2), which fold axes plunge towards the SW with moderate- to high-angle (Fig. 1). The folding pattern produced during both D_1 and D_2 may be explained by continuous steady-state deformation or alternatively by two coaxial shortening phases.

Discussion

Timing considerations. The rocks of the NVU exhibit the main phase of deformation (D_1) responsible for the development of folds and associated slaty cleavage, and small-scale shear zones. The structures produced during D_1 show ~E-to-NE-vergence in the Paso del Viento area and are (locally) affected by the second stage of mesoscale folding. According to zircon detrital ages in the NVU and its stratigraphic location under the El Quemado Complex (~155-145 Ma), this event of deformation accompanied by very-low grade metamorphism is constrained between 223 Ma and 155 Ma. The Chonos Metamorphic Complex bears witness of similar ages, post-metamorphic cooling ages constraining the metamorphism and related deformation event at 219-186 Ma (Thomson and Hervé 2002). In the same way, Late Triassic-Early Jurassic ages are coincident with the uplift and erosion of plutonic units in Central Patagonia (Zaffarana *et al*. 2014). Despite sparse data on the "Chonide event", this early Mesozoic tectono-metamorphic event seems to be widespread within western and central Patagonia.

Tectonic interpretations.

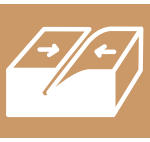
The mesozoic western margin of southern Patagonian is an example of transitory plate coupling and tectonic mode switching between extension and contraction in the upper plate. Back-arc basins were opening during extension stages in Late Triassic and Late Jurassic, and were subsequently closed during contraction stages in Late Triassic-Early Jurassic and mid-Cretaceous, respectively (Calderón *et al*. 2016). The transitory increase of coupling between subducting and overriding plates in accretionary orogens is a mechanism still under debate. In one hand, tectonic mode switching could be purely explained by slab dynamics (Guillaume *et al*. 2009); in the other hand, Cawood and Buchan (2007) propose three combined mechanisms: flat-slab subduction, terrane accretion or tectonic plate reorganization. More precisely, the switch from Late Triassic extension to Late Triassic-Early Jurassic contraction was postulated as part of a global process triggered by plume-plate interactions (Dalziel *et al*. 2013; Vaughan and Livermore 2005). Dalziel *et al*. (2013) suggested that the deformation was triggered by flat-slab subduction due to a mantle plume impinging beneath the oceanic subducted slab. Alternatively, Vaughan and Livermore (2005) showed that the deformation occurring at 202-197 Ma was coeval with the onset of both the Pangea super-continent break-up and of the magmatism of the Central Atlantic Magmatic Province. They suggest that the plume impact beneath Pangea increased plate coupling at the margins and drove subsequent deformation. To sum-up, the Chonide tectono-metamorphic event in southern Patagonia produced crustal deformations linked to very low-grade metamorphism in the NVU. In a tectonic and geodynamic frame, this event seems to be a stage of strong plate coupling possibly driven by tectonic plate reorganization, in which a super-plume event triggered Pangea break-up and deformation in the marginal basins.

Conclusion

Geological mapping carried out in the Fitz Roy area reveals new outcrops of the recently defined Nunatak Viedma Unit (Upper Triassic). Structural analysis allows characterizing an early E to NE-verging phase of deformation (D_1), which develops during the Chonide tectono-metamorphic event in Late Triassic-Early Jurassic times. Chonide event at southern Patagonia reflects a tectonic regime switching from extension to contraction tectonics. Geological significance of this deformation remains a matter of debate, but could be related to the secondary effects of a large mantle-plume impact beneath Pangea.

References

Augustsson, C., Münker, C., Bahlburg, H., Fanning, M. 2006. Provenance of late Palaeozoic metasediments of the SW South American Gondwana margin: a combined U–Pb and Hf-isotope study of single detrital zircons. J of the Geol Soc, 163, 983-995. Bell, C. M., Suárez, M. 2000. The Río Lácteo Formation of Southern Chile. Late Paleozoic orogeny in the Andes of southernmost South America. JSAES, 13, 133-145. Calderón, M., Hervé, F., Fuentes, F., Fosdick, J. C., Sepúlveda, F., Galaz, G., 2016. Tectonic Evolution of Paleozoic and Mesozoic Andean Metamorphic Complexes and the Rocas Verdes Ophiolites in Southern Patagonia. Ghiglione, M. C. (Ed.), Geodynamic Evolution of the Southernmost Andes, Springer Ear Sys Sci, 2, 7-36. Cawood, P.A., Buchan, C., 2007. Linking accretionary orogenesis with supercontinent assembly. Ear-Sci Rev, 69, 249-279. Dalziel, I.W.D., Lawver, L.A., Norton, I.O., Gahagan, L.M. 2013. The Scotia Arc: Genesis, Evolution, Global Significance. Annual Rev of Ear and Plan Sci, 41, 767-793.



ESEG-4: Evolución tectónica del arco de Scotia en Sudamérica y la Península Antártica

Giacosa, R., Márquez, M.M.., 2002. El basamento Paleozoico de la Cordillera Patagónica. In: Haller, M.J. (ed). Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz. El Calafate, Cong Geol Arg 1, 3, 45-55. Giacosa, R., Fracchia, D., Heredia, N., 2012. Structure of the Southern Patagonian Andes at 49ºS, Argentina. Geol Acta, 10, 3, 265-282. Grohmann, C.H., Campanha, G.A.C., 2010. OpenStereo: open source, cross-platform software for structural geology analysis. Fall Meeting, San Francisco. Guillaume, B., Martinod, J. y Espurt, N., 2009. Variations of slab dip and overriding plate tectonics during subduction: Insights from analogue modeling. Tectonophysics, 463: 167-174. Hervé, F., Fanning, C.M., 2001. Late Triassic zircons in metaturbidites of the Chonos Metamorphic Complex, southern Chile. Rev Geol de Chile, 28, 1, 91- 104. Hervé, F., Miller, H., Pimpirev, C., 2006. Patagonia-Antarctica connections before Gondwana break-up. In: Fütterer, D.K., *et al*. (Eds.), Antarctica: Contributions to global earth sciences. Berlin Heidelberg-New York, Springer-Verlag, 217-228. Hervé, F., Calderón, M., Faúndez, V., 2008. The metamorphic complexes of the Patagonian and Fuegian Andes. Geol Acta, 6, 1, 43-53. Suárez, R. J., Ghiglione, M., Calderón, M., Sue, C., Martinod, J., Guillaume, B., Rojo, D., 2018 (submitted).The Nunatak Viedma Unit in the Southern Patagonian Andes: provenance sources and implications for the early Mesozoic Patagonia-Antarctic Peninsula connection. Thomson, S. N., Hervé, F., 2002. New time constraints for the age of metamorphism at the ancestral Pacific Gondwana margin of southern Chile (42-52°S). Rev Geol de Chile, 28, 2, 255-271. Vaughan, A. P. M., Livermore, R. A., 2005. Episodicity of Mesozoic terrane accretion along the Pacific margin of Gondwana: implications for superplume-plate interactions. In: Vaughan, A. P. M., *et al*. (Eds.), Terrane Processes at the Margins of Gondwana. Geol Soc, London, Spec Pub, 246, 1-21. Wever, H. E., Millar, I. L., Pankhurst, R. J., 1994. Geochronology and radiogenic isotope geology of Mesozoic rocks from eastern Palmer Land, Antarctic Peninsula: crustal anatexis in arc-related granitoid genesis. JSAES, 7, 1, 69-83. Zaffarana, C. B., Somoza, R., López de Luchi, M., 2014. The Late Triassic Central Patagonian Batholith: Magma hybridization, 40Ar/39Ar ages, and thermobarometry. JSAES, 55, 94-122.

ESEG-4: Evolución tectónica del arco de Scotia en Sudamérica y la Península Antártica

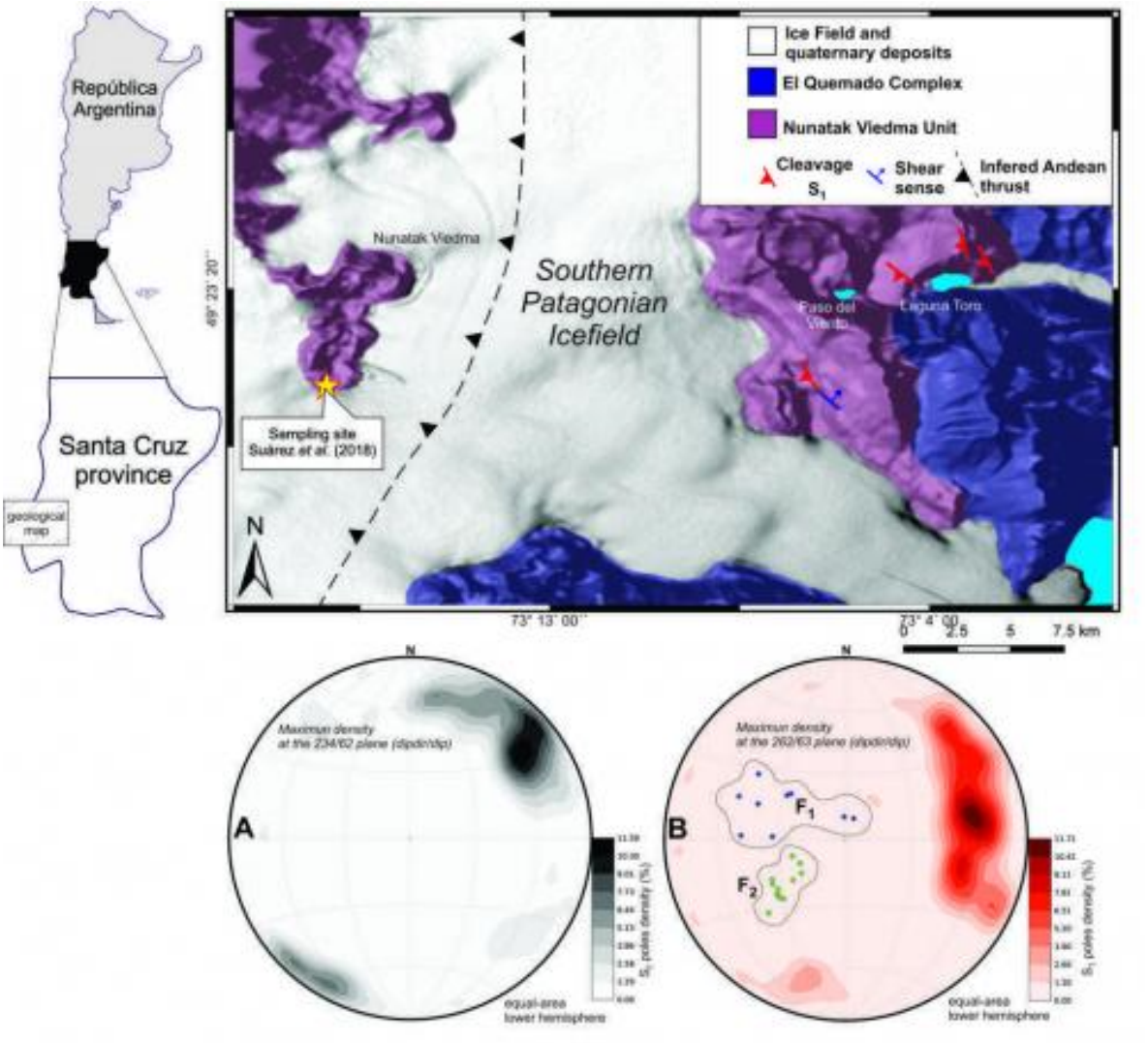


Figure 1. Geological-structural map of the Nunatak Viema Unit in the Southern Patagonian Andes. Structural data are plotted at stereoplots as density contours of poles to S_0 (n=60; at grey scale) and of poles to S_1 (n=60; at red scale). In the B plot, also are plotted the fold axes from F_1 (n=9; blue diamonds) and F_2 (n=12; green diamonds) to visualize the geometric relationship between these structural elements. Contour plots were generated with the free software OpenStereo made by Grohmann and Campanha (2010).

ESEG-4: Evolución tectónica del arco de Scotia en Sudamérica y la Península Antártica

LATE TRIASSIC DETRITAL ZIRCON AGES FROM THE NUNATAK VIEDMA ON THE SOUTHERN PATAGONIAN ICEFIELD

Rodrigo Javier Suárez[1,2], Matías Ghiglione[1,2], Mauricio Calderón[3], Christian Sue[4], Joseph Martinod[5].
(1) Ciencias Geológicas, Exactas y Naturales, Universidad Nacional de Buenos Aires
(2) CONICET
(3) Carrera de Geología, Facultad de Ingeniería, Universidad Andrés Bello, Santiago, Chile
(4) Université de Bourgogne Franche-Comté, Francia
(5) Université de Savoie Mont-Blanc, Francia

The Nunatak Viedma on the Southern Patagonian Icefield has been historically considered as a volcanic center based on morphological evidence. Field explorations carried out at the summer of 1958-1959 by Eric Shipton determined its metamorphic-sedimentary nature. However, the age of these rocks is unknown as well as its possible correlation with others metamorphic complexes that constitute the basement of southern Patagonia. In order to constrain the maximum depositional age of the protoliths and to identify the provenance sources, three samples of metasedimentary rocks were taken from the southern outcrops of the Nunatak Viedma to analyze detrital zircons by LA-ICP-MS U-Pb method. The age distribution of detrital zircon grains allowed identifying groups of Paleozoic-lower Mesozoic (65%), Proterozoic (34%) and isolated Archean ages (1%). The peaks of Paleozoic-early Mesozoic detrital ages define main groups in Lower Cambrian (~520 Ma), Lower-Middle Ordovician (~480-460 Ma), Upper Devonian (~380 Ma), Permian (~290-260 Ma) and Triassic (~235-225 Ma). Besides the maximum depositional age was constrained at 220 Ma, which indicates that the deposition of the protoliths was active during the Late Triassic. The sources areas for the detrital zircons are identified in the Malvinas Island, in the Deseado Massif, the erosion of the Eastern Andes Metamorphic Complex, the buried basement of Tierra del Fuego and outcrops in the Antarctic Peninsula. The cluster of Permian-Triassic ages may be related to the erosion of the volcanic arc emplaced along the western edge of Patagonia and Antarctic Peninsula, supporting the idea that Antarctic Peninsula was located in the southwestern edge of Southern Patagonia during the Permian-Triassic times. Despite the kind of basin in which the protoliths were deposited is unclear, the pattern of detrital zircons allows us to infer a back-arc basin related to convergent settings as a possibly depositional environment, which is supported by the petrography.

ESEG-4: Evolución tectónica del arco de Scotia en Sudamérica y la Península Antártica

Exhumation of the Fitz Roy granite: how efficient are the mantellic and glaciations processes

Christian Sue[1], Joseph Martinod[2], Matias Ghiglione[3], Frederic Herman[4], Nadja Stalder[4], Meline Salze[1].
(1) geology, UBFC, besancon, france
(2) ISTerre, france
(3) geosciences, UBA, Buenos Aires, argentina
(4) IESD, UNIL, lausanne, switzerland

Whether late Cenozoic cooling and glaciations induced an increase of mountain erosion or not remains enigmatic. Indeed, most places where an increase of erosion rate has been argued experienced concomitant active tectonics and glaciations. The Chile ridge subducted beneath the region of the Miocene calc-alkaline Fitz Roy pluton (~49°S) complex 12 Myrs ago. Following the northward migration of the Chilean triple junction, this part of the Southern Patagonian Andes exhibited limited tectonic activity. On the other hand, morainic record testifies for the growth of large glaciers flowing and coalescing in the foothills since about 6 Ma, after which glaciations were repeated cyclically during the Late Pliocene and regularly during the Pleistocene. These glaciations left a strong imprint on the landscape, producing some of the most conspicuous glacial landforms on Earth. The diachronism between the end of tectonic shortening and the onset of glacial erosion thus offers the possibility of deciphering the respective role of tectonics and climate on erosion rate and related exhumation. Here we report new thermochronometric data from the 16.8 Ma old Fitz Roy (Cerro Chaltèn) pluton and show that erosion rates increased in the last ~6 Myr. Comparison of our new data with data collected along a 500 km transect extending further north and south reveals that the 6 Myr-old increase was regional and therefore most likely associated with mountain glaciations rather than with uplift triggered by ridge subduction.

ESEG-4: Evolución tectónica del arco de Scotia en Sudamérica y la Península Antártica

Características estructurales de Isla Navarino en el contexto de los Andes Fueguinos

Felipe Tapia[1], Fernando Poblete[2], Matías Peña[4,3], Esteban Salazar[5].
(1) Universidad de Buenos Aires, Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, Instituto de Estudios Andinos, Don Pablo Groeber, (IDEAN), Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Departamento de Ciencias Geológicas, Argentina
(2) Instituto de Ciencias de la Ingeniería, Universidad de O´Higgins, Rancagua, Chile
(3) Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(4) Escuela de Geología, Facultad de Ciencias, Universidad Mayor, Santiago, Chile
(5) Servicio Nacional de Geología y Minería, Chile

La evolución tectónica de los Andes fueguinos durante el meso-cenozoico está marcada por una etapa de extensión asociada al quiebre de Gondwana y al desarrollo de la Cuenca de Rocas Verdes, seguida de una fase compresiva que llevó al cierre de la cuenca y al desarrollo de la Faja Plegada y Corrida de Magallanes. Los estudios estructurales en la región se han concentrado al norte del Canal Beagle, donde la intensidad de la deformación oscurecen las evidencias de la configuración estructural inicial de la cuenca impidiendo determinar su rol durante la construcción de los Andes Fueguinos. La Isla Navarino, ubicada al sur de Tierra del Fuego, ofrece condiciones únicas para enfrentar esta pregunta. En ella afloran extensamente las rocas correspondientes al piso (Ofiolita Tortuga) y relleno (Fm. Yaghan) de la cuenca de Rocas Verdes, con un grado de deformación mucho menor que el observado inmediatamente al norte del Canal Beagle. Un estudio detallado de la Isla permitiría inferir rasgos estructurales extensionales en la cuenca de Rocas Verdes y su rol en la evolución tectónica del área.

Resultados preliminares, obtenidos durante una campaña de terreno realizada entre Enero y Febrero de 2018, permiten definir cinco dominios estructurales de orientación este-oeste. En ellos se observa un sistema de fallas inversas y pliegues de vergencia al norte, donde el grado de deformación es más intensa en el dominio central, disminuyendo hacia el norte y sur. La deformación afecta a una serie de sills diabásicos, y está sellada por stocks granodioríticos de tipo "andino", sugiriendo una fase compresiva anterior a los 90 Ma, lo cual concuerda con el inicio de la Orogenia Andina. Ambas unidades se encuentran en proceso de datación. Las características de la deformación en Isla Navarino sugieren la presencia de heterogeneidades profundas, de orientación E-O asociadas a la arquitectura original de la cuenca de rocas verdes, que controla los estilos de deformación. Dilucidar el origen de estas heterogeneidades de primer orden es vital para comprender la evolución tectónica de la Cuenca de Rocas Verdes durante la Orogenia Andina.

ESEG-4: Evolución tectónica del arco de Scotia en Sudamérica y la Península Antártica

A ~1000 ka record of glacial and fluvial deposits: surface exposure dating (10Be) in Central Patagonia

J. Tobal[3], E. Garcia Morabito[1,2], C. Terrizzano[1,2], M. Ghiglione[3], J. Struck[4], M. Christl[5], R. Zech[4].
(1) University of Bern, Institute of Geography and Oeschger Centre for Climate Change Research, Bern, Switzerland
(2) IIDyPCa ,CONICET, Universidad Nacional de Río Negro, CP 8400 San Carlos de Bariloche, Argentina
(3) IDEAN, UBA - CONICET, Argentina
(4) Institute for Geography, Friedrich-Schiller-Universitüat Jena, 07743 Jena, Germany
(5) Swiss Federal Institute of Technology in Zurich (ETHZ), Switzerland

The foreland of Patagonia provides a perfect setting to evaluate the landscape response to tectonic and climatic forcing. There, the valleys that were formerly occupied by glaciers often contain several Quaternary moraine and terrace assemblages that have the potential to provide paleoclimatic information extending beyond the last glacial cycle. This pristine geomorphological record can also be used to evidence dynamic topographic uplift related to the opening of an asthenospheric window below the continent (Guillaume et al. 2009). Surrounding the Lago Buenos Aires (LBA), there are unusually well-preserved moraine deposits, along with outwash and fluvial terraces that may be climatic counterparts. In the last decade, surface exposure dating (SED) of glacially-transported boulders and outwash cobbles has been carried out (eg. Hein et al. 2017). Nevertheless, constraints on the ages of the oldest moraine and outwash assemblages remain scarce, and surface exposure ages on terraces of the Rio Deseado system (RDS) are completely missing. To chronologically constrain the oldest moraines (Deseado and Telken systems) and the fluvial sequence we applied 10Be SED on moraines boulders, and on 6 outwash and fluvial terraces along the RD. Our results indicate: i) Arid climate in Central Patagonia favored the preservation of glacial and fluvial landforms allowing landscape and climate reconstructions back to 1 Ma. ii) Exposure ages from moraine boulders are scattered, but there is some consistency in the age ranges and the oldest ages obtained for the Deseado I and III moraines. They reveal a consistency between the Deseado and the Caracoles moraine system in the LBA and Lago Pueyrredon valleys respectively. These data indicate a regionally significant glacial advance during MIS 16. iii) Exposure ages from the Telken moraines reflect boulder exhumation as a consequence of moraine degradation. However, dating of cobbles on the associated Telken outwash yield much older exposure ages of ~ 1000 ka. iv) 10Be exposure ages of 15 outwash and fluvial cobbles from the RD terrace system yield stratigraphically consistent ages between 1000 and 441 ka. They mark a generalized uplift in Central Patagonia throughout the Quaternary.
Guillaumeetal.,Variationsofslabdipandoverridingplatetectonicsduringsubduction:Insightsfromanalogmodelling.Tectonics,28(2009)
Hein et al., Regional mid-Pleistocene glaciation in central Patagonia. Quat. Sci. Rev. 164 (2017)

ESEG-4: Evolución tectónica del arco de Scotia en Sudamérica y la Península Antártica

Tectonic significance of amphibole-rich cumulates in the Fuegian Batholith

Fernanda Torres[1], Mauricio Calderón[1,2], Cristóbal Ramírez De Arellano[2,1], Thomas Theye[3].
(1) Ciencias de la Tierra, Universidad Andrés Bello
(2) Universidad Andrés Bello, Laboratorio de Análisis de Sólidos
(3) Institut für Mineralogie und Kristallchemie, Universität Stuttgart, Stuttgart, Germany

Amphibole is one of the most important rock-forming hydrous minerals and its fractionation in the mid-lower crust exerts a significant control on magmatic differentiation in subduction zones. The stability of amphibole in magmas is usually restricted to pressures less than 1.4 GPa (Alonso-Perez et al., 2009) and the study of amphibole-rich cumulates in Andean-type batholiths can be used to constrain the structural depths of differentiation within magmatic arcs. We present here petrographic and geochemical data on amphibole-rich cumulates from the Fuegian Batholith collected from Punta Fortuna, south coast of O'Brien Channel. These rocks have been dated by $^{39}Ar/^{40}Ar$ at 101.8 ± 4 Ma (Poblete et al., 2015). The studied amphibole-rich cumulates are mainly composed by medium to fine-grained idiomorphic amphibole, some with exsolved Fe-Ti oxides, and interstitial plagioclase. Trace amounts of granular magnetite–ilmenite pairs occur in the interface of plagioclase and amphibole, as well as inclusions in the edge of hornblende. Minor contents of spinel, scapolite and epidote are also present. Amphibole crystals show a relatively homogeneous major element composition. Amphibole compositions vary from pargasite to magnesiohastingsite.The Mg# ($Mg/[Mg^{+2} + Fe^{+2}]$) varies between 80 y 86. Plagioclase composition is almost pure anorthite (An_{89-97}). The lack of chemical zonation in both main phases suggests cooling or re-equilibration at high temperature. The application of the empirical Al^{VI} hornblende barometer by Larocque and Canil (2010) and new calibrations yielded pressure estimates between 8–10 kbar. The Ernst and Liu (1998) semi-quantitative thermobarometer in calcic amphiboles yielded temperatures ranging between 800–1000°C and pressures between 8–10 kbar. We discuss the origin of ultramafic rocks and evaluate if pressure estimates, suggesting that early fractionation of amphibole occurred at crustal depths of ~30-35 km, is reliable; at least is consistent with processes of crustal thickening linked to the closure of the Rocas Verdes Basin and arc-continental collision. **Acknowledgments** This work was funded by FONDECYT project 1161818. **References** Alonso-Perez et al., 2009. Contrib. to Min. and Petrol., vol.157, 541-558. Ernst, W.G. and Liu, J., 1998, American Mineralogist, vol.83, 952-969. Poblete, F., et al. 2015. TECTO-126856

SINT-SG: Sesión General Sismotectónica, Neotectónica y Terremotos Recientes

La red sismológica nacional.

Sergio Barrientos[1].
(1) Centro Sismológico Nacional, Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile

Como resultado de la rápida convergencia de la placa de Nazca por debajo de la placa Sudamericana, Chile es afectado frecuentemente por grandes terremotos que poseen el potencial de producir grandes daños, así como maremotos o tsunamis. Diez terremotos de magnitud 8 o mayor se han producido a lo largo de la costa chilena en el siglo pasado, el más grande de los cuales fue el terremoto Valdivia 1960 M 9.5. Luego del terremoto del Maule de 2010 M8.8, el CSN comenzó a instalar una red moderna con comunicación en tiempo real de estaciones digitales de banda ancha, movimiento fuerte y desplazamiento, con el objeto de proporcionar un mejor monitoreo de la actividad sísmica, así como para entregar estimaciones rápidas y precisas de los parámetros de la fuente de los terremotos, información necesaria -tanto para la estimación del peligro a mediano y largo plazo- como para las actividades de mitigación. A partir de 2013, el Centro Sismológico Nacional (CSN) de la Universidad de Chile inició la implementación de una red permanente compuesta por 65 estaciones de banda ancha y movimiento fuerte y 130 receptores GNSS (Sistema Global de Navegación Satelital). Este sistema complementa los esfuerzos anteriores realizados por el Integrated Plate Boundary Observatory Chile (IPOC), en la parte norte del país, así como el del Incorporated Research Institutions for Seismology (IRIS) a través de todo el territorio nacional. Este sistema integrado de sensores se diseñó para proporcionar ubicación y estimación de magnitudes de sismos -especialmente de aquellos mayores- elementos necesarios para emitir alerta temprana de tsunamis y efectuar estimaciones de su impacto. En aplicaciones de tiempo real desarrolladas para la rápida evaluación de la magnitud, así como para efectuar estimaciones rápidas de la finitud de la falla, las estaciones GNSS se tornan críticas. Además de entregar valores de desplazamiento, estos sistemas también proporcionan nuevos conocimientos sobre la deformación a largo plazo y acerca de posibles variaciones espacio-temporales asociadas en la sismicidad, que son necesarias en la evaluación y mitigación de los peligros sísmicos a largo plazo. Además del sistema en desarrollo en tiempo real descrito anteriormente, 297 instrumentos de movimiento fuerte de registro independiente complementan la red con fines ingenieriles. Se presentan los resultados recientes en la caracterización rápida de grandes terremotos recientes en el país.

SINT-SG: Sesión General Sismotectónica, Neotectónica y Terremotos Recientes

First geologic slip rates & neotectonics along Chile´s fastest slipping crustal fault, the Liquiñe-Ofqui Fault Zone (LOFZ)

Gregory P. De Pascale[1], Melanie Froude[2], Ivanna Penna[3], Reginald Hermanns[3], Daniel Moncada[1], Sergio Sepulveda[1,4], Mario Persico[1], David Petley[2], Wiliam Murphy[5].
(1) Geologia, FCFM, Universidad de Chile
(2) Geography, Sciences, University of Sheffield, Sheffield, UK
(3) Geological Survey of Norway (NGU), Norway
(4) Geologia, Instituto de Ciencias de la Ingeniería, Universidad de O´Higgins, Rancagua, Chile
(5) School of Earth and Environment, School of Earth and Environment, University of Leeds, Leeds, UK

Chile´s building code is designed for subduction zone events, and not for higher intensity strong-ground motions from crustal faults. Crustal faults however present greater seismic hazard to the built environment. Fault slip rates are important imputs for these models. In Chile, crustal fault contribution to seismic hazard is poorly characterised (with unknown geologic slip-rates) including along the Andes longest fault, ~1200-km-long Liquiñe-Ofqui fault zone (LOFZ). We studied the southern ~500 km of the LOFZ using remote sensing, field mapping, and light detection and ranging data and document for the first time document field observations regarding style of faulting and fault displacements. Importantly we are able to evaluate long term (Miocence to present) to recent neotectonics along the LOFZ. Our new mapping changes the location of the LOFZ from previous mapping which was validated in the field through the presence of fault rocks coincident with the geomorphic surface traces. Preliminary results suggest Late Cenozoic to Quaternary LOFZ slip rates (~5 to 19 mm/yr (geologic) and 12 to 25 mm/yr (geomorphic)). These new Geologic and Geomorphic data imply that the LOFZ is the Andes fastest slipping crustal fault with high associated seismic hazard. We prefer the Quaternary rates due to less uncertainty than the longer term Miocene to present rates. Because our Quaternary rates are less than GPS rates (at least 7 mm/yr from a limited campaign), this suggests that perhaps the LOFZ is late in its seismic cycle and one of the major crustal faults on Earth.
Acknowledgements This research was supported by A) Fondecyt Iniciacion Project number 11160038 to De Pascale: Quantifying Seismic Hazard Along Chile´s fastest slipping crustal Fault, the Liquine-Ofqui Fault Zone (LOFZ), Patagonia, and B) NERC (Newton Fund), project NE/N000315/1 Seismically-induced landslides in Chile: New tools for hazard assessment and disaster and prevention for research support.

SINT-SG: Sesión General Sismotectónica, Neotectónica y Terremotos Recientes

Estructuración tectónica de los Andes del Sur (37°S - 46°S) al corto y largo plazo: Análisis de información geológica, sismológica y geodésica.

Francisco Letelier[1], Andres Tassara[1].
(1) Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias Químicas, Universidad de Concepción, Concepción, Chile

El segmento expuesto de los Andes del Sur entre los 37°S y 46°S, está controlado por la interacción entre el Sistema de Fallas Liquiñe-Ofqui (SFLO), paralelo al margen continental, y estructuras oblicuas al margen. El SFLO expone fallas con cinemática dominantemente transcurrente dextral y se extiende por ~1000 km absorbiendo parcialmente la componente paralela al margen (NNE-SSW a NS) de la convergencia de placas.

El SFLO es intersectado por una serie de estructuras de orientación NW-SE y NE-SW interpretadas muchas de ellas como antiguas fallas reactivadas, heredadas del basamento pre-andino. Datos sismológicos y geodésicos recientes ratifican la naturaleza activa del SFLO y su cinemática dextral, sugiriendo además que estas estructuras oblicuas podrían estar segmentando activamente el sistema, y a su vez, jugando un importante rol en la actividad coetánea de algunos centros volcánicos instalados en sus intersecciones.

Para evaluar esta hipótesis, se compiló una extensa base de datos georreferenciada para todo el segmento en estudio, la que incluye información publicada e inédita relacionada con fallas regionales (mapeadas e inferidas), paleomagnetismo, termocronología, deformación superficial desde GPS, sismicidad cortical, y la identificación semi-automática de lineamientos desde modelos de elevación digital. Con estos antecedentes, se realizó un análisis geológico-estructural cualitativo que contribuyó a la determinación de la geometría espacial del SFLO, aclarando conjuntamente su relación tectónica con dichas estructuras oblicuas. Se estableció además, el rol que pudiesen desempeñar estas últimas en la exhumación diferenciada de bloques y en la localización del volcanismo activo, permitiendo determinar finalmente hasta qué punto existe una segmentación geotectónica pasada y actual dentro del sistema.

Los resultados evidencian un arreglo estructural ramificado para el SFLO, con estructuras de orientación similar y extensión variable, y que se correlacionan fuertemente con la deformación superficial expuesta al norte de los 41,5°S. Las estructuras de orientación oblicua NW-SE se encuentran activas y justifican una cinemática sinistral-inversa, influyendo directamente con una segmentación de primer orden asociada a la actividad tectónica del SFLO al sur de los 41,5°S, en conjunto con el desplazamiento vertical de bloques discretos, que a su vez, segmentan y controlan el sistema tectono-volcánico SFLO-ZVS a lo largo de todo el margen estudiado.

SINT-SG: Sesión General Sismotectónica, Neotectónica y Terremotos Recientes

Análisis geomorfológico y estructural al Nor-Este de Torres del Paine para comprobar actividad Neotectónica.

Vicente Piel[1], Gregory De Pascale[1], Víctor Moraga[2].
(1) Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago de Chile, Chile
(2) Patagonia Bagual, Chile

La zona de estudio se encuentra en la Provincia de Última Esperanza, al noreste de Torres del Paine, en una zona geodinámica y estructuralmente muy compleja, se sitúa a tan solo 250 Km al nor-este del punto triple donde limitan las tres placas que modelan la Patagonia, la placa Antártica por el oeste, la placa Sudamericana por el noreste y Scotia por el sureste. Habiendo subducción de la Placa Antártica bajo la Sudamericana, a una tasa de aproximadamente 2,4 cm/año la cual a su vez limita al sur-oeste mediante la Falla Magallanes-Fagnano con la Placa Scotia, falla que ha generado sismos recientes de magnitud superiores a Mw 7. La zona de estudio se encuentra en plena faja plegada y corrida de Magallanes la que habría tenido al menos tres eventos compresivos entre el Aptiano y el Oligoceno, y otro evento transpresivo durante el mioceno a consecuencia del cambio en la configuración tectónica ocurrida en el oligoceno tardío producto de la apertura de Mar de Scotia. Generando un nivel de plegamiento muy intenso, complejizando su entendimiento estructural. La neotectónica en esta zona del país esta escasamente estudiada, destacando algunos trabajos que se focalizan principalmente en Tierra del Fuego y alrededores, no a la latitud de este estudio, sin embargo evidencia preliminar demostraría la existencia de tectónica reciente. En la campaña de terreno se estudian los numerosos lineamientos existentes en el área, donde resultados preliminares arrojan la existencia de al menos 3 set, el primero con strike entre 105° y 130°, el segundo entre 60° y 85°y el último entre 160° y 185°, donde los dos primeros sets parecen estar afectando depósitos Cuaternarios y el ultimo ser relicto de la faja plegada y corrida. Se buscan indicadores cinemáticos para entender la dinámica de estos y correlacionarlos con el régimen de estrés tectónico. Con imágenes aéreas tomadas mediante el uso de dron, se elabora un DEM de alta definición, el que se utiliza en la búsqueda de evidencia de actividad tectónica resiente. Trabajo adicional nos permitirá demostrar la existencia de actividad neotectónica, lo que en combinación con las numerosas dataciones de depósitos Cuaternarios existentes en el área, se obtendrán tasas de desplazamiento y se entenderá su relación con los contactos interplaca previamente señalados, lo que expande el área de influencia conocida de la falla Magallanes-Fagnano incluso esta estas latitudes, zona que se creía carecía de actividad Neotectónica.

SINT-SG: Sesión General Sismotectónica, Neotectónica y Terremotos Recientes

Modelando la corteza terrestre mediante métodos de la física estadística

Cristián Eduardo Siegel[1], Patricio Toledo[2], Jaime Campos[1].
(1) Departamento de Geofísica, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile
(2) iUAI Mining, Facultad de Ingeniería y Ciencias, Universidad Adolfo Ibáñez

La sismicidad corresponde a lo que se llama un fenómeno complejo. Estos se caracterizan por poseer interacciones no lineales entre sus partes constitutivas y comportarse lejos del equilibrio (Schervakov, Turcotte and Rundle, 2015). La cinemática de los sismos es bien conocida mediante métodos de análisis de la información obtenida con instrumentos medidores de perturbaciones. Sin embargo, la dinámica de las fuerzas de desplazamiento que actúan es prácticamente inobservable (Rundle et al, 2003) y poco se sabe del comportamiento físico del sistema que lo alberga, la corteza terrestre. Tanto en la distribución de las fallas terrestres como en las longitudes de onda que tienen las perturbaciones sísmicas se observa un amplio rango de escalas involucradas. Esto es típico en sistemas que se encuentran en torno a una fase crítica. En ellos los largos de correlación de las perturbaciones son extensos, así como también el nivel de interacciones entre sus partes, igual como las fallas terrestres interactúan y se transfieren esfuerzos. En la física teórica se han echo esfuerzos por comprender este tipo de problema en que concurren muchas escalas de longitud en torno a su punto crítico. Y así, diversos sistemas como fluidos, ferromagnetos, mezclas líquidas y aleaciones se pueden explicar, en parte, mediante una única teoría conocida como Grupo de Renormalización (Wilson, 1979). Un sistema simple de spines magnéticos que interactúan entre si y posee una fuerza externa, llamado modelo de Ising, posee estas características y ha sido utilizado para modelar los fenómenos mencionados anteriormente (Wilson, 1979). En este trabajo se utilizará para modelar un sistema en la corteza terrestre. Los spines asemejan fallas, en que su nivel de magnetización corresponde al desplazamiento y la fuerza externa magnética corresponde a la fuerza tectónica. Al simular este modelo mediante técnicas de muestreo de Montecarlo se puede encontrar su punto crítico en el cual se produce el cambio de fase, llamado Temperatura de Curie. Para pasar de un simple arreglo 2D a una escala de longitud mayor se hace uso del gupo de renormalización y de esta forma se pueden predecir las características de nivel macro a partir de propiedades microscópicas. Se espera obtener una descripción de la sismicidad en la corteza basada en su complejidad y comportamiento crítico.

SINT-SG: Sesión General Sismotectónica, Neotectónica y Terremotos Recientes

Nature of young deformations in the part of Eastern Ghat Mobile Belt, Peninsular India.

Yogendra Singh[1], Biju John[2].
(1) Microsiesmic and Engineering Seismology , National Institute of Rock Mechanics
(2) Microseismic and Engineering Seismology, National Institute of Rock Mechanics, Bangalore, India

Studies in Peninsular India identified many NW-SE trending faults as seismogenic, including the one which had generated 1993 Killari earthquake. Field investigations in both crystalline terrain and Deccan traps identified the youngest deformations associated with faulting as brittle. Deccan traps rarely exhibits surface continuity of a basement fault, however shows a complex pattern of veiled features indicating the brittle deformation. In Precambrian rocks of Southern Granulitic Terrain (SGT), fault exhibits gouge or breccias within the damage zone or adjacent to main slip plane and mineralogical changes due to circulation of deep seated fluids into the fault zones, where one of the major faulting event dated at 430 ka (through ESR dating). The present study is an attempt to understand the nature of neotectonic deformation from Eastern Ghat mobile belt (EGMB). EGMB exposes one of the oldest rocks in Indian peninsula which undergone poly cyclic ductile deformation. The present compressive tectonic regime started after Indian land mass collided with Eurasia. The collision in later stage transmitted the N-S directed compressive stresses towards peninsular India. All studies related with the seismicity of peninsular India are also indicating that the causative faults were moved under this compressive stress regime. The rocks exposed in the low lying eastern coastal zone exhibits intense weathering and alteration. The NW-SE trending fault (Gundalkalma) has produced couple of moderate earthquakes near Ongole. The fault plane solutions of 1967 (M=5.2) event is consistent with the ongoing tectonic deformation of peninsular India. Investigations on either side of this fault identified several faults exhibiting brittle deformation. The youngest deformations are identified as formed after the weathering processes. Unlike the faults form SGT, the faults within the study area are mostly devoid of wall rock alteration or fluid activity but shows severe damage in hanging wall. Secondary slips invariably show slickensides even in intensely altered rocks. Fault gouge found injected even well away from the main slip zones. The angular nature of breccia indicate that weathering does not affect them after the faulting/fracturing episode and are formed at near surface conditions. The above facts along with lack of fluid activity may indicate that these faults are moved much later, younger than (430 ka) compared to those observed in SGT.

SINT-SG: Sesión General Sismotectónica, Neotectónica y Terremotos Recientes

Characterising the long-term preparation phase recent megathrust earthquakes

Anne Socquet[1], Jorge Jara[1], Jesus Piña Valdes[1], Michel Bouchon[1], David Marsan[1], Fabrice Cotton[2].
(1) Université Grenoble Alpes, Université Savoie Mont Blanc, CNRS, IRD, IFSTTAR, ISTerre, Grenoble, France
(2) German Research Centre for Geosciences, GFZ Helmholtz Centre Potsdam, Potsdam, Germany

The mechanisms leading to megathrust subduction earthquakes are poorly known. It has been proposed that the long-term precursory phase of interplate earthquakes is triggered by a slow slip on the fault interface. Recent studies also showed that a triggering link exists between intermediate depth seismicity and the occurrence of megathrust earthquakes. However, the link between the long-term foreshock activity and associated pre-seismic deformation transients has not been directly established.

The subduction zone in North Chile has been affected by several earthquakes during the two last decades and, as a consequence, has been the focus of an important international monitoring effort. Notably, the Mw8.1 2014 North Chile earthquake was preceded by a series of earthquakes swarms starting in July 2013, eventually leading to the megathrust nucleation 8 months later. It is therefore an excellent case to study the mechanisms of preparation of great seismic ruptures, and the link between interseismic coupling, slow slip and seismic response.
We attempt here to characterize the long-term precursory deformation and associated seismicity before 2014 Iquique earthquake. We show that a group of coastal GPS stations accelerated westward eight months before the mainshock, corresponding to a Mw6.5 slow slip event on the subduction interface, 80% aseismic in nature. Concurrent interface foreshocks underwent a diminution of their radiation at high frequency, suggesting that ruptures were progressively enlarging, with a reducing velocity. This suggests that, in response to the slow sliding of the subduction interface, the widening of foreshock ruptures gradually propagating beyond seismic asperities into surrounding metastable areas is the nucleation mechanism eventually leading to the mainshock.

At a longer time scale (1990–2015), we document interactions between intermediate depth and interplate seismicity. We show that the 2005 Mw 7.8 Tarapaca slab-pull earthquake was followed by 9 years of enhanced deep and shallow seismicity, together with the decrease of eastward average GPS velocities and associated interplate coupling, eventually leading to the 2014 Mw 8.1 Iquique megathrust earthquake. These long-term interactions between deep and shallow seismicity suggest that the plunge of a rigid slab into a viscous asthenospheric mantle could be the driving mechanism for the initiation of a slow slip at the subduction interface, that may eventually trigger a megathrust rupture.

SINT-1: Procesos de deformación en márgenes activos: terremotos y tectónica

Inversión del deslizamiento en la falla del terremoto del Maule 2010, mediante observaciones de cGPS de 1 Hz.

Pablo Aravena Moraga[1], Klaus Bataille Bollweg[2], Sergio Barrientos Parra[3,4].
(1) Departamento de Geofísica, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Concepción, Concepción, Chile
(2) Departamento de Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias Químicas, Universidad de Concepción, Concepcion, Chile
(3) Departamento de Geofísica, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(4) Centro Sismológico Nacional, Chile

El proceso de ruptura de grandes terremotos es en general complejo y su inferencia aporta a la generación de modelos de carga y ruptura. Las observaciones geodésicas satelitales (GNNS) y en especial las de 1 Hertz de muestreo, registran las ondas sísmicas de alta frecuencia u ondas de cuerpo y el campo estático en el sitio de las estaciones. Con varios de estos registros se puede inferir la distribución del deslizamiento en la falla, o zona de contacto entre las placas. En este trabajo desarrollamos un mecanismo de inversión, a partir de datos de continuous Global Positioning System (cGPS), considerando un modelo de corteza, geometría de la subducción, y el cálculo de problema directo basado en el método de los propagadores (O'Toole y Woodhouse, GJI 2011). Para la inversión aplicamos condiciones adicionales, como por ejemplo un grado de suavidad de la solución. Aplicamos este análisis al terremoto del Maule, del 27 de Febrero del año 2010, Magnitud de momento 8.8, con registros de cGPS en 5 estaciones (Vigny, Science 2011) ya que en dichas estaciones se pueden observar claramente ambos campos, estático o meramente de desplazamiento, y además dinámico o de ondas, es decir que a estas distancias, no existe dominancia de un campo sobre otro, facilitando su estudio. Mediante el método de inversión, ajustamos la distribución del deslizamiento en la zona de falla y su evolución en el tiempo. Obtenemos resultados que son comparables a los obtenidos por otros autores usando datos sísmicos o geodésicos.

SINT-1: Procesos de deformación en márgenes activos: terremotos y tectónica

Monitoreo magnetotelúrico de la distribución de fluidos durante el ciclo sísmico en el norte de Chile

Jaime Andres Araya[1,2], Oliver Ritter[4,3].
(1) Estructuras y Geotecnia, Ingeniería, Pontificia Universidad Católica de Chile, Santiago, Chile
(2) Centro de Excelencia en Geotermia de los Andes (CEGA)., Chile
(3) Freie Universität, Alemania
(4) GFZ German Research Centre for Geosciences, Alemania

Estudios sismológicos en Japón (p.ej. Magee & Zoback, 1993) y Chile (Husen & Kissling, 2001) sugieren que grandes terremotos pueden generar cambios significativos en la distribución de fluidos en la zona sismogénica interplaca, y que estos cambios tendrían lugar dentro de días o meses luego del evento sísmico principal. Determinar como la ocurrencia de terremotos interactúa con la distribución de fluidos puede ser clave para entender los mecanismos que controlan la generación de grandes terremotos y sus réplicas, dado el rol de primer orden de la presión de fluidos en los procesos de ruptura. Sin embargo, la distribución de fluidos en profundidad y su evolución durante el ciclo sísmico es un tema pobremente conocido. Para estudiar cambios en la distribución de fluidos asociados a terremotos, desde el año 2007, estaciones magnetotelúricas de la red IPOC (www.ipoc-network.org), monitorean la laguna sísmica del norte de Chile. En esta contribución se presentan la metodología de monitoreo, los resultados obtenidos en el período 2007-2015 (que incluye los terremotos 2007 Mw 7.7 de Tocopilla y 2014 Mw 8.1 de Pisagua), y las implicancias para el estudio de terremotos de subducción. Husen, S. & Kissling, E. (2001). Postseismic fluid flow after the large subduction earthquake of Antofagasta, Chile. Geology, 29, 847–850. Magee, M. E. & Zoback, M. D. (1993). Evidence for a weak interplate thrust fault along the northern Japan subduction zone and implications for the mechanics of thrust faulting and fluid expulsion. Geology, 21, 809–812.

SINT-1: Procesos de deformación en márgenes activos: terremotos y tectónica

Tomografía de ruido sísmico de la Cuenca de Mejillones

Kellen Azúa[1], Sergio Ruiz[1], José Salomón[2], Bernard Potin[3], Francisco Pastén-Araya[4,5], César Pastén[2], Pablo Salazar[4,5], Wasja Bloch[6].
(1) Departamento de Geofísica, Facultad de Ciencias físicas y matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(2) Departamento de Ingeniería Civil, Facultad Ciencias físicas y matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(3) Centro Sismológico Nacional, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(4) Departamento de Geología, Facultad de Ingeniería y Ciencias Geológicas, Universidad Católica del Norte, Antofagasta, Chile
(5) Centro de Investigación para la Gestión Integrada del Riesgo de Desastres, Chile
(6) Fachrichtung Geophysik, Freie Universität Berlin, Berlin, Alemania

La península de Mejillones se encuentra ubicada en la segunda Región de Antofagasta al norte de Chile (-23.28º, -70.5º) y dada su geomorfología, es una sección atípica del margen costero del norte del país. La península de Mejillones, es una zona de estudio de gran interés, ya que se encuentra en el límite de dos segmentos sísmicos y por sus características geológicas, presenta una gruesa capa de sedimentos que podría potenciar los efectos de sitio. A partir de una densa red de estaciones de periodo corto de tres componentes instalada en la península entre los años 2013 y 2015, se busca caracterizar la cuenca de Mejillones. Usando los registros continuos, se realizó una tomografía de ruido sísmico en la cuenca. Utilizando la componente vertical de los sismogramas, se obtiene la función de Green a través de correlaciones cruzadas entre estaciones. La metodología espectral permite obtener velocidades de fase relacionando los cruces por cero de la parte real del espectro de correlación con los ceros de la función de Bessel. Las curvas de velocidades de fase de ondas de Rayleigh son invertidas usando un esquema de inversión de mínimos cuadrados regularizados, obteniendo finalmente, mapas de velocidades de fase a diferentes frecuencias. Los resultados preliminares obtenidos muestran que la cuenca tendría varios kilómetros de sedimentos consolidados con altos valores de velocidad, y que esta, se encuentra rodeada por formaciones de roca que presentarían altos valores de velocidad.

SINT-1: Procesos de deformación en márgenes activos: terremotos y tectónica

The chilean GNSS network, its status and progress towards real time applications for earthquakes

Juan Carlos Baez[1], Felipe Leyton[2], Sergio Ruiz[3], Marcos Moreno[4], Jonathan Bedford[5].
(1) Centro Sismológico Nacional, Ciencias Físicas Y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(2) Centro Sismológico Nacional, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(3) Geofísica, Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(4) Geofísica, Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Concepción, Concepción, Chile
(5) Dynamic of Lithosphere, GeoForschungZentrum, Potsdam, Germany

Chile is one of the world's most seismically active regions and is therefore extensively studied by the earthquake sciences. The great length of the country hosts a variety of measurement systems allowing for the characterization of earthquake processes over a wide range of timescales and in different phases of the seismic cycle. Starting in the early 1990s, several research groups began to deploy continuously operating geodetic networks in Chile, forming the core of the modern network of Global Navigation Satellite System (GNSS) receivers used to monitor geodynamics from the southern tip of the Americas to the Central Andes. Chile's GNSS network grew most rapidly following the 2010 Maule (Mw 8.8) earthquake, when the CAP and Caltech groups joined to build 40 continuous GNSS stations in the immediate aftermath of the earthquake, using financial support from the U.S. National Science Foundation and equipment provided by UNAVCO. From 2013 to the present day, the CSN has deployed an additional 130 stations. All the stations observe in continuous mode and 62% stream data to CSN servers. CSN's goal is to increase the number of streams so as to include all available geophysical sensors. For GNSS data at 1 Hz sampling, we stream the observations using the Radio Technical Commission for Maritime service (RTCM) protocol to an NTRIP Caster. For coastal stations located between 18.4ºS and 34.5ºS we estimate the position on-site using the center point real-time positioning service, a method comparable to PPP, before streaming these positions and respective errors to CSN servers. CSN is currently using these data to produce daily solutions for several research efforts beyond the scope of early warning, such as plate boundary and fault segmentation, locking rates, and inter-seismic straining. We present the status of the GNSS network, its data streams and the real-time analysis system used to support real-time modeling of earthquakes. CSN's current priority is to implement Tsunami and Earthquake Early Warning systems in real-time. We describe here the status of the GNSS network and the schedule of solutions generated during a rapid response to a moderate-to-large earthquake (magnitude 7.0 and above).

SINT-1: Procesos de deformación en márgenes activos: terremotos y tectónica

Modelling the transient surface motion along the chilean subduction margin that is captured by continuous GPS

Jonathan Bedford[1], Marcos Moreno[2,1], Juan Carlos Báez[3], Zhiguo Deng[1], Christian Sippl[1], Bernd Schurr[1].
(1) GFZ Potsdam
(2) Universidad de Concepción
(3) Centro Sismológico Nacional, Universidad de Chile, Santiago, Chile

Across all subduction zones monitored by continuous GPS it is becoming increasingly apparent that there are considerable transient motions occurring between large earthquakes. Here we present a model of the transient surface deformation field for the whole of Chile by analyzing more than 300 cGPS stations along the South American Continent. The model is over a decade long and has been obtained by applying a modified trajectory model to the cGPS data. The modified trajectory model is a curve-fitting approach that accounts for steps (e.g. earthquakes or equipment related jumps), gradual velocity changes between earthquakes, and background seasonal motions. By doing away with the assumption of a steady state interseismic velocity at each station, we are better able to reconstruct transient motions across all timescales and this is demonstrated with multiple synthetic examples. Accordingly, we show that there is considerable transient motion across the whole length of Chile in all phases of the seismic cycle and at various spatiotemporal wavelengths. Next we model the physical processes that are potentially contributing to the transient motion, such as plate interface kinematics, changes in relative plate velocities, and the elastic response to anomalous hydrological loading. Finally, we analyse the modelled spatiotemporal plate interface kinematics in relation to the background seismicity with the aim of characterizing the subduction plate interface processes controlling precursory phenomena of earthquakes.

SINT-1: Procesos de deformación en márgenes activos: terremotos y tectónica

Simulación de acelerogramas sintéticos, utilizando un método híbrido.

Franz Blaser[1], Sergio Ruiz[1], Cristian Otarola[1], Javier Ojeda[1], Cesar Pastén[2].
(1) Departamento de Geofísica, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(2) Departamento de Ingeniería Civil, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile

Chile es uno de los países más sísmicos del mundo, por lo que es un problema de primer orden el análisis, comprensión y evaluación del peligro sísmico. Una forma de llevar acabo este análisis es generando acelerogramas sintéticos, para esto en bajas frecuencias se pueden utilizar modelos cinemáticos, los cuales con el uso de las funciones de green teóricas se obtienen buenos resultados, pero comienzan a ser deficientes a altas frecuencias al no reproducir correctamente las heterogeneidades del medio. Para corregir esto, las altas frecuencias se pueden generar utilizando métodos estocásticos. En este estudio se utilizan ambas metodologías combinadas para generar acelerogramas sintéticos (método híbrido) en roca dura. Además se consideran las características geotécnicas locales para visualizar como se amplifican las ondas sísmicas considerando una función de transferencia adecuada a cada lugar de interés. Con esto se reproducen acelerogramas que son comparados con los registros obtenidos de tres eventos importantes dentro del margen chileno (Valparaíso 2017 [Mw 6.9], Iquique 2014 [Mw 8.2] y Maule 2010 [Mw 8.8]). El método reproduce correctamente estos registros, por lo que luego se realizan simulaciones de escenarios posibles para un evento de Mw 9.0 en la zona central del país. Se obtiene como resultados de acelerogramas en las tres componentes principales (norte, este y vertical) en diferentes lugares de interés (ciudades principales como Santiago, Rancagua, Valparaíso, etc).

SINT-1: Procesos de deformación en márgenes activos: terremotos y tectónica

Análisis de la ruptura sísmica de dos terremotos de profundidad intermedia Mw 6,3 en el norte de Chile.

Leoncio Cabrera[1], Sergio Ruiz[1], Cristian Otarola[1].
(1) Departamento de Geofísica, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile

Diferentes márgenes de subducción presentan doble zonas sísmicas (DZS), en las que es posible diferenciar dos planos de sismicidad dentro del slab subductante, separados por aproximadamente 25 km - 35 km. En el caso de Chile, diversos estudios muestran la existencia de una DZS en el norte, ubicada en la placa de Nazca, justo al sur del Codo de Arica (Comte et al., 1999; Yamasaki et al., 2003; Dorbath et al., 2008). Recientemente Sippl et al., (2018) presentó un estudio de alta resolución entre los 18°S y 24°S, en donde se distinguen tres planos de sismicidad diferentes. En este trabajo se presentan los resultados preliminares del estudio de dos terremotos intraplaca de profundidad intermedia ocurridos en el norte de Chile, en las cercanías de Arica y ubicados en el plano superior e inferior de la DZS. El primero ocurrió el 10 de Noviembre de 2017 de magnitud Mw 6.3 y a una profundidad de 94 km. El segundo evento ocurrió el 21 de Enero de 2018 de magnitud Mw 6.3 y a una profundidad de 129 kilómetros. Nosotros relocalizamos estos eventos y sus réplicas, localizando el primer evento en la parte superior de la DZS y el segundo al interior de la placa de Nazca. Aquí realizamos inversiones cinemáticas y dinámicas de estos eventos, para caracterizar los parámetros dinámicos que controlan su ruptura. Se utilizan registros de aceleración obtenidos en campo cercano por las redes CSN e IPOC. Los eventos presentan similitudes, como su duración de ruptura de aproximadamente 3s y mecanismos focales de tipo normal. No obstante, el comportamiento de sus réplicas fue totalmente diferente; por una parte el evento más superficial presentó un gran número de réplicas (~90) con magnitudes >= Mw 5,0 y por otro lado, el segundo evento más profundo presentó solo una réplica de ~ Mw 2,0.

SINT-1: Procesos de deformación en márgenes activos: terremotos y tectónica

Análisis de deformación cortical en la península de Mejillones, norte de Chile, a partir de datos GPS

Cristian Castro[1,2], Mahesh Shrivastava[1,2], Gabriel González[1,2].
(1) Departamento de Ciencias Geológicas, Ingeniería y Ciencias Geológicas, Universidad Católica del Norte, Antofagasta, Chile
(2) Centro de Investigación para la Gestión Integrada del Riesgo de Desastres (CIGIDEN), CONICYT/FONDAP/15110017, Santiago, Chile

Resúmen La zona de subducción chilena, una de las más importantes del planeta, genera una permanente deformación cortical en el antearco y terremotos cíclicos de grandes magnitudes. En este trabajo se obtienen mapas de distribución de strain y sus tasas respectivas gracias al monitoreo de 67 estaciones de GPS instaladas en la península de Mejillones y sectores adyacentes, donde el principal rasgo detectado es una deformación intersísmica anómalamente extensiva en dirección este oeste y cuya proyección hacia la interfaz sismogénica coincide con zonas desacopladas según modelos previos de distribución del acoplamiento interplacas. Por otra parte, la excelente preservación de fallas y estructuras morfotectónicas Cenozoicas del Desierto de Atacama favorecen a la interpretación de transmisión de esfuerzos en el límite de la placa Sudamericana, específicamente en las fisiografías del acantilado costero y el Sistema de Fallas de Atacama. Es por esto que la zona de subducción del norte de Chile es un escenario ideal para monitorear estaciones geodésicas y entender el marco neotectónico y sus consecuencias sísmicas cada vez con mayor detalle. Introducción La colisión entre las placas de Nazca y Sudamericana representa un complejo marco geodinámico responsable de la ocurrencia de grandes terremotos, erupciones volcánicas y alzamientos orogénicos. En la zona de subducción chilena, los terremotos y la deformación superficial son ocasionados por el acoplamiento existente en el contacto interplacas y su consecuente transmisión de esfuerzos por acomodamiento. En base al monitoreo de estaciones de GPS, algunos modelos previos de acoplamiento interplacas (Béjar-Pizarro et al., 2013; Métois et al., 2016) evidencian un bajo acoplamiento justo debajo de la península de Mejillones, la cual ha actuado como una barrera asísmica en la propagación de los últimos dos grandes terremotos (Ruiz y Madariaga, 2018) ocurrentes al norte (Tocopilla 2007, Mw 7.7) y sur de ésta (Antofagasta 1995, Mw 8.1). Durante la actividad cosísmica de ambos sismos la península registró una actividad de alzamiento (Shrivastava et al., 2017). Ajustes sismotectónicos La placa de Nazca, en el área de estudio, actualmente tiene una actividad de convergencia hacia el borde suroccidental de Sudamérica de unos 67 mm/año y una oblicuidad de 75º NE (Argus et al., 2011), provocando tasas generales de acortamiento cortical (Baker et al., 2014) y una acumulación de strain por energía elástica durante la etapa intersísmica producto del alto grado de acoplamiento interplacas (Béjar-Pizarro et al., 2013; Métois t al., 2016), la cual es liberada sistemáticamente bajo el concepto de ciclos sísmicos por subducción (Chlieh et al., 2004; Aranda et al., 2014) en forma de grandes terremotos ocurrentes cada 150+/-50 años. Al norte de la península de Mejillones en el año 2007 ocurre un terremoto en Tocopilla, Mw 7.7 (Peyrat et al., 2010), considerado como la ruptura sur del gap sísmico de aproximadamente 450 km definido por el terremoto tsunamigénico de Iquique 1877, Mw 8.7 (Comte y Pardo, 1991); mientras que inmediatamente al sur de la península el año 1995 ocurre el terremoto de Antofagasta, Mw 8.1 (Ruegg et al., 1996) sin precedentes de un sismo mayor. Metodología Para estimar las tasas de strain acumulada y su comportamiento elástico, se procesa y analiza el registro de estaciones GPS permanentes y de campaña. La base de datos generada considera el período de tiempo comprendido entre 2008 al 2016. El uso del software para Macintosh SSPX (Cardozo et al., 2012) utiliza el algebra lineal a partir del desplazamiento bidimensional (componente este y norte) que, para efectos de este estudio, se realiza entre 3 estaciones, generando una triangulación de Delanunay con un ángulo mínimo de 12° y su respectivo campo de strain. La red de distribución de strain intersísmico es integrada, a su vez, en mapas generados por el software GMT. Resultados El primer resultado obtenido corresponde a las baselines generadas según el monitoreo de estaciones permanentes de GPS y su vector de velocidad, las que indican un acortamiento relativo; a excepción de la gráfica generada entre las estaciones JRGN y PMEJ la que indica una leve actividad extensiva (ver figuras A.1, A.2 y A.3). El estado final de las triangulaciones acusa anómalamente un strain intersísmico extensivo (positivo) en la península de Mejillones y sus sectores inmediatamente adyacentes al este, y un acortamiento al norte y sur de ésta, lo que indica preliminarmente que se trata del inicio de la etapa intersísmica de un nuevo ciclo sísmico por subducción. Los valores de dilatación de µstrain intersísmico de acortamiento y extensión máximos registrados en la red de GPS corresponden a -1.12e-09 µm/año y 1.17e-09 µm/año respectivamente (ver figura A.4). Las estaciones JRGN y PMEJ indican una leve subsidencia (ver figura A.3), coincidiendo con la zona de strain extensivo. Con respecto a los valores de desplazamiento cosísmico de los terremotos considerados, en Antofagasta, 1995 (según datos geodésicos medidos por Ruegg et al., 1996) se obtienen valores de dilatación de -1.16e-09 µm y 8.53e-10 µm, mientras que los valores mínimo y máximo para la deformación cosísmica del sismo en Tocopilla 2007 corresponden a -1.19e-10 µm y 3.20e-10 µm (ver figura B). Discusión y conclusión Según el campo de strain obtenido del registro geodésico, la mayor transmisión de esfuerzos se registra en el borde costero de Chile, entre las Planicies Litorales y la Cordillera de la Costa, lo cual coincide con la proyección hacia la superficie de la primera zona sismogénica acoplada adyacente a la fosa (alcanzando una profundidad aproximada de 45+/-5 km a lo largo del slab subductado). Particularmente en la península de Mejillones y sectores adyacentes, se observa un comportamiento inverso durante la etapa intersísmica, es decir, las tasas de strain transmitidas hacia la superficie



SINT-1: Procesos de deformación en márgenes activos: terremotos y tectónica

obedecen un régimen de tipo extensivo, con un dominio de fallas normales acompañadas de una leve subsidencia local durante la etapa intersísmica, correlacionable al bajo grado de acoplamiento justo debajo de Mejillones. Es así como se pueden asignar las dos zonas sismogénicas ubicadas tanto al norte como al sur de la península como zonas de un alto grado de acoplamiento, siendo la península una especie de barrera de propagación asísmica (entre las latitudes 23.00º S y 23. 50º S), diferenciando temporal y espacialmente la liberación de energía en ambos clústeres sísmicos que definen las brechas ya mencionadas. Con respecto al strain obtenido por vectores de desplazamiento cosísmico para ambos terremotos en cuestión, se identifica una mayor extensión en la península de Mejillones, esto probablemente al tipo de acoplamiento y su carácter de barrera asísmica ya descritos. Referencias Allmendinger, R. W., & González, G. (2010). Invited review paper: Neogene to Quaternary tectonics of the coastal Cordillera, northern Chile. Tectonophysics, 495(1-2), 93-110. Allmendinger, R. W., Cardozo, N., & Fisher, D. M. (2011). Structural geology algorithms: Vectors and tensors. Cambridge University Press. Baker, A., Allmendinger, R. W., Owen, L. A., & Rech, J. A. (2013). Permanent deformation caused by subduction earthquakes in northern Chile. Nature Geoscience, 6(6), 492. Béjar-Pizarro, M., Socquet, A., Armijo, R., Carrizo, D., Genrich, J., & Simons, M. (2013). Andean structural control on interseismic coupling in the North Chile subduction zone. Nature Geoscience, 6(6), 462. Bevis, M., & Brown, A. (2014). Trajectory models and reference frames for crustal motion geodesy. Journal of Geodesy, 88(3), 283-311. Bloch, W., Kummerow, J., Salazar, P., Wigger, P., & Shapiro, S. A. (2014). High-resolution image of the North Chilean subduction zone: Seismicity, reflectivity and fluids. Geophysical Journal International, 197(3), 1744-1749. Cardozo, N., & Allmendinger, R. W. (2009). SSPX: A program to compute strain from displacement/velocity data. Computers & Geosciences, 35(6), 1343-1357. Chlieh, M., De Chabalier, J. B., Ruegg, J. C., Armijo, R., Dmowska, R., Campos, J., & Feigl, K. L. (2004). Crustal deformation and fault slip during the seismic cycle in the North Chile subduction zone, from GPS and InSAR observations. Geophysical Journal International, 158(2), 695-711. Cortes, A., González, L., Binnie, S. A., Robinson, R., Freeman, S. P. H. T., & Vargas, E. (2012). Paleoseismology of the Mejillones Fault, northern Chile: Insights from cosmogenic 10Be and optically stimulated luminescence determinations. Tectonics, 31(2). Cortés-Aranda, J., González, G., Rémy, D., & Martinod, J. (2015). Normal upper plate fault reactivation in northern Chile and the subduction earthquake cycle: From geological observations and static Coulomb Failure Stress (CFS) change. Tectonophysics, 639, 118-131. DeMets, C., Gordon, R. G., & Argus, D. F. (2010). Geologically current plate motions. Geophysical Journal International, 181(1), 1-80. Dziewonski, A. M., T.-A. Chou and J. H. Woodhouse, Determination of earthquake source parameters from waveform data for studies of global and regional seismicity, J. Geophys. Res., 86, 2825-2852, 1981. doi:10.1029/JB086iB04p02825 González, G., Cembrano, J., Carrizo, D., Macci, A., & Schneider, H. (2003). The link between forearc tectonics and Pliocene–Quaternary deformation of the Coastal Cordillera, northern Chile. Journal of South American Earth Sciences, 16(5), 321-342. González, G., Salazar, P., Loveless, J. P., Allmendinger, R. W., Aron, F., & Shrivastava, M. (2015). Upper plate reverse fault reactivation and the unclamping of the megathrust during the 2014 northern Chile earthquake sequence. Geology, 43(8), 671-674 Jara, J., Socquet, A., Marsan, D., & Bouchon, M. (2017). Long Term Interactions Between Intermediate Depth and Shallow Seismicity in North Chile Subduction Zone. Geophysical Research Letters, 44(18), 9283-9292. Kreemer, C., Haines, J., Holt, W. E., Blewitt, G., & Lavallee, D. (2000). On the determination of a global strain rate model. Earth, Planets and Space, 52(10), 765-770. Melnick, D., Moreno, M., Quinteros, J., Baez, J. C., Deng, Z., Li, S., & Oncken, O. (2017). The super interseismic phase of the megathrust earthquake cycle in Chile. Geophysical Research Letters, 44(2), 784-791. Métois, M., Vigny, C., & Socquet, A. (2016). Interseismic coupling, megathrust earthquakes and seismic swarms along the Chilean subduction zone (38–18 S). *Pure and Applied Geophysics*, *173*(5), 1431-1449. Moreno, M., Li, S., Melnick, D., Bedford, J. R., Baez, J. C., Motagh, M., ... & Contreras-Reyes, E. (2018). Chilean megathrust earthquake recurrence linked to frictional contrast at depth. Nature Geoscience, 1. Niemeyer, H., Gonzalez, G., & Martinez-De Los Rios, E. (1996). Evolución tectónica cenozoica del margen continental activo de Antofagasta, norte de Chile. Andean Geology, 23(2), 165-186. Ruegg, J. C., Campos, J., Armijo, R., Barrientos, S., Briole, P., Thiele, R., ... & Lazo, D. (1996). The Mw= 8.1 Antofagasta (North Chile) earthquake of July 30, 1995: first results from teleseismic and geodetic data. Geophysical Research Letters, 23(9), 917-920. Ruiz, S., & Madariaga, R. (2018). Historical and recent large megathrust earthquakes in Chile. Tectonophysics. Shrivastava, M. N., González, G., Moreno, M., Chlieh, M., Salazar, P., Reddy, C. D., ... & Llera, J. C. (2016). Coseismic slip and afterslip of the 2015 Mw 8.3 Illapel (Chile) earthquake determined from continuous GPS data. Geophysical Research Letters, 43(20). Shrivastava, M., Gonzalez, G., & Moreno, M. (2017, April). The upliftment in the Mejillones peninsula during 1995-2015 with two subduction earthquakes. In *EGU General Assembly Conference Abstracts* (Vol. 19, p. 16893). Tichelaar, B. W., & Ruff, L. J. (1991). Seismic coupling along the Chilean subduction zone. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 96(B7), 11997-12022.

SINT-1: Procesos de deformación en márgenes activos: terremotos y tectónica

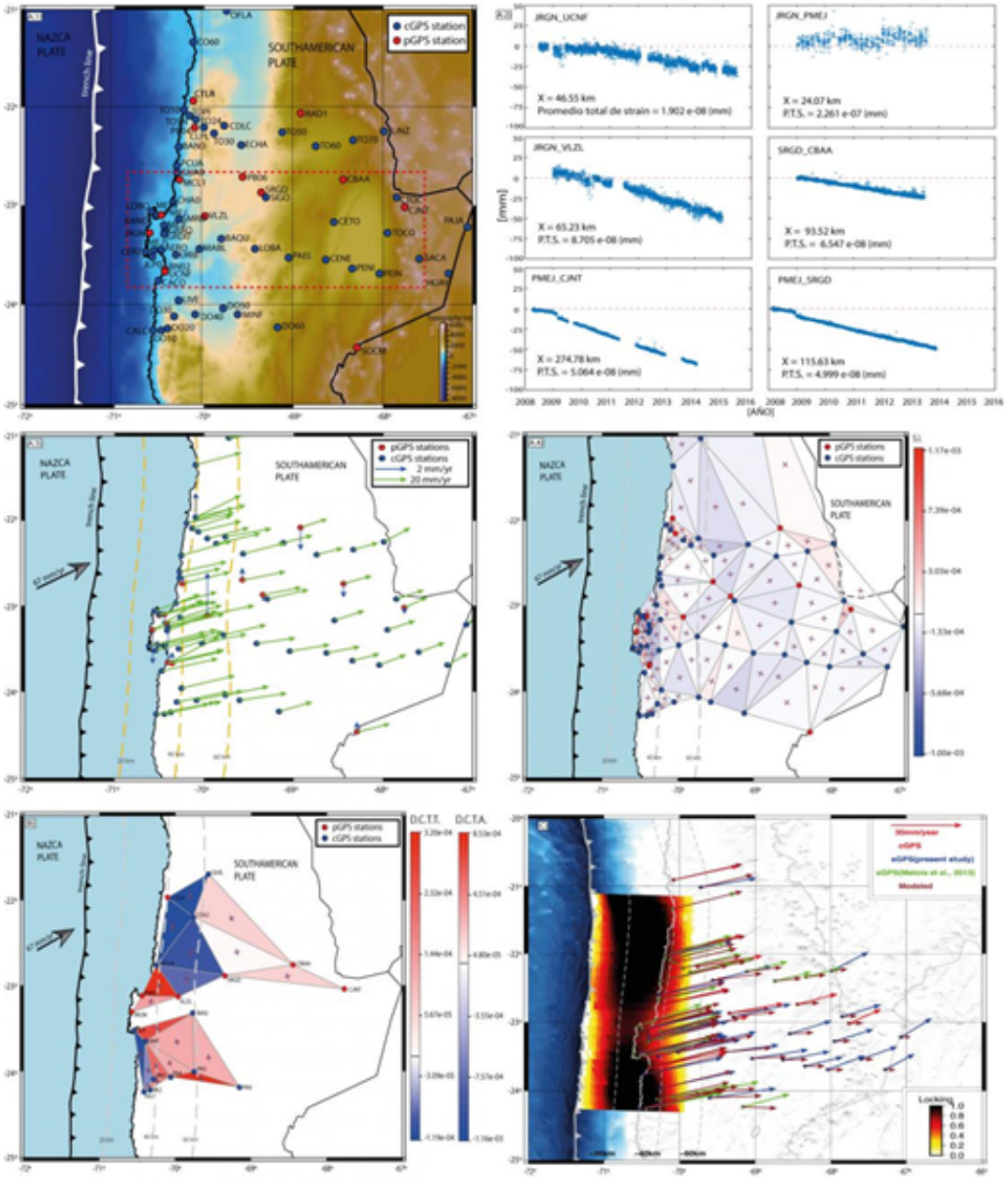


Figura 1. Mapas de distribución de strain generados por los softwares SSPX y GMT. A.1) Distribución de las estaciones de GPS campaña (azul) y permanente (rojo). A.2) Baselines bidimensionales (componentes norte y este) entre dos estaciones de GPS permanentes (X=distancia entre dos estaciones). A.3) Vector de velocidad intersísmica bidimensional. Se plotea el desplazamiento vertical para las estaciones permanentes (vectores azules). A.4) Dilatación de strain intersísmico con sus respectivos ejes de acortamiento (segmento azul) y extensionales (segmento rojo). B) Desplazamiento cosísmico para el terremoto de Tocopilla 2007 (22°/23° latitud sur) y Antofagasta 1995 (23.5°/24° latitud sur). D) Modelo de acoplamiento interplacas tomado de Shrivastava et al., 2017; que muestra la proyección de la zona desacoplada justo debajo de la península de Mejillones. S.I.: Strain Intersísmico. D.C.T.T. y D.C.T.A.: Dilatación Cosísmica para los terremotos de Antofagasta y Tocopilla respectivamente.

SINT-1: Procesos de deformación en márgenes activos: terremotos y tectónica

Neotectónica de fallas corticales sobre el gap sísmico de 1877, norte de Chile (23°S): Una discusión a partir de índices morfométricos calculados sobre modelos de elevación digital.

Valentina Isabel Fernández[1], Joaquin Cortes[1], Luis Astudillo[1].
(1) Ciencias de la Tierra, Química , Universidad de Concepción

Gran parte de la deformación inducida por la convergencia es balanceada elásticamente entre las etapas del ciclo de terremotos de subducción; una fracción, sin embargo, es transferida de manera permanente a la placa superior, lo que se refleja en el paisaje del Antearco Costero, donde fallas corticales controlan gran parte su morfología. Escasos son los antecedentes relativos a la actividad Pleistocena-Holocena de estas fallas corticales. A los 23°S, a 25 km de la Mina Pedro de Valdivia, en la Región de Antofagasta, numerosas fallas de rumbo NNW a NNE del Sistema de Fallas de Atacama, controlan parcialmente, el límite de frentes de montaña hectométricos. Lo anterior, a escala del Antearco Costero, genera una topografía escalonada, con serranías submeridianas; hacia su base diversas generaciones de abanicos aluviales, marcan el límite con extensas zonas deprimidas (pampas). Previamente, (Villalobos et al., 2013) documentan, asociado a fallas de extensión kilométrica, la ocurrencia de escarpes, fracturas y *knick points* en canales que las disectan. Dichos autores sugieren, que algunas de las fallas en el área de estudio habrían sido capaces de generar terremotos de Mw~7 en el Pleistoceno-Tardío/Holoceno. En esta contribución, se presentan los resultados de un análisis morfométrico de modelos de elevación digital (ALOS-Palsar, 12.5 m; SRTM30, 30 m), orientado a calcular índices geomorfológicos que permitan discutir, en términos cualitativos, cuáles son las fallas más activas en el área. Utilizando el Software ArcGIS se calculó, primero, el índice de Sinuosidad de Frente de Montaña (Smf). Luego, empleando los códigos TecDEM y TopoToolBox2, ambos para Matlab, se analizaron los *thalwegs* de incisiones cortadas por fallas para calcular los índices de Hack (SL) y de verticalidad normalizada (ksn); el cálculo de estos índices apunta, respectivamente, a destacar *knickpoints* y zonas de mayor alzamiento. Dado que no existe evidencia de actividad de Mw>6 a lo largo de estas fallas, este tipo de análisis puede ser útil para identificar cuáles de estas discontinuidades han sido las más activas en el Pleistoceno-Holoceno y, por ende, las más capaces de generar eventos Mw~7. Dada su ocurrencia sobre el gap sísmico de 1877 , y la conocida relación dinámica entre grandes terremotos de subducción y la activación de fallas corticales sobre el *megathrust*, el estudio del potencial sísmico de estas fallas puede ser significativo para las zonas urbanas e industriales aledañas.

SINT-1: Procesos de deformación en márgenes activos: terremotos y tectónica

Los eventos de La Serena Mw 6.9 del 11 de Noviembre de 2015

Christian Flores[1,2], Cristian Otarola[1,2], Sergio Ruiz[1], Felipe Leyton[3], Andrei Maksymowicz[1], Juan Carlos Baez[3], Raúl Madariaga[4].
(1) Departamento de Geofísica, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(2) Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(3) Centro Sismológico Nacional, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(4) Ecole Normale Superieure, Francia

El 11 de Noviembre de 2015 ocurrieron 2 terremotos de magnitud Mw 6.9, frente a la ciudad de La Serena, muy cerca de la fosa. Estos eventos habrían sido gatillados por el efecto postsísmico del terremoto de Illapel 2015 Mw 8.3. En este trabajo discutimos la relevancia de estos eventos por su cercanía a la fosa, y las implicancias que tendría estos resultados para el potencial tsunamigénico de los terremotos de gran magnitud que pueden ocurrir en la zona Centro Norte de Chile. Además, ya que la ubicación de estos terremotos coincide con la subducción de una estructura batimétrica oceánica importante (Zona de Fractura de Challanger) se analizara cuál y cómo podría ser la relación de esta estructura con los grandes terremotos, debido a que en el pasado esta habría actuado como una barrera, deteniendo la propagación en el norte del terremoto de Atacama de 1922 y al sur de los terremotos de 1880, 1943 y 2015. Sin embargo, el terremoto megathrust de 1730 si habría atravesado esta estructura geológica. Haciendo uso de los datos obtenidos por los instrumentos de campo cercano: acelerógrafos, sismógrafos y antenas GNNS; en este trabajo se localiza y estima el tensor de momento de los eventos ocurridos en esta zona, se estudian las series de tiempo de GNNS y se realizan inversiones cinemáticas de los dos eventos Mw 6.9. A partir de los resultados obtenidos, confirmamos que los terremotos Mw 6.9 ocurrieron cerca de la fosa, probablemente producto de un movimiento lento asociado al movimiento postsísmico del terremoto megathrust de Illapel 2015. Estos resultados enfatizan la importancia de caracterizar correctamente los eventos interplaca que ocurren en la subducción chilena cerca de la fosa principalmente, por las implicancias que tendrían terremotos de mayor magnitud de este tipo en las costas de Chile.

SINT-1: Procesos de deformación en márgenes activos: terremotos y tectónica

Deformación postsísmica asociada al terremoto del Maule y su efecto sobre los Andes del Sur: Una caracterización de la deformación superficial a partir de series de tiempo de GNSS.

Francisco Manuel García[1], Andres Tassara[1], Vicente Yáñez[2], Felipe Quiero[3], Marcos Moreno[4].
(1) Ciencias de la tierra, Ciencias quimicas, Universidad de Concepción
(2) departamento de geofisica, Universidad de Chile
(3) Ciencias de la tierra, Universidad de Concepción
(4) departamento de geofisica, Universidad de Concepción

Los Andes del Sur corresponden a uno de los ambientes tectónicos más activos del planeta. Este segmento del margen históricamente presenta una gran cantidad de eventos sísmicos de gran magnitud, dentro de los que destaca el terremoto de Valdivia (Mw 9,5) de 1960 y el del Maule (Mw 8,8) del 2010. En la última década el área no solo ha presentado eventos sísmicos de gran importancia sino que también una gran cantidad de eventos eruptiva. Este trabajo utiliza series de tiempo de desplazamiento superficial desde estaciones continuas de GNSS (Global Navigation Satellite System) instaladas en el margen Andino (Chile y en menor medida Argentina) desde el año 2005 para poder obtener gradientes de velocidad y apartir de estos caracterizar el campo de deformación superficial antes y despues del terremoto del Maule. La combinación de distintas operaciones a partir del tensor de deformación, nos permite determinar para cada punto del área los ejes de acortamiento y extensión máxima, estilo deformacional (rotación, cizalle simple o cizalle puro), tasa de dilatación y tasa de deformación (strain rate). Al estudiar la evolución temporal y espacial de estos parámetros, en conjunto con información geológica como el enrejado estructural y la ubicación de centros volcánicos, es posible determinar qué sistemas estructurales están concentrando más deformación en la corteza y qué características tiene esta deformación para cada etapa del ciclo sísmico del megathrust. Los resultados muestran que los principales sistemas estructurales del área presentan características deformacionales contrastantes entre el periodo intersísmico y el postsísmico, tanto en sus estilos como en las magnitudes de las tasas de deformación. Esto puede jugar un rol crucial en la activación de sistemas volcánicos, al generar cambios de presión en sus sistemas magmáticos correspondientes así como la activación de estructuras que ayuden a acomodar la deformación. El rol que juega el ciclo sísmico en la construcción del orógeno sigue siendo un tema desconocido, sin embargo las altas tasas de deformación asociadas al postsísmico podrían indicar que esta fase es mucho mas importante de lo que se pensaba hasta ahora.

SINT-1: Procesos de deformación en márgenes activos: terremotos y tectónica

El rol de las fallas normales en la evolución del relieve de la Península de Mejillones, norte de Chile, ¿qué nos dice sobre el crecimiento de fallas y la evaluación de amenaza sísmica?

Yerko González[1,2], Gabriel González[1,2], Joaquín Cortés[3], Ian Del Río[1,2].
(1) Centro de Investigación para la Gestión Integrada del Riesgo de Desastres (CIGIDEN), CONICYT/FONDAP/15110017, Santiago , Chile
(2) Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ingeniería y Ciencias Geológicas, Universidad Católica del Norte, Antofagasta, Chile
(3) Departamento de Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias Químicas, Universidad de Concepción, Concepción , Chile

En la Península de Mejillones (22ºS), norte de Chile, la Falla Mejillones (FM) y Falla Caleta Herradura (FCH, compuesta por cuatro segmentos) limitan la parte oriental del Horst Morro Mejillones (HMM) y Horst Morro Jorgino (HMJ) respectivamente; y producen dos prominentes escarpes de falla elongados NS. Terrazas marinas preservadas en los horsts, generan un prominente paleo-acantilado costero que separa terrazas marinas altas del Plioceno de terrazas marinas bajas del Pleistoceno. En esta contribución se discute cómo la altura del ángulo de línea de costa de las terrazas varía a través del tiempo por la acción de las fallas, cómo varía el desplazamiento a lo largo de estas fallas y cómo las fallas han crecido desde el Plioceno. Según los resultados, en la FM el deslizamiento vertical acumulado es mayor en la parte norte y que disminuye hacia el sur, esto coincide geográficamente con un gran deslizamiento vertical en la FCH, sugiriendo que ambas estructuras estas relacionadas cinemáticamente. En el caso de la FCH, la variación vertical a través del tiempo de los ángulos de línea de costas, sugieren un patrón más irregular en el alzamiento de las terrazas marinas del HMJ que en el HMM, probablemente relacionado con la segmentación de la falla. Para la FM se sugiere un modelo convencional de crecimiento (Cowie & Scholz, 1992) en que fallas crecen debido a un incremento tanto en el desplazamiento vertical como su longitud y que el desplazamiento máximo comúnmente ocurre cerca del centro de las fallas y disminuye gradualmente hacia los extremos. Para la FCH se propone un modelo alternativo (Walsh *et al*., 2002), en que la longitud de la falla es casi constante desde una etapa temprana de actividad y el crecimiento se logra principalmente por el aumento en el desplazamiento acumulado generando un incremento progresivo en desplazamiento vertical en relación de la longitud de las fallas debido a que, probablemente, suceden a sistemas de fallas heredados. Tasas de deslizamiento calculadas en la FCH indican que la recurrencia de terremotos en el tiempo es, probablemente, del orden de miles de años. Abanicos aluviales desplazados 2 m sugieren terremotos característicos de magnitud Mw 7.0 para esta falla. Este tipo de paleo-terremotos es similar al propuesto para la Falla Mejillones. Por lo tanto las fallas de la Península de Mejillones deben considerarse como fallas capaces en la evaluación de la amenaza sísmica en la Península de Mejillones.

SINT-1: Procesos de deformación en márgenes activos: terremotos y tectónica

Campo de deformación superficial del margen Andino (18 - 45°S) desde vectores de velocidad GNSS

Nadia Jara[1], Javiera Jiménez[1], Andrés Tassara[1], Francisco García[1].
(1) Departamento de Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias Químicas, Universidad de Concepción, Concepción, Chile

La Cordillera de los Andes, presenta una clara segmentación latitudinal, expresada en variaciones espaciales de su topografía, morfología, distribución de unidades geológicas, estructura cortical y litosférica, y geometría de la placa subductada. Esta segmentación es producto de la evolución tectónica a escalas de millones de años, pero su relación con la deformación contemporánea es desconocida. Esta investigación, busca caracterizar el campo de deformación superficial actual del margen Andino, relacionándola con la zonación heredada en el orógeno. Mediante el uso de las mediciones geodésicas con estaciones GNSS (Global Navigation Satellite System) se puede caracterizar la deformación cortical por medio del cálculo de la vorticidad, entendiendo esta como la relación entre la rotación y elongación de un cuerpo. Valores de vorticidad cercanos a 0 indican deformación no rotacional, iguales a 1 cizalle simple y mayores a 1 deformación rotacional. Para llevar a cabo el propósito principal de este estudio, se genera un mapa continuo de los campos de velocidad entre los 18.5 y 44°S, desde una compilación de vectores de velocidad calculados desde datos GNSS continuos y de campaña estimados, previos al terremoto del Maule 2010. A este mapa se le realizan variadas pruebas de resolución con el fin de interpretar correctamente los patrones de vorticidad según fuentes de deformación determinadas. Las señales presentes en cada mapa dependen de diferentes variables, por lo que se deben evaluar los posibles mecanismos que generan la deformación superficial, contemplando una combinación de factores que conduzcan a los valores observados, en función de su contexto reológico, estructural y heredado. Considerando lo anterior, se realizan comparaciones cuantitativas y cualitativas entre patrones de vorticidad y fuentes como sismicidad, debilidades corticales y su relación con el ciclo sísmico de subducción y la configuración geológica hereditaria. Un resultado destacable, son las señales persistentes de cizalle simple que generan algunos lineamientos, los que coinciden con estructuras reconocidas geológicamente y con ocurrencia de sismicidad somera, aportando a caracterizar el grado de actividad de fallas corticales. Los distintos patrones de vorticidad y sus posibles fuentes reflejarían el estilo de deformación de la corteza, durante el periodo intersísmico, lo que mostraría la incidencia directa de las estructuras presentes en la corteza sobre el campo de deformación.

SINT-1: Procesos de deformación en márgenes activos: terremotos y tectónica

Focal mechanism, magnitude, and finite-fault rapid estimation using the elliptical patch method in Chile using strong-motion and GNSS data.

Felipe Leyton[1], Sergio Ruiz[2], Raul Madariaga[3], Juan Carlos Baez[1].
(1) Centro Sismológico Nacional, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile
(2) Geofísica, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(3) Laboratoire de Geologie, Ecole Normale Superieure, Paris, Francia

The rapid characterization of large earthquakes can provide crucial information in the minutes following the event, enabling a preliminary assessment of where the strong ground motion occurred. Currently, most algorithms attempt to estimate the magnitude and location of the earthquake assuming a point source, such as those used in earthquake early warning. In the near field, the point-source approximation suffers from two drawbacks: it saturates with moderate-to-large magnitudes (Mw ≥ 6.0) and can overestimate the distance using epicentral distance rather than distance to the fault plane; these factors can severely underestimate the predicted values of the strong ground motions. Several researchers have attempted to retrieve the fault-plane geometry during the first few minutes after the earthquake using regional data. Here, we use a kinematic approach that simplifies the traditional finite-fault inversion and reduces the computation time: we modeled the fault plane as an elliptical patch with the so-called elliptical patch method (EPM). Instead of inverting the source parameters for each subfault, we consider a Gaussian slip distribution over the fault plane, reducing the number of search parameters to less than 10. This simple source geometry and slip distribution enables us to add other parameters to the inversion, such as the focal mechanism and moment magnitude. We implemented this rapid finite-fault kinematic inversion using data from the Centro Sismológico Nacional (CSN) of the Universidad de Chile and studied the 45 moderate-to-large magnitude events (6.0 ≤ Mw ≤ 8.3) that occurred between 2013 and 2017 in Chile. We conclude that the actual EPM version enables a rapid and robust estimation of the source parameters for moderate-to-large earthquakes in Chile, using near-field data. Even more, recent test with GNSS data have shown that this kind of information enables a robust definition of the fault-plane dimesions, improving the overall performance of the methodology.

SINT-1: Procesos de deformación en márgenes activos: terremotos y tectónica

Seismic velocity model and deep reflectors in the continental wedge at the Valdivia earthquake high slip zone

Andrei Maksymowicz[1], Daniel Diaz[1], Eduardo Contreras-Reyes[1], Emilio Vera[1], Diana Comte[1], Nathan Bangs[2], Andreas Rietbrok[3], Anne Trehu[4].
(1) Departamento de Geofísica, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(2) University of Texas Institute for Geophysics, USA
(3) Karlsruhe Institute of Technology,, Germany
(4) College of Earth, Ocean and Atmospheric Sciences, Oregon State University, Corvallis, OR, USA

Geophysical models of the continental wedge show that sedimentary units of the accretionary prism play a key role in the updip propagation of large earthquakes. The updip limit between these frontal units and the continental basement (backstop) corresponds to an active tectonic zone associated with intraplate seismicity and changes in the crustal deformation styles. Landward, the processes of basal accretion above the interplate boundary could control the rheology of the seismogenic zone and the long-term deformation process of the forearc near the coast. The studied zone is located in a segment of the Chilean margin, where the high slip patch of the Mw 9.6 Valdivia earthquake (1960) correlates with a general decrease of continental slope angle, a well-developed marine forearc basin, and with a landward prolongation of the pre-Mesozoic metamorphic belt (Western/Eastern series) onshore. This work presents preliminary results of 2D travel time tomographic models and the mapping of intra-crustal reflectors near the epicentral region of the 1960 event (~39.15ºS). Seismic data were acquired during the NSF-CEVICHE cruise by the American *R/V Marcus Langseth* in Jan/Feb 2017, complemented by 32 short-period seismometers deployed onshore. The acquired data provide enough resolution to generate Vp models for the upper continental crust by travel-time inversion of refracted phases, and the interpretation of the shot signals, observed up to 50-70 km landward of the shoreline. The derived velocity models reveal the accretionary prism, marine forearc basin, and in the upper continental basement. Recorded intracustal reflectors located roughly below the coast could be interpreted as evidence for the presence of the metamorphic complex above the interplate boundary. Future analyses could help us to understand the latitudinal variation of continental structures, and their potential implications for the short-term and long-term tectonic evolution in this segment of Chilean margin.

SINT-1: Procesos de deformación en márgenes activos: terremotos y tectónica

Spatio-temporal evolution of deformation and seismicity during the last decade in Chile: Implications for seismic hazard and earthquake mechanics

Marcos Moreno[1], Juan Carlos Baez[2], Jonathan Bedford[3], Shaoyang Li[4], Christian Sippl[5], Felipe Leyton[2].
(1) Departamento de Geofísica, Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Concepción, Concepción, Chile
(2) Centro Sismológico Nacional, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(3) Lithosphere Dynamics, GFZ Helmholtz Centre Potsdam, German Research Centre for Geosciences, Potsdam, Germany
(4) Department of Earth and Environmental Sciences, University of Iowa, Iowa City, USA
(5) Lithosphere Dynamics, GFZ Helmholtz Centre Potsdam, German Research Centre for Geosciences, Potsdam, Germany

After a long quiet period without any large (Mw >8) earthquakes (since 1995), the Chilean subduction zone was recently struck by three events in only six years: The 2010 Maule (Mw=8.8), the 2014 Iquique (Mw=8.1) and the 2015 Illapel (Mw=8.2) earthquakes. The increased spatial density of continuous geodetic and seismological instrumentation during the last decade in Chile has enabled the research community to better understand the physical processes related to these events. Studies have focused on all aspects of the earthquake cycle, from late interseismic locking patterns and precursory activity to early post-seismic relaxation and plate relocking. Important for assessing the potential sizes of upcoming earthquakes has been the evaluation of ongoing deformation at unbroken segments. Here, we analyze a decade of continuous GPS observations along the South American Continent to robustly estimate spatio-temporal variations of the deformation field before and after those events, and the relation of deformation to seismic activity. We perform kinematic and dynamic finite element models to characterize the distribution of locking degree and the mechanical coupling at the plate interface. Our models characterize the heterogeneous strength distribution and stress loading at the plate interface, allowing us to analyze the relation of these parameters to the rupture extents of recent large earthquakes and background seismicity. Shear stress is concentrated within the deeper seismogenic region where moderate-sized seismic events uncouple the fault before the shallower region fails in a major earthquake. The temporal variation of cumulative deformation after large events can modify the state of stress at the plate interface, thereby bringing loaded areas closer to failure levels of stress. Together with the seismic observations, the results of our study suggest that this new approach of characterizing the deformation and stress can provide valuable insights into the mechanical heterogeneities along the plate interface, which is crucial for understanding the stress accumulation-and-release processes that lead to great megathrust earthquakes.

SINT-1: Procesos de deformación en márgenes activos: terremotos y tectónica

Modelos de ruptura asociados a los terremotos del 21 y 22 de mayo de 1960

Javier Ojeda[1], Sergio Ruiz[1], Francisco Del Campo[2].
(1) Departamento de Geofísica, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile
(2) Centro Sismológico Nacional, Chile

Durante mayo de 1960 ocurre una de las secuencias sísmicas más inusuales registradas instrumentalmente. Esta serie de eventos comenzó el 21 de mayo a las 10:02 UTC con un sismo Mw 8.1 que generó grandes daños en la península de Arauco. Este evento no tuvo un tsunami asociado, pero sí al menos 9 réplicas Ms > 5.5 migrando hacia el sureste. 33 horas después, el 22 de mayo a las 19:11 UTC, ocurre el terremoto Mw 9.5, este evento se propaga por todo el contacto sismogénico desde el sur de Concepción hasta el Punto Triple Chileno, generando un tsunami transoceánico que opacó el impacto generado por el primer terremoto. Dado que el conocimiento de los patrones espaciales para ambos sismos es actualmente incompleto, se estiman modelos de deslizamiento estático para los terremotos Mw 8.1 del 21 de mayo y Mw 9.5 del 22 de mayo de 1960.

Plafker y Savage (1970) recopilaron 155 datos de desplazamientos verticales, consideraron los cambios de nivel en la Ruta 5, calcularon deformaciones horizontales, y además, fueron capaces de separar la información de alzamientos y subsidencias asociadas a los sismos del 21 y 22 de mayo. Con estos datos, se calcula el modelo directo usando Okada (1985), que describe la deformación elástica de un semiespacio homogéneo. La superficie del contacto interplaca se aproxima discretizando el modelo de Tassara y Echaurren (2012). Se utiliza un método de inversión bayesiano que entrega una densidad de probabilidad a posteriori, es decir, combina información de los datos y el conocimiento a priori, y en particular un modelo de máxima verosimilitud. Se verifica la resolución de los modelos mediante un test de tablero de ajedrez, logrando una buena resolución en gran parte del contacto interplaca, excepto cerca de la fosa, debido a la poca sensibilidad de las observaciones de desplazamiento estático a esa distancia de la fuente.

Los resultados muestran que el terremoto Mw 8.1 tuvo un máximo deslizamiento cercano a 4 m en la zona profunda del slab, similar al terremoto de Tocopilla Mw 7.7 (2007). Esto explicaría que no se haya generado un tsunami importante y que Isla Mocha no se alzó por el primer sismo. Para el terremoto Mw 9.5 los modelos muestran que se propagó hacia el sur desde el hipocentro, con un máximo deslizamiento de 42 m, y con una aspereza importante bajo Valdivia. Sin embargo, dada la incerteza de los datos, es importante recalcar que los modelos poseen sesgos, por lo cual la interpretación de estos resultados debe ser cuidadosa.

SINT-1: Procesos de deformación en márgenes activos: terremotos y tectónica

La presencia de fluidos en la zona interplaca influyen en el régimen de fricción de la Península de Mejillones del norte de Chile

Francisco Pasten-Araya[1,2], Pablo Salazar[1,2], Sergio Ruiz[3], Efraín Rivera[3], Bertrand Potin[4], Andrei Maksymowicz[3], Esteban Torres[1,2], Javiera Villarroel[1,2], Eloisa Cruz[1,2], Jordan Valenzuela[1,2], Diego Jaldín[1], Gabriel González[1,2], Wasja Bloch[5].
(1) Departamento de Geología, Facultad de Ingeniería y Ciencias Geológicas, Universidad Católica del Norte, Antofagasta, Chile
(2) Centro de Investigación para la Gestión Integrada del Riesgo de Desastres (CIGIDEN), Chile
(3) Departamento de Geofísica, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(4) Centro Sismológico Nacional, Chile
(5) Universidad Libre de Berlin , Alemania

La zona de contacto interplaca es geológicamente heterogénea. Los fluidos jugarían un rol importante en el comportamiento friccional al controlar tanto la ubicación del terremoto como la tasa de sismicidad. En este trabajo intentamos comprender el papel de los fluidos en una sección de la zona de subducción chilena ubicada debajo de la Península de Mejillones (PM) en el norte de Chile. La PM se considera una anomalía morfológica correspondiente a un bloque alzado de la plataforma costera. Hacia el norte y centro de la PM, subduce la zona de fractura de Mejillones (MFZ), que corresponde a un lineamiento magnético con dirección Nor-Este en la Placa de Nazca. El contacto interplaca bajo la PM presenta un comportamiento sismogénico anómalo. Los últimos dos terremotos ocurridos en las áreas adyacentes no cruzaron el interplaca debajo la PM. También ha presentado pulsos asísmicos después del terremoto de Antofagasta Mw 8.1, 1995 y los modelos geodésicos muestran que el acoplamiento entre placas en esta sección se reduce en comparación con segmentos de subducción adyacentes al norte y hacia el sur. Estos aspectos antes mencionados sugieren fuertemente que esta sección de la zona de subducción chilena tiene un comportamiento típico como barrera sísmica. Nuestra hipótesis es que el comportamiento de barrera del contacto entre placas debajo de la PM está controlado por fluidos presente en el interplaca. Para resolver este problema desplegamos una red de período corto en la PM para caracterizar la sismicidad. Además, construimos una detallada tomografía 3D y caracterizamos los mecanismos focales de 1.248 eventos.

Identificamos valores altos de Vp/Vs dentro de la corteza oceánica y en la corteza continental inferior, que interpretamos como zonas hidratadas con alta presión de fluido de poro. Estas zonas están correlacionadas con la zona de fractura de Mejillones y con litologías más permeables de la corteza continental inferior, lo que permite una mayor acumulación de fluidos en el interplaca debajo de la PM además, estas zonas hidratadas concentran una alta tasa de sismicidad, enjambres y *repeaters*. Proponemos que los fluidos controlan el comportamiento sismogénico anómalo del interplaca bajo la PM.

SINT-1: Procesos de deformación en márgenes activos: terremotos y tectónica

Seismotectonic and geometric control of subducted Nazca plate on the Central Andes deformation styles.

Matias Alberto Peña[2,1], Andrei Maksymowicz[3], Sergio Ruiz[3].
(1) Geología, Facultad de Ciencias fisicas y matemáticas, Universidad de Chile, Santiago , Chile
(2) Escuela de Geologia, Facultad de Ciencias, Universidad Mayor, Santiago, Chile
(3) Geofisica, Facultad de Ciencias fisicas y matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile

Along the Nazca-South America convergent margin, the slab in-homogeneities, seamounts chains, spreading centers and fractures zones correlates with the seismicity from small magnitude events to large megathrust earthquakes. In addition, the impact of the subducted slab geometry on the upper plate structure is evidenced, for instance, by the relation between the flat-slab segments and the migration of the continental deformation to the back-arc. In general, the continental plate shows tectonics longitudinal and latitudinal segmentations, which can be paired with the variability of shortening rates, styles and tectonic rotations along the South American margin. From small anticlockwise rotations, linked to the Miocene Peruvian flat-slab, to strong anticlockwise rotations, linked to Eocene-Oligocene bending of the Bolivian Orocline, in southern Peru, and Eocene-Miocene shortenings with some strike-slip deformation, to a big Eocene-Oligocene shortening age around 18°S, followed by the uplift of the Altiplano-Puna Plateau and deformation of the Sub-Andean range. From 18°S to 23°S there is small clockwise tectonic rotation, changing the deformation style again around 23°S, with strong clockwise rotations and Upper Cretaceous-Oligocene shortenings. Around 29°S another strong change in the rotational pattern occurs, changing from strong to small clockwise rotations, simultaneous to the Pampean flat-slab subduction and a thick skin tectonic style. By a joint analysis of the seismicity catalogues, bathymetry/topography, potential field maps and structural deformation data, along the Central Andes (5ºS-34ºS), we derive new insights about the Nazca-south America subduction process. Results highlights: (1) the high correlation between seismicity and subducted oceanic features, in particular, the relevance of the fracture zones in the subducted slab geometry, (2) the good correlation between intermediate depth seismicity and the upper plate tectonic limits of the Altiplano-Puna deformation zone, which suggests a direct relation between continental thickness/rheology and subducted plate geometry, (3) the presence of a strong change in the Central Andean Rotational Pattern (CARP), around 28-29ºS, which can be correlated spatially and temporally with the subduction of the Challenger fault zone and other oceanic features. These observations raise important questions about the first order multiscale feedbacks between subducted plate and continental deformation process.

SINT-1: Procesos de deformación en márgenes activos: terremotos y tectónica

Inversión no-lineal del espectro de la fuente sísmica para terremotos del Norte de Chile

Efraín Rivera[1,3], Leyton Felipe[2], Sergio Ruiz[3], German Prieto[4].
(1) Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile
(2) Centro Sismológico Nacional, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(3) Departamento de Geofísica, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(4) Departamento de Geociencias, Universidad Nacional de Colombia Sede Bogotá, Bogotá, Colombia

El estudio de los parámetros de la fuente sísmica (tales como la frecuencia de esquina, el momento sísmico, caídas de tensión, energía radiada, entre otros) nos entrega información relevante del proceso de ruptura de un terremoto. Una de las maneras de poder obtener estos parámetros es por medio del análisis del espectro de la fuente. Sin embargo, para encontrar estos parámetros, primero es necesario remover los efectos producidos en la trayectoria desde la fuente a la estación.

Utilizando el algoritmo del vecindario, realizamos una inversión del espectro de la fuente de diversos terremotos. Siguiendo el método propuesto por Ko et al (2012), utilizando grupos de sismos cercanos, asumimos que el rayo saliente de cada sismo del grupo recorre la misma trayectoria hasta la estación sismológica que lo registra, además de imponer una sola frecuencia de esquina para cada sismo. Este método, a diferencia de métodos de inversión simple "sismo-estación", reduce de manera considerable los grados de libertad en la inversión. El método fue puesto a prueba utilizando espectros teóricos simples y con ruido agregado, obteniendo una mejor restricción para los parámetros de atenuación (valor de Q), frecuencia de esquina (fc) y de decaimiento espectral (n), en relación a los métodos de ajuste de estos parámetros de manera individual.

Hemos aplicado el método descrito anteriormente para obtener los parámetros de la fuente sísmica. A partir de los resultados obtenidos, calculamos la caída de estrés y la energía radiada para la sismicidad interplaca ocurrida entre 2008 y 2015, incluido el último terremoto de Iquique 2014 (Mw 8.1) y la sismicidad intraplaca de profundidad intermedia ocurrida entre 2011 y 2013 en el Norte de Chile. Nuestro estudio concluye que los terremotos interplaca e intraplaca de profundidad intermedia presentan características dinámicas diferentes, asociadas probablemente a sus respectivos ambientes tectónicos.

SINT-1: Procesos de deformación en márgenes activos: terremotos y tectónica

Eight years after Maule 2010 earthquake. What have we learned from near-field GNSS and strong motion data?

Sergio Ruiz[1], Juan Carlos Baez[2], Raúl Madariaga[3].
(1) Geofísica, Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(2) Centro Sismológico Nacional, Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(3) Geosciences, Ecole Normale Superieure, Paris, Francia

The Mw 8.8, 2010 Maule megathrust earthquake, is the first Chilean event that was well recorded by near-field GNSS instruments and some strong motion stations. The long term nucleation was captured by GNSS, which displayed a broad strongly coupled zone of the plate interface. The short term nucleation could be associated with a swarm detected by the CSN catalogue. This swarm was located in the epicentral zone, days before of the main-shock. The main event was modeled by several authors using multi-parametric data. Most works show similar overall characteristics of the rupture process. A megathrust rupture of almost 500 km length, with updip termination close to the trench, and downdip at the deepest end of the plate interface contact. The maximum slip of almost 20 meters was located in the northern zone. Unfortunately, it was not possible to obtain a detailed slip distribution because of the lack of absolute time of the majority of the accelerographs that recorded the event. The strong motion records show observations which are uncorrelated with the long period inversions done with the GNSS or teleseismic data. The waves that we usually associate with the near and intermediate radiated field dominate the ground motion of a large area that extends several kilometers inland. For this reasons the Fourier displacement spectra are dominated by the moment time-function of the earthquake instead of the moment rate as in Brune´s model. The 8 years of Maule postseismic deformation have been well recorded by seismological and geodetic data. The large magnitude aftershocks that occurred during the first months were of diverse type. The spatial distribution of aftershocks is concentrated in specific zones favoring the idea of structural control of the intra- and inter-plate seismicity. We processed the GNSS time series recorded in Central Chile. These data show a change of interseismic velocity in the North-Central and South-Central Chile. After Maule 2010, the interseismic velocities increased in places where two large events occurred recently: 2015 Illapel Mw 8.3 and 2016 Chiloé Mw 7.6 earthquakes. The 2010 Maule main-shock changed the stress condition along a broad zone of more than 1000 kilometers from its epicenter. 8 years after the earthquake some epicentral GNSS stations have reached velocities close to the values observed before February 27, 2010. These data forecast a postseismic period shorter than that observed for the 1960 Valdivia giant earthquake Mw 9.5

SINT-1: Procesos de deformación en márgenes activos: terremotos y tectónica

Non-volcanic tremor activity in the Chile triple junction detected by OBS stations.

Miguel Antonio Saez[1], Sergio Ruiz[2], Satoshi Ide[3], Hiroko Sugioka[4].
(1) Department of Geophysics, University of Chile, Santiago, Chile
(2) Department of Geophysics, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(3) Department of Earth and Planetary Science, University of Tokyo, Tokyo, Japan
(4) Department of Planetology, Kobe University, Kobe, Japan

Five ocean bottom seismometers (OBS) were deployed over the Chile Triple Junction (CTJ). The maximum distance between stations was 60 km and the minimum distance was 23 km. Four stations were deployed on the East of the trench and one on the West zone. For six months, from March to August 2010, the five OBS stations recorded continuously. Using the envelope technique, we were able to detect and localize episodes of non-volcanic tremors (NVT) that lasted from hours to days. Unlike ordinary local earthquakes, the NVT in the CTJ are characterized by a low frequency content (2-8 Hz) and durations greater than 100 [s]. In order to improve the location of NVT, we cross-correlated the vertical and horizontal components of all NVT located by the envelope technique. In different months, we measured a local maximum of the correlation at a lagged time near to 2 [s] and associated with the lag between the S and P waves (S-P time). Furthermore, we observed that in the days with intense tremor activity the maxima corresponding to the S-P time emerges in windows without observable NVT. We suggest that days with intense tremor activity correspond to a continuous slow slip, which accelerates and decelerates nearly randomly. The changes of moment rate of slow slip are observed as intense NVT activity. When the velocity of the slow slip is nearly constant, visible tremors are lost in the ambient seismic noise, however they are detectable by S-P time cross-correlate technique.

SINT-1: Procesos de deformación en márgenes activos: terremotos y tectónica

Comparación de parámetros cinemáticos y características de ruptura de los terremotos: Colombia 2012, La Vega Mw 7.2 y Chile 1997, Punitaqui, Mw 7.1

Maria Jose Segovia[1], Eric Cardenas[1].
(1) Departamento de Geofisica, Ciencias físicas y matemáticas, Universidad de Chile

Se realizó la comparación de parámetros cinemáticos y características de ruptura del terremoto de magnitud Mw 7,2 "La Vega" ocurrido el 30 de septiembre de 2012 en la región andina de Colombia y el terremoto de magnitud Mw 7,1 "Punitaqui" ocurrido el 14 de octubre de 1997 en la región de Coquimbo, en el norte de Chile. Ambos terremotos presentan similar magnitud y corresponde a terremotos de profundidad intermedia, por lo que son estudiados para comparar sus procesos de ruptura. Se analizó la historia sísmica de Colombia y Chile, en especial el comportamiento sísmico de la región andina en Colombia y la región de Coquimbo en Chile, donde se ubicaron respectivamente los hipocentros de los dos eventos que se analizaron y compararon. Se concluyó que la tasa de sismicidad en Colombia es menor a la tasa de sismicidad chilena; además de que los eventos presentados en Colombia no superan la magnitud Mw 8,4 mientras que en Chile la mayor magnitud presentada data de 1960 con un terremoto de magnitud Mw 9,5. Se modelaron cinemáticamente ambos terremotos usando datos telesísmicos. A partir de la distribución de deslizamiento de ambos sismos se realiza una comparación de algunos parámetros dinámicos como su caída de esfuerzo, encontrándose que ambos terremotos presentan comportamientos similares y característicos de terremotos intraplaca de profundidad intermedia. Se modeló el parámetro cinemático referente a los campos de deslizamiento y las características de ruptura referentes al mecanismo focal y la forma de la función fuente de los dos terremotos mediante el software Kikuchi Kanamori.

SINT-1: Procesos de deformación en márgenes activos: terremotos y tectónica

Far-field deformation of the 2010 Maule earthquake affects background seismicity in low locked zones ofthe Chilean subduction zone

Mahesh N. Shrivastava[1,2], Eduardo Díaz[2], Gabriel Armando González[1,2], Marcos Moreno[3], Juan González[1,2].
(1) Centro de Investigación para la Gestión Integrada del Riesgo de Desastres (CIGIDEN), CONICYT/FONDAP/15110017, Santiago, Chile
(2) Departamento de Ciencias Geológicas , Facultad de Ingeniería y Ciencias Geológicas, Universidad Católica del Norte, Antofagasta, Chile
(3) Departamento de Geofísica, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Concepción, Concepción, Chile

Modern geodetic and seismological data along with active plate boundaries have provided a significant better understanding of the geophysical processes related to the large destructive megathrust earthquakes. For example, kinematic modelling of GPS data suggests the existence of a good correlation between the degree of pre-seismic locking and coseismic ruptures of large subduction earthquakes. Therefore, locked segments may be used to identify region,where the accumulation of elastic energy is high, offering the potential to characterize slip deficit. Large earthquakes not only release previously accumulated elastic stress at the rupture zone, but also increase stress at their periphery as well as in the far-field(>500 km from the rupture zone). Models of recent large subductionzone earthquakes have revealed that most afterslip (seismic and aseismic) takes place in the adjacent regions (down-dip/shallow-dip) to the seismic rupture, where pre-seismiclocking was low. It has been also proposed that large earthquakes induce continental-scale changes of crustal deformation and stresses. However, it is not still clear, how the transient induced regional stress affects deformation over a massive region,and how low and highly locked zones respond in the far-field.

Here, we compare the locking degree distribution with temporal variations of the back-ground seismicity at different segments far away from the 2010 rupture zone. Our analysis indicates that along low locked zones such as Iquique, Mejillones, Baranquilla and La Serena, the background seismicity rate reduced after the 2010 earthquake, and its reduction is high in comparison with highly locked regions. We investigate if the stress changes evidenced by the variation of seismicity are detected by GPS time-series. We suggest that low locked region may be frictionally weak and slip aseismically due to the regional sudden changes of stresses induced by the coseismic rupture of the 2010 earthquake. The slip deficit rate in these low locked regions could have been reduced, resulting in the reduction of the back-ground seismicity.Therefore, the current challenge for the scientific society remains in the deep understanding of the mechanical transient behavior of the plate boundaryinterface and its relation with seismicity that should help identify regions of the current high seismic hazard.

SINT-2: Sismotectónica, el ciclo de terremotos y paleosismología a lo largo del margen chileno

Deslizamiento intersísmico, cosísmico y postsísmico de los terremotos del Maule 8.8 *Mw* 2010 y de Illapel 8.3 *Mw* 2015 usando datos de GPS.

Leonardo Esteban Aguirre[1], Klaus Bataille[1].
(1) Ciencias de la tierra, Quimica, Universidad de Concepción

Chile es uno de los territorios idóneos para estudiar y entender los terremotos de subducción, al estar situado en un margen convergente. Estos fenómenos se repiten de forma cíclica, cada ciclo trae consigo una deformación superficial, la cual puede ser observada y cuantificada. Con el fin de entender qué es lo que ocurre en profundidad, se elaboran diferentes modelos de fallas finitas que cuantifican el deslizamiento en la interfaz entre la placa de Nazca y Sudamericana. Uno de estos modelos es el *Slab Model*, implementado por autores como Sieh *et al*. (1999), Peña (2014), Novoa (2015), Vera (2016), Quiroga (2016), Herrera (2016), Bataille *et al.* (2016), Molina (2017), el cual asume que el desplazamiento observado en superficie son producidos por deslizamientos en distintas profundidades de la zona de falla, aceptando una interfaz superior y otra inferior, de movimientos de tipo inverso y normal, respectivamente. La interfaz superior abarca el contacto entre la placa de Nazca con la placa Sudamericana, más específicamente el movimiento que hay en la zona acoplada, además de la región asísmica, donde ambas placas se mueven desacopladas hasta una profundidad que deja de considerarse un movimiento mecánico. Mientras que la interfaz inferior comprende el contacto entre la porción inferior de la placa de Nazca con el manto. De esta manera, el modelo propone que el *slab* subducta continuamente, generando movimientos en ambas interfaces como un solo bloque. Este trabajo presenta resultados utilizando el *Slab Model*, invirtiendo datos del ciclo sísmico en las zonas de ruptura del Maule y de Illapel, sugiriendo un comportamiento bimodal de ambas interfaces, donde la interfaz inferior actúa predominantemente durante el periodo intersísmico, generando un proceso de "carga", para luego, sobre las zonas de máximo deslizamiento, condicionar la ruptura en la interfaz superior, entrando al periodo cosísmico (descarga), donde la interfaz superior es la que se lleva el principal protagonismo, rompiendo las zonas que antes se encontraban acopladas. Luego en la fase postsísmica, aquellas zonas en que no se observaron grandes deslizamientos durante el *megathrust*, sufren dislocaciones en ambas interfaces, pero de menor envergadura debido a que la acumulación de esfuerzo es menor.

SINT-2: Sismotectónica, el ciclo de terremotos y paleosismología a lo largo del margen chileno

La relación entre la reactivación de fallas normales NS y los ciclos sísmicos asociados al margen de subducción en el norte de Chile

Felipe Benimelis[1], Rocio Rudloff[1], Pamela Sepúlveda[1].
(1) Departamento de Ingeniería Estructural y Geotécnica , Ingeniería, Pontificia Universidad Católica de Chile, Santiago, Chile

La presente investigación se enfoca en entender el comportamiento cinemático y de reactivación de fallas corticales del antearco paralelas al margen, en relación a los procesos de deformación que ocurren durante los períodos cosísmicos e intersísmicos del ciclo de terremotos de subducción del margen Andino.

La presencia de fallas corticales normales de antearco paralelas al margen de subducción, ocurre principalmente en el Norte de Chile, y han estado activas durante el Neógeno. En trabajos anteriores se ha discutido sobre la relación de este tipo de falla con los periodos cosísmicos del ciclo de subducción debido a un régimen extensional (por ser una falla normal).

La zona del Parque Nacional Pan de Azúcar presenta estructuras con las características antes mencionadas, por lo que nos enfocamos en el caso de estudio de una falla cortical normal de rumbo Norte-Sur, manteando hacia el Este, ubicada en las cercanías del Parque Nacional Pan de Azúcar (26°05'S, 70°29´W) y de extensión aproximada de 6,3 km visible en superficie, pone en contacto dos unidades de distintos tiempos geológicos: el Complejo Epimetamórfico de Chañaral del Devónico al Oeste y la Formación Pan de Azúcar del Jurásico al Este.

Se caracterizó la falla respecto a su geometría y cinemática, tanto en superficie como en profundidad. En específico se definió el largo, ancho, profundidad, rumbo y manteo de la falla; y los parámetros del medio que rodea a la falla: módulo de Young, módulo de Poisson y coeficiente de fricción. Estos parámetros se obtuvieron mediante mediciones en terreno de planos de falla, pliegues de arrastre, análisis de imágenes satelitales, y a partir de revisión bibliográfica.

Para entender el problema planteado hicimos una modelación mecánica de dislocaciones mediante el software Coulomb 3.3. Los resultados muestran una tendencia a reactivación normal durante el cosísmico, y una tendencia a reactivación inversa durante el intersísmico para el ejemplo estudiado. Se concluye que predomina la cinemática normal por dos argumentos: 1) La magnitud del stress (y slip acumulado) durante los periodos cosísmicos es mayor que en los periodos intersísmicos (Para sismos Mw=7.0 en comparación periodo intersísmicos de 10-15 años, y Mw=8 en comparación al periodo intersísmico de 100 años). 2) Las edades de los afloramientos en terreno indican movimientos normales.

Agradecimientos a Felipe Aron, Nicolás P. Estay y Gerd Siefield por su gran colaboración como docentes en este trabajo.

SINT-2: Sismotectónica, el ciclo de terremotos y paleosismología a lo largo del margen chileno

Caracterización y análisis del b-value para la zona del terremoto Mw 8.8 del Maule 2010

Vanessa Carrillo[1], Cindy Mora-Stock[2], Diego Molina[3].
(1) Departamento de Geofísica, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Concepción
(2) Departamento de Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias Químicas, Universidad de Concepción
(3) Programa de Doctorado en Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Químicas, Universidad de Concepción

El estudio de las propiedades físicas y geológicas del megathrust es vital para avanzar en el entendimiento del ciclo sísmico. En particular para la zona de ruptura del terremoto del Maule se han utilizado diferentes metodologías, una de ellas el estudio del b-value (Legrand et al ., 2012, Tassara et al ., 2016), parámetro que corresponde a la pendiente de la distribución de frecuencia-magnitud de los eventos sísmicos (Ley de Gutenberg-Richter), y se postula como un medidor de estrés. El terremoto Mw 8.8 del 27 de febrero del año 2010 en la zona del Maule desarrolló un área de ruptura que se extendió aproximadamente unos 500 km entre los 34° y 38.5°S, en el gap sísmico de Concepción-Constitución luego del terremoto de 1835. Durante la etapa previa a su nucleación no se observaron rasgos precursores, como sí sucedió en otros eventos de subducción, tales como Iquique 2014 (Ruiz et al ., 2014) y Tohoku Oki 2011 (Loveless & Meade, 2011), entre otros. Más precisamente, 10 años antes del terremoto, la zona comprendida entre los 34° y 38°S muestra poca actividad sísmica, en contraste con la situación en el mismo periodo de tiempo para la zona al norte de los 33°S. Además, un año después del mainshock, se distinguen zonas que mantienen actividad sísmica, mientras que otras exhiben nuevamente una marcada ausencia de eventos (34°-35.5°S). Este trabajo pretende caracterizar la distribución de estrés previa y posterior al terremoto Mw 8.8 del Maule 2010 en base al cálculo y variación del b-value en la zona entre los 32° y 40° S entre febrero de 2002 y agosto de 2018, mediante bases de datos de sismicidad de catálogos del Centro Sismológico Nacional (CSN) y del National Earthquake Information Center (NEIC). Como metodología se probará en primer lugar posibles artefactos que induzcan las diferencias en cobertura de ambos catálogos, posteriormente el cálculo del b-value y la distinción de zonas con mayor y/o menor estrés en el área de ruptura, así como la evolución temporal de estos rasgos. Con los resultados obtenidos se espera comprender cómo se relacionan cualitativa y cuantitativamente los valores de b-value con el slip cosísmico.

SINT-2: Sismotectónica, el ciclo de terremotos y paleosismología a lo largo del margen chileno

Fault segmentation across the metropolitan Chilean megathrust: Large tsunamigenic potential for the next great earthquake

Matias Carvajal[1], Marco Cisternas[2], Alejandra Gubler[3], Marcos Moreno[4], Diego Munoz[2].
(1) Programa de Doctorado en Ciencias Geológicas, Ciencias Químicas, Universidad de Concepción, Concepción, Chile
(2) Escuela Ciencias del Mar, Pontificia Universidad Católica de Valparaíso, Valparaíso, Chile
(3) Centro de Investigación para la Gestión Integrada del Riesgo de Desastres (CIGIDEN), Chile
(4) Geofísica, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Concepción, Concepción, Chile

Recent geophysical and geodetic observations suggest that megathurst faults are frictionally segmented at depth, a condition that seems to allow the occurrence of supercycles of giant tsunamigenic earthquakes. Ignoring regions of previous seismic energy release, giant earthquakes seem capable of propagating from the deeper plate interface all the way to trench, producing both strong shaking and devastating tsunamis. A remarkable example was dramatically revealed by the 2011 Mw 9.0 Tohoku earthquake, which besides rupturing the lower part of the seismogenic zone as anticipated by recurrent Mw 7-8 events, propagated onto the previously thought aseismic shallow zone, even reaching the trench with up to 50 m of highly tsunamigenic slip. Indeed, the downdip frictional segmentation of Tohoku allowed the 2011 Japan event to grow to such a giant tsunamigenic earthquake. This story highlights the importance of depth segmentation in seismic and tsunami hazards assessments. Here we propose a similar behavior for the metropolitan Chilean megathrust, enclosed between the rupture zones of the 2010 and 2015 earthquakes. In this region, large earthquakes (Mw > 8) have historically occurred with a remarkable temporal regularity, in 1730, 1822, 1906 and 1985; however, no doubt remains that the 1730 event was by far the largest of the sequence and the only one capable of producing a large tsunami. The rest of the earthquakes have instead been better characterized by coastal uplift than by their tsunamis. Uplift of the coastal region around Valparaíso was systematically observed in the earthquakes of 1822, 1906 and 1985, but surprisingly not in the largest earthquake of 1730. But how could such a giant earthquake not produced notable coastal uplift in regions where the following much smaller earthquakes did? By combining abundant, recently found historical records with rupture and tsunami modeling we show that, as the Tohoku story, these observations can be explained by a dual seismogenic behavior, in which the 1822, 1906 and 1985 events ruptured downdip segments of the large 1730 earthquake rupture zone. Because little or no shallow slip has been released in over 288 years, surpassing the minimum recurrence for large tsunamis in the region as revealed by paleotsunami studies, our results imply increased tsunami hazards for the most populated coast of Chile. This study is supported by Millennium Nucleus CYCLO: The Seismic Cycle along Subduction Zones and Fondecyt N°1150321.

SINT-2: Sismotectónica, el ciclo de terremotos y paleosismología a lo largo del margen chileno

New paleoseismologic approach to study the recurrence of great earthquakes and tsunamis in south-central Chile

Marco Cisternas[1,2], Cyntia Mizobe[1,2], Gino Figueroa[1,2], Rob Wesson[3], Lisa Ely[4], Ariel Muñoz[5], Tina Dura[6], Daniel Melnick[7].
(1) Escuela de Ciencias del Mar, Pontificia Universidad Católica de Valparaíso, Valparaiso, Chile
(2) Millennium Nucleus The Seismic Cycle Along Subduction Zones
(3) Evergreen, Colorado, USA
(4) Department of Geological Sciences, Central Washington University, Ellensburg, WA, USA
(5) Instituto de Geografia, Pontificia Universidad Católica de Valparaíso, Valparaiso, Chile
(6) Geology, Humboldt State University, Arcata, CA, USA
(7) Instituto de Ciencias de la Tierra, Universidad Austral de Chile, Valdivia, Chile

In a new way to identify and date earthquakes geologically, coastal erosion and recovery in a beach-ridge plain provides evidence for great megathrust earthquakes in south-central Chile. The earthquake history obtained thus far accords with a 2.000-year reconstruction from nearby marshes and shows promise for extending farther back in time. Pangal plain, midway along the giant 1960 Chile earthquake area, covers ~25 km^2 of sand beach ridges intercalated by swales. The ridges consist of beach berms formed at the back edges of former beaches. The plain progrades westward to Maullin Bay, while the ridges arc northward to the Maullin River and southward to a tidal inlet. The plain is 6 km west of the Chuyaquen marsh where evidence for seven pre-1960 earthquakes was previously encountered. Comparison of historical air photos shows that the ~1.5-m subsidence in 1960 was followed by ~400 m of retreat of the plain front. By 1979 the plain front started to prograde into the bay, building ridges and a wide beach. Conversely, the flanks of the plain have eroded since 1960 as the river and the inlet have widened. These erosional banks expose scarps covered by overhanging topsoil and toppled soil blocks. Sand at the base of the scarps contains conspicuous heavy minerals and organic wrack beds marking the high-tide swash. These scarps, overhanging soils, soil blocks, and accompanying heavy minerals and wrack provide modern analogs for similar features found buried beneath the plain itself. We observed the fossil features along drainage ditches and GPR profiles. The soil blocks preserve horizontal, woody roots in growth position. Over the soils there are tabular sand sheets capped in turn by thin, poorly developed soils. These sequences are buried by massive parallel-laminated sand with abundant heavy-mineral and wrack layers that grades upward into lighter sand with progressively steeper, landward-dipping laminae that form a capping ridge. Ages of the roots resemble those of the events inferred in Chuyaquen. We accordingly interpret the buried features as produced by co-seismic subsidence events, and the covering tabular sand sheets as deposited by the associated tsunamis. The poorly developed soils capping the sheets developed in the relatively short period between the tsunami and the erosion by the retreating coast. Subsequently, each sequence was buried by sand of the prograding coast. Work funded by Fondecyt (1150321) and Millenium Nucleus CYCLO (NC160025).

SINT-2: Sismotectónica, el ciclo de terremotos y paleosismología a lo largo del margen chileno

Geological evidence for the largest historical tsunami of Chile's metropolitan coast: Rethinking the worst-case scenario

Marco Cisternas[1,3], Lisa Ely[2], Matias Carvajal[4,3], Jessica Pilarczyk[5], Rob Wesson[6], Tina Dura[7], Cyntia Mizobe[1,3], Gino Figueroa[1,3].
(1) Escuela de Ciencias del Mar, Pontificia Universidad Católica de Valparaíso, Valparaiso, Chile
(2) Department of Geological Sciences, Central Washington University, Ellensburg, WA, USA
(3) Millennium Nucleus The Seismic Cycle Along Subduction Zones
(4) Programa Doctorado en Ciencias Geológicas, Universidad de Concepción, Concepcion, Chile
(5) Marine Science, University of Southern Mississippi, Hattiesburg, MS, USA
(6) Evergreen, Colorado, USA
(7) Geology, Humboldt State University, Arcata, CA, USA

We report the first geological evidence for the largest historical tsunami that has struck Chile´s Metropolitan coast. Although official inundation maps for the area were recently updated to account for the worst plausible scenario, the 1730 central Chile tsunami, our evidence shows that this event exceeded the inundation limits redefined for Quintero Bay. This bay holds major industrial and port complexes and is located just 30 km north of Valparaíso and Viña del Mar, the country's largest coastal urban area. At Campiche, a valley dammed by a sand spit and low dunes fringing the northern part of Quintero Bay, we studied a tabular sand sheet, interbedded in clayed mud that infilled a former lagoon. The ~1-15 cm thick sand sheet sharply punctuates the mud and extends and pinches out 2 km inland. The sand resembles that of the modern swash zone and contains a monospecific assemblage of well-preserved foraminifera (Ammonia tepida) from the nearshore environment. Locally, the sheet exhibits an erosive lower contact and contains rip-up clasts made of the underlying mud. Apparently massive when observed on the pits walls, sediment peels reveal that the sheet is in fact composed of three internal sand layers. These layers are separated by two subtle mud layers, and display primary sedimentary structures. Radiocarbon dates of plant remains from the mud below and above the sand sheet constrain the deposit´s age to AD 1482-1663 and AD 1673-1952, respectively. OSL analysis of the sand itself brackets the age to AD 1600-1710. Because the metropolitan written history is continuous since 1541, and the only large tsunami since then occurred on July 8, 1730, we ascribe the local erosion of the mud and the widespread deposition of the sand sheet to this event. Tsunami inundation models for a suite of hypothetical ruptures show that significant shallow megathrust slip offshore of Quintero best explains the inland extent of the sand sheet. To gain more insight into the 1730 event we are conducting specific tsunami modeling aimed to explain the sand sheet's internal layers that we interpret as particular phases of the 1730 tsunami. Preliminary, we conclude that the 1730 tsunami was larger than the current worst-case scenario officially considered for the metropolitan coast of Chile and that such a large size was likely produced by shallow slip facing the country´s most populated coast. Work funded by Fondecyt (1150321) and Millenium Nucleus CYCLO (NC160025).

SINT-2: Sismotectónica, el ciclo de terremotos y paleosismología a lo largo del margen chileno

Rapid Late Pleistocene uplift in the Mejillones Peninsula, northern Chile subduction zone (23.5°S): insights from 10Be dated marine abrasion terraces

Joaquín Alejandro Cortés-Aranda[1,2], Gabriel González[3], Joseph Martinod[4], Vincent Regard[5], Lea Pousse[6], Luis Astudillo[7,2].
(1) Ciencias de la Tierra, Ciencias Quimicas, Universidad de Concepción
(2) Núcleo Milenio CYCLO
(3) Ciencias Geológicas, Universidad Católica del Norte
(4) Université Savoie-Mont Blanc
(5) GET Toulouse
(6) CEREGE France
(7) Doctorado en Ciencias Geológicas, Universidad de Concepción

We present Late Pleistocene apparent uplift rates for the Mejillones Peninsula, in the northern Chile subduction zone. Our estimates are made from a flight of marine abrasion terraces in the Mejillones Horst, dated with cosmogenic 10Be; we determine a fast and slightly variable uplift rate during the last ca. 500 ka, which ranges between ca. 0.47 and ca. 0.58 m/ka. These values are markedly higher than surrounding coastal areas. Terrace configuration and Late Pleistocene uplift history is controlled by sea level changes, coastal uplift due to the megathrust earthquake cycle and normal faulting. We highlight the importance of the normal Mejillones Fault, which limits to the east the Mejillones Horst. The Mejillones Fault has produced a Pliocene cumulative scarp of 400 m at its northern tip that progressively diminishes in height towards its southern tip; its post-35 ka scarp follows a similar trend (Cortés et al., 2012). Interestingly, the general topography of the MMH is tilted to the south and to the west; in particular, at the northern MMH, it is evident that the shoreline angle elevations of the LT diminish towards west. This tilting is consistent with the geometry and kinematics of the Mejillones Fault. Even considering that the activity of the Mejillones and other normal faults in the Coastal Forearc may be directly controlled by megathrust earthquakes, we suggest a direct control of the Mejillones Fault in the Late Pleistocene uplift history of the Morro Mejillones Horst (MMH). Ongoing work is focused in mapping and dating marine terraces atop of the Morro Jorgino Horst; this horst is limited to the east by the Caleta Herradura Fault. This fault, although more segmented than the Mejillones Fault, has constructed a geometrical-similar scarp. If the first-order control exerted by the CHF on the Late Pleistocene uplift of the CHH is proved, normal faulting would be the first-order control in explaining rapid coastal uplift rates and its variations throw time.

SINT-2: Sismotectónica, el ciclo de terremotos y paleosismología a lo largo del margen chileno

Shoreline erosion and recovery in a beach-ridge plain subsided during the giant 1960 Chile earthquake: A modern analog for paleoseismic studies

Gino J. Figueroa[1,2], Marco Cisternas[1,3], Cristian Rodrigo[2].
(1) Millenium Nucleus The Seismic Cycle Along Subduction Zones
(2) Geología, Facultad de Ingeniería, Universidad Andrés Bello, Quillota 980, Viña del Mar, Chile
(3) Escuela de Ciencias del Mar, Pontificia Universidad Católica de Valparaíso, Av. Altamirano 1480, Valparaíso, Chile

As a result of ~ 1.5 m of co-seismic subsidence associated to the giant 1960 Chile earthquake, the shoreline of Pangal, a beach-ridge plain located midway along the 1960 subsided area, retreated ~400 m landward by erosion. Twenty years later, by 1979, the shoreline started to prograde seaward constructing a series of beach ridges and a wide beach. Today, the shoreline is ~150 m seaward from its pre-1960 position. Stratigraphy recorded this story through a scarp buried at the most landward reach of the retreat. The scarp is marked by a truncated 1960 soil and concentrations of heavy minerals and organic wrack. All these features are now buried by the backmost ridge constructed after 1979. Remarkably, all this evolution occurred without evident post-1960 coastal level change. Shoreline morphological evolution of Pangal was inferred using a set of pre-and post-1960 airphotos along with more recent satellite images. The spatial analysis was made with a GIS. While topographic profiles were made using a regular level and dGPS, surface topography was carried out by photogrammetry using a drone. We linked all the elevation data to a local mean sea level estimated by measuring the water level continuously for one week with a portable acoustic tide gauge. The resulting tide record was fitted to tidal predictions from the TPXO 8-atlas tidal model. The stratigraphy of the area that was eroded and then recovered after 1960 was obtained from hand-auger holes and shovel pits. Pits were not very useful, because being the sand saturated with water, the sand used to collapse easily. Additionally, we performed GPR profiles using an antenna with a frequency of 250 mhz. Our results allow us to characterize the shoreline geomorphological and stratigraphic effects generated by co-seismic subsidence in 1960. Because the traces left are so obvious, including a buried scarp and a beach ridge, they provide a modern analog for similar features found inland. If so, they promise for extending the earthquake history farther back in time. This research is funded by Fondecyt N° 1150321, and has been supported by Iniciativa Científica Milenio (ICM) through grant NC160025 “Millennium Nucleus CYCLO: The Seismic Cycle along Subduction Zones".

SINT-2: Sismotectónica, el ciclo de terremotos y paleosismología a lo largo del margen chileno

Preliminary liquefaction and lateral spreading structures in Upper Jurassic sedimentary rocks of the Río Damas Formation, central Chile.

Alejandro Flores[1], Gregory De Pascale[1].
(1) Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile

Studying paleoearthquakes can provide us with better insight into seismic hazard for future events. With Chile being one of the most seismically-active areas on Earth, by studying sedimentary rocks that experienced strong ground motions prior to lithification, we can understand the characteristics of these past events. Beds within Upper-Jurassic rocks from the Río Damas Formation in central Chile, show soft sediment deformation structures (e.g. normal faulting, extension, and liquefaction ejecta) that must have formed when the sediments were still unconsolidated. These beds were studied using various methods. Spatial distribution, grain size and structural characterisation was undertaken both at the outcrops and in thin sections. Through a full characterisation of these rocks, including the sedimentology, stratigraphy, and then deformation pre-lithification, we can better understand the seismic setting that these sediments experienced in this terrestrial sedimentary basin. Early results show a number of distinct events that occurred post deposition, which suggest constant influence of strong ground motions (i.e. earthquakes) during the deposition of the Rio Damas Fm. Importantly, these styles of deformation observed at the outcrop and thin section scale are current not well-defined from modern examples, so the results of this work can provide insight into what to expect from more recent events in modern sediments and into magnitude-frequency distribution from other more recent (e.g. Quaternary or Holocene) events. Finally, we believe that these deformation structures may be some of the oldest evidence of paleo-earthquakes (paleoseismology) in Chile and Southern South America.

SINT-2: Sismotectónica, el ciclo de terremotos y paleosismología a lo largo del margen chileno

Inversión simultánea del tensor de momento sísmico y función fuente temporal para terremotos del norte de Chile, utilizando diferentes métodos de regularización de mínimos cuadrados

María Constanza Flores[1], Catalina Morales[2], Javier Ruiz[1], Francisco Ortega[1], Luis Rivera[2].
(1) Departamento de Geofísica, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile
(2) Institut de Physique du Globe de Strasbourg, Université de Strasbourg, Strasbourg, France

El estudio de la fuente sísmica es un tema recurrente en sismología, pues a partir de ésta se pueden comprender los procesos físicos de la ruptura asociados y las características de cada terremoto. Existen variados modelos y metodologías que permiten realizar estas inferencias, asumiendo distintos niveles de complejidad en el modelo de la fuente sísmica. Uno de los parámetros de interés es el tensor de momento sísmico, determinado rutinariamente por agencias sismológicas usando datos globales o regionales y asumiendo alguna función fuente temporal simple. Sin embargo, la inversión simultánea del tensor de momento y la función fuente temporal, utilizando datos de campo cercano y regionales, es un tema relativamente poco estudiado. Es por ello que, motivados en contribuir al entendimiento de la fuente sísmica, desarrollamos una herramienta computacional que realiza la inversión de ambos parámetros. Para ello se utilizan datos de campo cercano y regional de eventos de magnitud Mw>6.0 ocurridos en el Norte de Chile, obtenidos de la red IPOC. El algoritmo se basa en la minimización del error entre sismogramas sintéticos y observados, mediante el ajuste por el método de mínimos cuadrados. Las funciones de Green son calculadas con el *Computer Programs in Seismology* (Hermann, 2012), para un modelo de velocidades 1D. Al invertir el tensor de momento, el código busca el mejor centroide espacial, minimizando el error cuadrático medio. Por otro lado, para realizar la inversión de la función fuente temporal se parametriza ésta como la suma de ciertas funciones bases (e.g. triangular isósceles), en donde sus amplitudes son las incógnitas a invertir. Además, al invertir la función fuente temporal, se utilizan mínimos cuadrados con un término adicional de regularización que impone una condición de suavidad sobre ésta. El cómo encontrar el mejor parámetro para esta regularización es otra de las incógnitas estudiadas en este trabajo, por lo que se emplean distintas técnicas para realizar dicha búsqueda (e.g. curva-L, validación cruzada, criterio de información bayesiano de Akaike) comparando las diferencias obtenidas. Finalmente, se realiza un análisis comparativo entre los distintos eventos sísmicos estudiados en el Norte de Chile, viendo las diferencias entre sus funciones fuente temporales, sus espectros de frecuencia, las posiciones de los centroides obtenidas, y las relaciones que puedan tener en común según la zona sismogénica en la que se gatillen dichos eventos.

SINT-2: Sismotectónica, el ciclo de terremotos y paleosismología a lo largo del margen chileno

Seismic shaking recorded by tree rings: a dendrochronological study of the giant 1730 earthquake in Central Chile.

Alvaro Gonzalez Reyes[1,2,3], Daniel Melnick[1,3], Carlos LeQuesne[2].
(1) Instituto de Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias , Universidad Austral de Chile
(2) Laboratorio de Dendrocronologia y Cambio Global, Instituto de Conservacion, Biodiversidad y Territorio, Facultad de Ciencias Forestales y Recursos Naturales, Universidad Austral de Chile
(3) Millennium Nucleus The Seismic Cycle Along Subduction Zones, Valdivia, Concepción, Chile, Chile

The earthquake and tsunami of 1730 have been recognized as the largest to occur in Metropolitan Chile since the beginning of written history, with an estimated M>9. So far, no predecessors to this event have been found in the geological record and therefore the recurrence interval and hazard posed by a future earthquake are unknown. The analysis of tree rings has been recognized worldwide as a powerful tool for dating various types of disturbance events (*i.e* floods, hurricanes, wild fires, landslides and earthquakes) due to its annual resolution, only a few studies have been carried out in Chile focused on tectonic events in the past. Here, we search for disturbances in tree-ring growth patterns induced by the 1730 earthquake using *Austrocedrus chilensis* (D. Don) millennial conifer. We take advantage of the broadscale spatial distribution (between ~30º and 40ºS in Chile and Argentina), and of a database consistent in four measured tree-ring chronologies. Preliminary results expose changes in growth patterns after the 1730 earthquake in nine samples. In addition, the anomaly in growth remains for at least a decade after the event occurred, exposing a significant growth reduction. We hypothesize that this conifer has the potential to be used as a marker to search for predecessors of historical earthquakes along the Andean subduction margin. This study has been supported by Iniciativa Científica Milenio (ICM) through grant NC160025 'Millennium Nucleus CYCLO: The Seismic Cycle along Subduction Zones'.

SINT-2: Sismotectónica, el ciclo de terremotos y paleosismología a lo largo del margen chileno

Evolución cuaternaria tardía de grandes rasgos geomorfológicos costeros condicionados por la acción de fallas corticales y terremotos de subducción en el norte de Chile

José Alejandro González-Alfaro[1], Gabriel Vargas[1,2], Gabriel González[4,3], Gabriel Álvarez[5].
(1) Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile
(2)
(3) Centro de Investigación para la Gestión Integrada de Riesgos de Desastres, Chile
(4) Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ingeniería y Ciencias Geológicas, Universidad Católica del Norte, Antofagasta, Chile
(5) Departamento de Ingeniería en Geomensura y Geomática, Facultad de Ingeniería, Universidad de Antofagasta, Antofagasta, Chile

A escala de tiempo geológico, la posición y los movimientos verticales de la costa son considerados como efectos de primer orden del contacto de placas en zonas de subducción (Wesson et al., 2015). Sin embargo, la relación entre la deformación vertical de corto plazo producida por terremotos y el alzamiento costero de largo plazo en el norte de Chile no ha sido completamente dilucidada hasta la fecha. Por otro lado, la costa del norte de Chile presenta fallas activas (Vargas et al., 2011; Cortés et al., 2012). No obstante, la cartografía de fallas submarinas y su actividad son poco conocidas. El vínculo entre fallas corticales y movimientos generados durante ciclos sísmicos así como sus efectos en la evolución del relieve, es aún materia de discusión. Mediante observaciones de GPS diferencial y perfiles submarinos acústicos caracterizamos la deformación del bloque colgante del Sistema de Falla Mejillones (SFM), de manteo dominante al este. A través de dataciones de radiocarbono y del análisis geomorfológico de los depósitos litorales de la Península de Mejillones, reportamos un drástico aumento en el alzamiento costero desde el estadio isotópico marino 3 (MIS 3), con tasas de alzamiento un orden de magnitud más rápidas que las estimadas durante el Pleistoceno Superior. Evidencia geomorfológica a partir de depósitos litorales holocénicos y terrazas marinas muestra que este régimen tectónico podría estar operando hasta ahora. El *tip point* norte del sistema de fallas submarinas del SFM termina en una zona de traslape con una falla normal caracterizada por grandes deslizamientos submarinos, manteo al oeste y escarpes con saltos verticales acumulados, que podría marcar el límite norte de la deformación que afecta a la Península de Mejillones. Junto con nuevos datos geodésicos posteriores al terremoto de Tocopilla de 2007, las observaciones geomorfológicas indican que el alzamiento costero resulta de desplazamientos verticales acumulados con baja o nula subsidencia intersísmica, condicionados por terremotos de subducción de magnitud moderada y profundos, como también grandes terremotos tsunamigénicos. Sugerimos que el alzamiento costero acelerado y la tasa de producción de terremotos de subducción en los últimos ~44 ka resulta de cambios que involucran todo el contacto entre las placas de Nazca y Sudaméricana, y que fallas normales submarinas activas acomodan esta deformación configurando la construcción del relieve costero en el Norte Grande de Chile.

SINT-2: Sismotectónica, el ciclo de terremotos y paleosismología a lo largo del margen chileno

Slip rate and earthquake recurrence of the Pichilemu Fault

Julius Jara-Muñoz[1], Daniel Melnick[2], Anne Socquet[3], Joaquin Cortés-Aranda [4], Manfred Strecker[1].
(1) Institut für Erd- und umweltwissenschaften, University Potsdam, Potsdam, Germany
(2) Instituto de Ciencias de la Tierra, TAQUACh, Universidad Austral de Chile, Valdivia, Chile
(3) ISTerre, Université Joseph Fourier, Grenoble, France
(4) Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Concepción, Concepcion, Chile

The Pichilemu Fault is an extensional crustal structure located at the northern edge of the 2010 Maule Chile earthquake (M8.8). This structure was unknown until it generated two M6.9 and M7 shallow earthquakes 12 days after the Maule mainshock. However, despite the high magnitude and shallow location of these two earthquakes, no surface ruptures or other geologic markers of permanent deformation were documented. Evaluating the recurrence time of blind faults such as the Pichilemu Fault (PIF) is challenging but necessary to assess the associated seismic hazard in tectonically-active forearcs. Here we use airborne LiDAR and luminescence ages to estimate millennial-scale uplift rates across the PIF. We combine synthetic aperture radar interferometry and continuous GPS time-series to estimate co-seismic deformation. We differentiate 6 levels of marine terraces dated using four Infrared Stimulated Luminescence ages (IRSL), ranging between ~90 and ~300 ka. Younger marine terrace levels are exposed on the footwall of PIF forming a wave-built terrace, instead the hanging wall displays a staircase sequence of wave-cut terraces etched on the bedrock. Uplift rates range between ~0.07 and ~0.45 m/ka, we estimate a millennial scale fault slip rate of ~0.6 m/ka using dislocation models. To quantity slip during co-seismic reactivation we use radar interferometry and elastic dislocation models, obtaining ~1 m of co-seismic fault slip during the PIF reactivation. If events like the Maule earthquake would be characteristic and reactivating PIF persistently, they would need to recur every ~2000 years to account for the millennial scale slip rate of PIF. However, the historic registers suggest a recurrence time of ~200 yrs for Maule type events. We propose that PIF might be reactivated only during certain types of megathrust earthquakes occurring at longer recurrence times than the expected for Maule type events. This study highlights the variability of recurrence times between crustal faults and the megathrust seismic cycle at millennial time- scales. This work is supported by the Milenium Scientiffic Initiative (ICM) grant NC160025 “Cyclo - the seismic cycle along subduction zones" and by the German Science Foundation (DFG) grant STR 373/30-1 “MARISCOS - Maule earthquake integration of seismic cycle observations and structural investigations".

SINT-2: Sismotectónica, el ciclo de terremotos y paleosismología a lo largo del margen chileno

TerraceM®: A Matlab® tool to analyze and modeling marine and lacustrine terraces using high-resolution topography

Julius Jara-Muñoz[1], Daniel Melnick[2].
(1) Erd- und umweltwissenschaften, University Potsdam, Potsdam, Germany
(2) Instituto de Ciencias de la Tierra, TAQUACh, Universidad Austral de Chile, Valdivia, Chile

The morphology of marine and lacustrine terraces has been largely used to estimate past sea-and lake-level positions and vertical surface deformation; therefore, accurate assessments of terrace morphologies are important to obtain consistent estimates. TerraceM® provides new tools to analyze marine/lacustrine terraces by mixing high-resolution topography, morphometry, and Matlab® programming. The original version of TerraceM focuses on mapping the shoreline angle, a geomorphic marker to estimate past sea/lake level positions and to assess vertical deformation rates. The new version of TerraceM goes forward, including novel modeling routines: 1) Surface Classification Model (SCM) to semi-automatically map terraces using morphometric parameters, 2) Landscape Evolution Model (LEM) to simulate the development of marine and lacustrine terraces and 3) Fault Modeling (FM) to analyze deformed marine terraces. The SCM combines topographic slope and roughness to isolate marine terrace surfaces, which is especially useful in areas of poor preservation. The LEM is based on the wave erosion and dissipation model and simulates the formation of terraces under variable sea/lake levels and vertical displacements, which can be directly compared with swath profiles to determine uplift rates. The FM combines elevation patterns of deformed marine terraces with elastic fault dislocation models to determine fault slip rates. TerraceM incorporates Topotoolbox® inside its core improving its processing speed and mapping capabilities, which have been tested using high-resolution topography and bathymetry in different climatic and tectonic settings, including lacustrine shorelines in the Dead Sea, drowned terraces in Spain, and emerged marine terraces in Turkey and Chile. TerraceM will improve the efficiency and precision of estimating terrace elevations and uplift rates in both, marine and lacustrine environments (www.terracem.com). This work is supported by the Milenium Scientific Initiative (ICM) grant NC160025 "Cyclo - the seismic cycle along subduction zones" and by the German Science Foundation (DFG) grant JA 2860/1-1 "LIFE - Linking lake level changes, surface deformation and seismogenesis in the Dead Sea".

SINT-2: Sismotectónica, el ciclo de terremotos y paleosismología a lo largo del margen chileno

Using computational intelligence to obtain and transfer knowledge about earthquake recurrence along subduction zones

Bruno Mazzorana[1], Natalia Zamora[2].
(1) Instituto de Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias, Universidad Austral de Chile, Valdivia, Chile
(2) Centro de Investigaciòn para la Gestiòn integrada del Riesgo de Desastres, Cigiden, Santiago de Chile, Chile

The available instrumental seismic information about earthquake recurrence may not allow for a reliable estimation of the forecast parameters which are essential for probabilistic seismic hazard assessment along several segments of subduction zones. Conversely the paleo-seismologic, historic and instrumental catalogs of specific segments could feature the necessary quality standards to support an in depth study of earthquake recurrence. The possibility to transfer this knowledge across segments is a research field worth being explored. In this work, we propose a computational intelligence based approach which might enable this essential task. The preparatory step is the elicitation of a comprehensive set of attributes capturing the main geometric features, the salient geologic characteristics and the seismologically relevant parameters of a seismogenic segment. After a rigorous quantification, the similarity between segments has to be assessed. By putting forward the reasonable hypothesis "the higher the degree of similarity between segments the likelier is an analogous response in terms of earthquake recurrence". Thus, we designed a conceptual scheme to assess the degree of similarity between segments by employing both rough set data analysis and fuzzy logic based techniques in order to define which variables are influencing more the system and which associated value ranges have to be considered. Within working group 4 of the Millennium Nucleus CYCLO (The Seismic Cycle Along Subduction Zones) we planned to implement this methodological structure by (1) refining the segment´s attribute list and identifying the most influential variables, (2) by compiling a segment database and (3) by calculating the degree of similarity between segments as to assess the potentials and the limitations for successful knowledge transfer. To sum up we expect to enhance probabilistic seismic hazard assessment in scarce data environments where awaiting for a complete segment specific earthquake catalog might not be a reasonable option.

SINT-2: Sismotectónica, el ciclo de terremotos y paleosismología a lo largo del margen chileno

Seismotectonic segmentation along the Chile Margin illuminated by recent earthquakes

Daniel Melnick[1], Marcos Moreno[2].
(1) Ciencias de la Tierra, Ciencias, Universidad Austral de Chile
(2) Departamento de Geofisíca, Universidad de Concepción

Deformation monitored by space geodesy and geology before, during, and after recent megathrust earthquakes along the Chile margin has provided insight into processes associated with strain accumulation and release during the seismic cycle. Here we review recent studies that have linked surface deformation observed during the 2010 Maule (M8.8), 2014 Pisagua (M8.3), 2015 Illapel (M8.3), and 2016 Chiloe (M7.6), with the kinematics and mechanics of the plate interface and South American continent to infer seismotectonic segmentation processes. Further insight into the along- and across-strike segmentation of the interplate Chilean seismogenic zone is provided by exploring the relation between transient deformation patterns observed during and between different earthquakes, and multimillennial-scale patterns of coastal uplift estimated using geomorphic and geologic markers such as marine terraces and crustal splay faults. We integrate coastal uplift rates estimated from the Central Andean Rasa, a geomorphic feature of marine origin that records slow and continuous uplift at ~0.1 mm/yr along 1500 km of the margin, between 16 and 33S. Motion of upper-plate faults occurred shortly before, during, and after recent megathrust earthquakes in Chile, and we relate these observations to mechanical heterogeneities that partly condition the distribution of coseismic slip on the megathrust. This study has been supported by *Iniciativa Científica Milenio* (ICM) through grant NC160025 'Millennium Nucleus CYCLO: The Seismic Cycle along Subduction Zones'.

SINT-2: Sismotectónica, el ciclo de terremotos y paleosismología a lo largo del margen chileno

Holocene slip along the coastal El Yolki Fault in central Chile and its possible link with megathrust earthquakes

Daniel Melnick[1], Christian Hillemann[2], Julius Jara-Muñoz[2], Garrett Ed[3], Cortés Joaquín[4], Manfred Strecker[2].
(1) Ciencias de la Tierra, Ciencias, Universidad Austral de Chile
(2) University of Potsdam, Alemania
(3) University of Durham, UK
(4) Ciencias de la Tierra, Universidad de Concepción, Concepción, Chile

Great megathrust earthquakes are commonly accompanied by increased upper-plate seismicity and occasionally triggered earthquakes on shallow crustal faults. Such triggering occurred 11 days after the 2010 Maule Chile earthquake (M8.8) when a pair of M6.9 and M7 earthquake were generated by the Pichilemu Fault. At that time, the Pichilemu fault had not been previously mapped or characterized as an active fault. Despite their high magnitude, these two earthquakes were not accompanied by surface ruptures and left no imprint in the geologic record. This emphasizes the challenge of assessing the hazard posed by such crustal forearc faults. Here we studied the El Yolki Fault (EYOF), a transtensional structure midway the Maule earthquake rupture zone and located ~100 km south of Pichilemu. The EYOF was not suitably-oriented for triggered slip during the event. Using airborne LiDAR data, we mapped a deformed Holocene coastal plain back-tilted on the footwall of the EYOF. A sequence of wetland sediments, dated in outcrops and paleoseismic trenches on the footwall to 4.3-2.2 cal ka BP was uplifted ~8 m. Dislocation models require a subvertical shallow fault slipping at ~5 mm/yr to reproduce the steep back-tilt; we interpret this fault as a superficial splay of a negative flower structure associated with transtensional deformation along a deeper main branch. The mid-Holocene wetland sequence onlaps to a sequence of four erosive steps, which we interpret as a staircase sequence of wave-cut landforms formed by discrete pulses of relative sea-level drop. We associated these pulses with coseismic uplift during a cluster of crustal earthquakes along the ELYO shortly before ~4.3 ka. If EYOF earthquakes were triggered by megathrust earthquakes, their slip distribution must have been significantly different from that of the Maule earthquake. Our study highlights the variability in crustal fault slip at millennial timescale and their possible relation to megathrust earthquakes. This study has been supported by *Iniciativa Científica Milenio* (ICM) through grant NC160025 'Millennium Nucleus CYCLO: The Seismic Cycle along Subduction Zones'.

SINT-2: Sismotectónica, el ciclo de terremotos y paleosismología a lo largo del margen chileno

Socaves de erosión marina holocenos desarrollados sobre sustrato cristalino en las costas de Puerto Viejo (Atacama, Chile): Implicaciones genéticas y paleosismológicas

Swanee Melo-Tanner[1], Manuel Abad [1], Joaquin Rodriguez-Vidal[2].
(1) Geología, Ingeniería, Universidad de Atacama
(2) Ciencias de la Tierra, Ciencias Experimentales, Universidad de Huelva, Huelva, España

Los socaves de erosión marina (*notches*) son formas que se encuentran aceptadas como marcadores de niveles marinos en costas rocosas. Además, estos marcadores morfológicos suelen ser utilizados para inferir levantamientos cosísmicos cuando aparecen desplazados en la vertical con respecto a la zona intermareal. Una correcta identificación y datación de una sucesión de *notches* permite así estimar tasas de alzamiento tectónico y reconstruir la historia sísmica de un determinado segmento de un borde costero (Pirazzoli, 1986; Trenhaile, 2015); aunque su utilización más generalizada ha sido como indicador de altos niveles marinos (*highstands*). En Chile, especialmente en su zona austral y central, se han realizado multitud de trabajos que ponen en evidencia el levantamiento de cortejos morfológicos erosivos tras terremotos de gran magnitud durante el Cuaternario reciente (Lagos, 2008; Quezada *et al*., 2012). Sin embargo, este tipo de estudios son prácticamente inexistentes en el norte de Chile. El objetivo de este trabajo preliminar es poner en evidencia la aparición de una sucesión de formas labradas directamente sobre granitoides jurásicos, o batolito costero, en las proximidades de la desembocadura del Río Copiapó y que registran sucesivos eventos de alzamiento cosísmico a lo largo del Holoceno. Este borde litoral se puede clasificar como de tipo micromareal (rango mareal aprox. 1 m) y dominado por el oleaje. La generación de los socaves en materiales ígneos constituye una particularidad pocas veces descritas en otras zonas del mundo, que solo puede ser explicada a través de una configuración previa de este sustrato que ha favorecido su esculpido, probablemente a partir de erosiones alveolares de grandes dimensiones vinculadas a procesos de tafonizacion (Ramírez, 2012). En conjunto, se describen al menos cuatro niveles de *notches* que se localizan a cotas inferiores a los 10 m sobre el nivel del mar, todos ellos labrados en el actual acantilado marino correspondiente al Presente Interglaciar, ocasionalmente en el interior de cuevas marinas. Se observan tres tipos de morfología en los *notches*: de baja amplitud (mareales), de gran amplitud (oleaje) y degradados. Estos últimos corresponden con las formas localizadas a mayor cota topográfica. Sus diferencias morfológicas y distinto grado de conservación parecen estar controlados por las características del sustrato y tiempo de labrado además de los procesos hidrodinámicos dominantes en el litoral.

SINT-2: Sismotectónica, el ciclo de terremotos y paleosismología a lo largo del margen chileno

Dating co-seismic coastal subsidence events using ^{14}C and dendrochronology in the region of the 1960 giant earthquake

Cyntia Mizobe[2,1], Marco Cisternas[3,1], Gino Figueroa[2,1], Ariel Muñoz[4].
(1) Millennium Nucleus The Seismic Cycle Along Subduction Zones
(2) Programa de Magister en Oceanografía, Ciencias del Mar y Geografía, Pontificia Universidad Católica De Valparaíso
(3) Escuela de Ciencias del Mar, Ciencias del Mar y Geografía, Pontificia Universidad Católica De Valparaíso, Valparaíso, Chile
(4) Instituto de Geografía, Ciencias del Mar y Geografía, Pontificia Universidad Católica de Valparaíso

We develop a way to date past co-seismic coastal subsidence events using standard radiocarbon analyses and dendrochronological techniques on roots of trees killed by the effects of such land level change. Today, the coast affected by rapid subsidence accompanying the giant 1960 Chile earthquake still shows well-preserved remains of trees, mainly their roots, half-buried by coastal sediments. We found buried similar roots kilometers inland in Pangal, a sandy beach-ridge plain midway along the 1960 earthquake area. Using the 1960 analog, we interpreted such fossil roots as also associated to past subsidence events. In an effort to date the events, we carried out radiocarbon analyses of the outer growth rings and bark of the fossil roots. However, some of the age ranges resulted so wide (~100 years) that the ages of different events overlapped. To address this problem, we propose to constrain the radiocarbon dates by crossdating the growth rings of the roots with long-term regional master chronologies of alerce (Fitzroya cupressoides), a long-lived native tree well studied by dendrochrologists. To validate this approach, we first conducted a test using the 1960 event as a modern analog. We sampled the roots of 25 stumps from trees killed by the 1960 subsidence. The roots were sliced, sanded and mounted on thin slides to recognize and mark the rings under microscope. The marked slices were scanned and the rings were counted and measured using the WinDendro software. The series was internally cross-dated with the COFECHA software to obtain a chronology of the 1960 roots. Currently, we are cross-dating our 1960 chronology with seven nearby master chronologies of alerce. Because the radiocarbon analyses usually give age ranges of ~100 years, and the event occurred 58 years ago, we are using the last century of the alerce chronologies as a temporal window. We expect that the results will recognize the trees were killed in 1960. If so, this approach would allow first to date past co-seismic events more precisely and then to understand better the seismic cycle in the region of the largest earthquake ever measured. Research funded by Fondecyt N°1150321, and has been supported by Iniciativa Científica Milenio (ICM) through grant NC160025 "Millennium Nucleus CYCLO: The Seismic Cycle along Subduction Zones"

SINT-2: Sismotectónica, el ciclo de terremotos y paleosismología a lo largo del margen chileno

Estructura friccional del megathrust chileno combinando sismicidad, geodesia, anomalías gravimétricas, morfología y geología

Diego Alexis Molina[1], Andres Tassara[2], Daniel Melnick[3].
(1) Programa Doctorado en Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Químicas, Universidad de Concepción, Concepción, Chile
(2) Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias Químicas, Universidad de Concepción, Concepción, Chile
(3) Millennium Nucleus: The Seismic Cycle Along Subduction Zones, Chile

Las zonas de subducción a lo largo de Chile y el mundo están comprendidas por segmentos sísmicos de diferente extensión, los cuales parecieran persistir durante escalas de tiempo similares a las del ciclo sísmico. Estos segmentos sísmicos son una manifestación de la heterogeneidad en la estructura friccional del megathrust y quedan reflejados en la presencia de diferentes asperezas y barreras sísmicas. Sin embargo, no existe claridad aún sobre la naturaleza de estos elementos ni de los factores que están controlando tal estructura friccional, ni del como ellos interactúan y operan durante el ciclo sísmico. Este trabajo pretende caracterizar espacialmente la estructura friccional del megathrust chileno y determinar el rol que juegan distintos factores potenciales como la existencia de sedimentos y fluidos en la fosa y canal de subducción o la estructura geológica tanto de la placa continental (fallas, cambios en litología, presencia de grandes unidades geológicas, cuencas, prismas de acreción), como de la oceánica (rugosidad, montes marinos, zonas de fractura, variaciones del dip). Actualmente nos encontramos en una etapa que consiste en generar una gran base de datos que contiene catálogos de sismicidad, modelos geodéticos de acople intersísmico y deslizamientos co y post-sísmicos, anomalías gravimétricas, topografía y batimetría digital y geología digital. Tras validar, unificar y georeferenciar estos datos generaremos varios proxies cuantitativos de la estructura friccional unificando metodologías aisladamente propuesta por otros autores en una representación integrada. Para ello realizaremos un análisis estadístico que nos permitirá estimar el grado de correlación entre los distintos proxies, para finalmente obtener una imagen representativa de la estructura friccional del megathrust. Mediante el uso de herramientas cuantitativas, ésta será posteriormente comparada con diversas características geológicas del antearco, para comprender hasta qué punto los múltiples factores geológicos están influenciando en dicha estructura. Resultados preliminares de este análisis serán presentados y discutidos durante el Congreso.

SINT-2: Sismotectónica, el ciclo de terremotos y paleosismología a lo largo del margen chileno

Deep megathrust earthquakes and their relation to the seismic cycle in Chile

Marcos Moreno[1], Daniel Melnick[2], Shaoyang Li[3], Jonathan Bedford[4], Juan Carlos Baez[5], Christian Sippl[6], Matias Carvajal[7].
(1) Departamento de Geofísica, Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Concepción, Concepción, Chile
(2) Instituto de Ciencias de la Tierra, Millennium Nucleus The Seismic Cycle Along Subduction Zones, Universidad Austral de Chile, Valdivia, Chile
(3) Department of Earth and Environmental Sciences, University of Iowa, Iowa City, USA
(4) Lithosphere Dynamics, GFZ Helmholtz Centre Potsdam, German Research Centre for Geosciences, Potsdam, Germany
(5) Centro Sismológico Nacional, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(6) Lithosphere Dynamics, GFZ Helmholtz Centre Potsdam, German Research Centre for Geosciences, Potsdam, Germany
(7) Ciencias de la Tierra, Ciencias Químicas, Universidad de Concepción, Concepción, Chile

The concept of the cycle of subduction earthquakes describes the main phases of accumulation, release and relaxation of tectonic stresses in the years to decades between and after great events. While there is a number of geodetic observations that suggest spatial relations between interseismic and coseismic deformation patterns evidencing heterogeneous frictional fault properties, little is known about the mechanical control on the timing and size of great earthquakes. The 25 December 2016 southern Chile earthquake (Mw=7.6) is the first large event within the rupture zone of the 1960 earthquake (Mw=9.5), and therefore exploring the mechanical relationship between both events can provide new insights into the frictional conditions controlling the progressive accumulation and release of stress within the seismic cycle. The 2016 earthquake resembles previous Chilean megathrust events (i.e., 1985 Central Chile, 1995 Antofagasta, 2007 Tocopilla) in that most slip occurred in the deeper section of the seismogenic zone. By combining geodetic and seismological data with numerical modeling, we show that the 2016 event ruptured the downdip limit of a previously well-detected locked asperity, which also slipped during the 1960 event. We propose that the deeper segments of the seismogenic subduction megathrust fault are interseismically squeezed (i.e. strained and stressed) because of the transition between two regions of contrasting frictional behavior. Shear stress is concentrated within the deeper seismogenic region, which is weaker and fails with lower stress build-up than the shallower part, producing recurrent moderate-size seismic events before the shallower region fails in a major tsunamigenic earthquake. Deeper 2016-class earthquakes may be considered as a first phase of energy release that precedes failure of the shallower region during great earthquakes. We further investigate the relation of plate coupling with historical and instrumental deep earthquakes, and background seismicity at different segments of the Chilean margin, aiming to describe the current stage of stress build-up within the seismic cycle. These results strengthen our understanding of the frictional control on the timing of great megathrust earthquakes and contribute to better describe the current seismic hazard in Chile. This study has been supported by *Iniciativa Científica Milenio* (ICM) through grant NC160025 'Millennium Nucleus CYCLO: The Seismic Cycle along Subduction Zones'.

SINT-2: Sismotectónica, el ciclo de terremotos y paleosismología a lo largo del margen chileno

Assessing giant tsunamigenic megathrust earthquakes in the Northern Chile Seismic Gap from submarine and archaeological records

Gabriel Vargas[1], Diego Salazar[2], Sergio Ruiz[5], Felipe Leyton[3], Silvio Pantoja[4], Carina Lange[4], Jaime Campos[5].
(1) Geología, Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile
(2) Antropología, Ciencias Sociales, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(3) Centro Sismológico Nacional, Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(4) Oceanografía, Ciencias Naturales y Oceanográficas, Universidad de Concepción, Concepción, Chile
(5) Geofísica, Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile

Coastal and marine records along the hyperarid Atacama Desert provide a new view about the occurrence of large subduction earthquakes in the Central Andes. From high-resolution geochronology of laminated series accumulated on a narrow shelf, we associate anomalous structures such as slumps and discontinuities -overlaid by turbidites or density current deposits-, to the last giant 1877 Mw~8.8 tsunamigenic earthquake. Once compared with the reanalysis of historical chronicles and seismological data, we suggest that large magnitude events produce destabilisation at the sea bottom capable to generate slumping or discontinuities. From the ongoing analysis of marine records coupled with observations from coastal archaeological sites, we assess the occurrence of several giant tsunamigenic earthquakes in the last millennia, suggesting that the predecessor of the 1877 episode occurred close to 1409-1450 CE, as previously reported from the analysis of this same sedimenatry record (Vargas et al., 2005). Results from ongoing analyses from archaeological coastal sites are providing additional key information about the impact of this kind of giant tsunamis on this hyperarid coast, as well as on the early inhabitants. From radiocarbon dating, we preliminary dated those predecessors close to 1409-1450 CE, ca. 953 CE and ca. 655 CE, with a possible event also close to 1046 CE. Under this scope, the last Mw~8 earthquakes occurred on 2014 and 2007 along this seismic gap region, seem to be moderate episodes into a larger seismic cycle.

SINT-2: Sismotectónica, el ciclo de terremotos y paleosismología a lo largo del margen chileno

Shared Chronologies: developing tools for building a comprehensive paleoseismic record from multiple sedimentary archives

Rodrigo Manuel Vega[1,2], Daniel Melnick[1,2], Jasper Moernaut[3], Maarten Van Daele[4].
(1) Isntituto de Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias, Universidad Austral de Chile, Valdivia, Chile
(2) Nucleo Milenio CYCLO
(3) Institute of Geology, University of Innsbruck, Innsbruck, Austria
(4) Department of Geology, Renard Centre of Marine Geology, University of Ghent, Ghent, Belgium

Understanding the seismic cycle´s underlying mechanisms and recurrence patterns is of key importance for improving our anticipation ability and risk management strategies. As is the case with climate, earthquake recurrence patterns oscillate within a range of superimposed temporal scales [1], and can only be properly assessed by extending historical records through sedimentary archives. The spatial scale requires several records distributed along the subduction margin, and these record´s synchronicity to be known. Reliable dating and age-depth modelling techniques are thus impelling. Bayesian statistics allow to make formal use of other reliable sources of chronologic information along dates, improving both records accuracy and precision [2]. They work by drawing a series of ages from a sedimentary sequence as part of a joint posterior probability distribution, making use of the stratigraphical relation between depths with absolute dates [3]. For continental settings, there is substantial information on synchronicity among spatially related records that are usualy not included in age modeling. We propose that when there is information about synchronic events among records, such as identified tephra layers, it is possible to include this knowledge formaly through bayesian techniques by modeling chronologies for a series of records that share some common events, using the fact that there should be no difference in age for that particular layer among records. This contribution, derived from the CYCLO millenium nucleus, describes ongoing and future research plans for developing the tools necessary to intagrate several sedimentary records within age modeling, and building a paleoseismic catalog covering a wide spatiotemporal scale for the southern chilean margin. References: [1] Chris Goldfinger, Yasutaka Ikeda, Robert S. Yeats, and Junjie Ren. (2013) Superquakes and supercycles. Seismological Research Letters, 84(1):24. [2] Maarten Blaauw, J. Andrés Christen, K.D. Bennett, and Paula J. Reimer. (2018) Double the dates and go for bayes — impacts of model choice, dating density and quality on chronologies. Quaternary Science Reviews, 188:58 – 66. [3] Andrew C. Parnell, Caitlin E. Buck, and Thinh K. Doan. (2011) A review of statistical chronology models for high-resolution, proxy-based Holocene palaeoenvironmental reconstruction. Quaternary Science Reviews, 30(21):2948 – 2960.

SINT-2: Sismotectónica, el ciclo de terremotos y paleosismología a lo largo del margen chileno

Exploring the seismotectonic significance of triggered shallow slip observed with the IPOC Creepmeter Array

Pia Victor[1], Ariane Mueting[1], Gabriel Gonzalez[2], Onno Oncken[1].
(1) GFZ Potsdam
(2) Universidad Católica del Norte

The IPOC Creepmeter Array captures 10-30 triggered displacement events (SDE) per station per year on four different segments along the Atacama Fault System (AFS). The data suggest that shallow fault slip is largely confined to these sudden displacement events with offsets < 1 mm and durations up to 3 min. A continuous creep signal in-between these SDEs is extremely small if existent at all. Since the triggering of upper crustal fault activity is an important issue in estimating the potential hazard of the AFS, in this study we investigate the seismotectonic significance of triggered shallow slip with respect to the long-term fault activity. We quantify the total shallow slip triggered by earthquakes for the past 7 years and compare it to the long-term slip rates in order to determine the slip budget. The Mejillones fault shows extensional SDEs, resulting in a cumulative normal fault parallel slip of up to 0,14 mm/a. This rate is in accordance with the long-term fault slip rate, taking into account some discrepancy due to off-fault displacement. The Chomache fault shows a highly transient accumulation of SDEs including triggered slip from the Iquique 2014 earthquake and its aftershocks. The total cumulative slip derived from triggered SDEs is 0,2 mm for the seven-year period. The sense of displacement we measure is opposite to that documented from the long-term record. The Salar del Carmen fault exhibits a highly transient behavior. In the one-year period prior to the Maule earthquake the total shallow slip accumulated by extensional SDEs is 0.1 mm/a accelerating with a large triggered extensional SDE to 0.4 mm/a for the 6 months after the Maule earthquake. Since the end of 2010 although up to 20 SDEs are triggered per year the cumulative displacement adds up to zero. This variability in shallow slip behavior implies that each of the monitored faults reflects a different shallow slip accumulation pattern or different stages in a long-term cycle. Calculating the slip budget for each of the monitored faults we determine a clear deficit in shallow slip. To understand this shallow slip deficit, we investigate how the duration and intervals in-between SDEs reflect shallow frictional properties and how we can explore this behavior to determine shallow frictional instabilities on the monitored fault zones.

SINT-2: Sismotectónica, el ciclo de terremotos y paleosismología a lo largo del margen chileno

Estimation of earthquake recurrence times in central-south Chile by comparing different statistical approaches

Natalia Zamora[1], Bruno Mazzorana[2], Diana Pinilla[1], Daniel Melnick[2].
(1) Obras Civiles, -, Universidad Técnica Federico Santa María, Valparaiso, Chile
(2) Universidad Austral de Chile, Chile

Chile is one of the most seismically active countries on the planet, and capable of generating mega-earthquakes relatively frequently. There are several theories that can explain the periodicity of earthquakes. In particular, there are recurrence relations and the frequency-magnitude relations such as the Gutenberg-Richter, the characteristic model and the uniform slip (slip model), among others, that appear to describe only partially existing data. On the other side, the data could be insufficient to describe the seismicity of a region by fitting data to these distributions. However, throughout the south-central part of Chile, information has recently been acquired illuminating another perspective on the cycle of the mega-earthquakes. The main aim of this work is to estimate the recurrence of earthquakes in central-southern Chile and compare the results of adjusting the data with several distributions commonly used in the seismic hazard analysis. Particularly, to achieve the objectives, we first generate a seismo-tectonic model for the entire Chilean margin, estimate the seismic parameters of the Gutenberg-Richter distribution, then we use the temporal earthquake distributions such as the Poisson compared with the Inverse Gaussian distribution as proposed by Matthews et al. (2002). The latter is the only one that explicitly considers system loading and relaxation. In this aspect, this distribution resembles a physical process where continuous or stable states are assumed, and the loading process is assumed as an stochastic transition. The obtained results represent a starting, although rigorous, attempt to perform a thorough sensitivity analysis between different methods as a basis of an enhanced hazard assessment which is the priority of working group 4 of the Millennium Nucleus CYCLO. Also, by incorporating the Bayesian approach with a more complete seismic record that accounts for the paleoseismic data we will be able to better forecast earthquake recurrence times explicitly deem for various sources of uncertainty.

SINT-3: Fuentes sismogénicas corticales en Sudamérica

New evidence of quaternary deformation and seismic hazard along active faults, Chile´s capital Santiago.

José Antonio Araya[1], Gregory De Pascale[1], Mario Pérsico[1], Francisca Sandoval[1], Sergio Sepulveda[1,2], Melanie Froude[3], Dave Petley[3], William Murphy[4].
(1) Geología, Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile
(2) Ingeniería, Ingeniería, Universidad de O´higgins, Rancagua, Chile
(3) Geography, Geography, University of Sheffield, Sheffield, Reino Unido
(4) Engineering Geology, Earth and Enviorment, University of Leeds, Leeds, Reino Unido

The western flank of the central high Chilean Andes between 33° and 34°S is an active mountain range, where important shallow seismicity and quaternary faulting was recently identified. Some of the crustal structures are, such as the San Ramon fault, part of the West Andean Thrust System (WATS), and thought to be potential seismic sources that threaten Chile´s most populated region. Field work and remote sensing techniques provides new evidence for two newly discovered crustal structures. First, the El Arrayan fault, a WNW-ESE striking fault located in Lo Barnechea area, in the NE corner of Santiago. Topographic analysis shows fault scarps, revealing the recent activity of this structure. Kinematic indicators in fault rocks indicate variable styles of deformation. A deflected water stream coincident with fault scarp supports a left lateral motion. Second, the Estero Coyanco Fault, a NW-SE striking fault located in the Maipo Valley. Field characterization shows a 60 m-wide fault zone, with evidence for faulting of Quaternary deposits. Kinematic indicators as well as topographic expression, suggest a reverse mechanism for this fault. Fault scarps measurements in addition to fault length estimations for these 2 faults, when combined with fault scaling parameters, suggest the possibility of generating earthquakes with moment magnitudes (Mw's) up to 6.9, emphasizing that other faults besides the San Ramon fault may be important players for the seismic hazard of Chile´s capital. The close spatial relationship between El Arrayan Fault and rockslides highlights the possibility of co-seismic landslides as an important geological hazard. This work presents the results of a new neotectonic study that reports two previously unrecognized and potentially active faults that contributes to the knowledge of crustal seismic sources near Chile´s capital city, Santiago, which is fundamental to developing better crustal seismic hazard analysis.

SINT-3: Fuentes sismogénicas corticales en Sudamérica

Estimating long-term slip rates on seismogenic crustal faults using mechanics, geomorphology and plate motion

Felipe Aron[1,2,3].
(1) Ingeniería Estructural y Geotécnia, Ingeniería, Pontificia Universidad Católica de Chile, Santiago, Chile
(2) CIGIDEN, FONDAP 15110017, Santiago, Chile
(3) Continental Shelf Unit, Chilean Ministry of Foreign Affairs, Santiago, Chile

In this contribution I will examine the long-term kinematic behavior of crustal faults in response to tectonic loads affecting active plate boundaries by means of advanced techniques in geomorphology and numerical modeling. I will show that simple physical models can be used to estimating long-term slip rates on crustal faults as long as they are compliant to plate motion velocity. First, we are going to focus in the subduction margin of central Chile where the recent occurrence of large crustal earthquakes has shed some light on additional sources of seismic hazard for the country. We constructed a 3D boundary elements model (BEM) simulating subduction of the Nazca plate underneath South America to computing long-term surface deformation and slip-rates on crustal faults imbedded in the upper-plate wedge of the Andean forearc. We tested our model on the San Ramón Fault, a major thrust structure limiting the western front of the Andes with surface expression along the entire, 40 km long, extension of the Santiago de Chile basin. Long-lived thrusting has produced more than 2 km of differential uplift of the mountains. Interestingly, our models have been able to reproduce fault slip-rates that agree well with what has been reported on geologic and paleoseismic studies across the fault. Then, we will steer our attention to crustal faults adjacent to the San Andreas Fault System along the actively deforming Santa Cruz Mountains in Central California, controlled by local redistribution of stresses caused by changes in the geometry of the plate boundary. We are developing a method to invert long-term fault slip-rate distributions using topography by coupling a 3D BEM with a geomorphic incision rule. The nonlinear components of the geomorphic model required the use of a probabilistic invertion method, simulating the posterior density of plate velocity and rock erodability for the different mapped geologic units of this area. Calculated posteriors fall well within the broad range of reported values, suggesting that the joint use of elastic boundary element and geomorphic models may have utility in estimating long-term fault slip-rate distributions. These results might contribute to determining possible seismic scenarios for Santiago and Silicon Valley but perhaps more importantly, our approach could be used in estimations of long-term slip rates and surface deformation due to other crustal structures with unknown displacement history.

SINT-3: Fuentes sismogénicas corticales en Sudamérica

Holocene deformation along the Liquiñe Ofqui fault zone, Southern Chile: A geomorphological and tephrochronological analysis.

Luis Alberto Astudillo[1], Joaquín Cortés-Aranda[1], Mora-Stock Cindy[1], Mella Ã lvaro[1], Stuardo Andrés[2], Andrés Tassara[1], Melnick Daniel [3].
(1) Departamento de Ciencias de la Tierra, Ciencias Químicas, Universidad de Concepción
(2) Departamento de Geofísica, Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Concepción
(3) Instituto de Ciencias de la Tierra, Universidad Austral de Chile

In the Southern Andes between 38°S and 48°S, the Liquiñe-Ofqui Fault Zone (LOFZ) occurs as a dextral-transpressive intra-arc fault zone that partially absorbs the margin parallel component of oblique convergence between the Nazca and South American plates. Slip rates along this structure have been estimated only at the million-year and modern (geodetic) time scales. At long-term, kinematic models indicate slip rates of 32±6 mm/yr for its southern portion (46°S and 42°S) and 13±3 mm/yr for its northern portion (42°S and 38°S). The earthquake potential of the LOFZ has been demonstrated along its southern extent by the 2007 Aysén earthquake; however, little is known about the millennial-scale slip rate for this structure in the northern end, which are crucial for assessing the seismic-related hazard. To help fill this gap, we present evidence of holocene deformation along the northern LOFZ (38°S to 40.5°S). We studied four sites along the northern LOFZ: Lonquimay, Palguín, Liquiñe, and Maihue. All the sites exhibit deformed tephra-bearing fluvial, glacial and lacustrine deposits, together with offset drainages and knickpoints related to fault activity. Tephra deposits were used to constrain the timing of deformation by tephrochronological means. We performed a morphometric analysis of the fluvial network to link our punctual observations to kilometric fault traces. Based on this, we determined that our presented evidence is younger than ca. 11 ka. We estimate horizontal slip rates of ~25 and ~14 m/ka on the Lonquimay and Liquiñe site, respectively; and a vertical slip rate of ~0.05 m/ka in the Palguín site. Our results suggest that NNE-ENE oriented kilometric branches of the LOFZ are likely responsible for the deformation that we identified at outcrops. We suggest that holocene deformation is represented by both horizontal and vertical displacements that range from tens of centimeters to hundreds of meters. The deformation is partially due to earthquakes; this hypothesis is supported by the instrumental seismicity along the fault branches related to the study sites. We highlight that millennial slip rates estimated at Lonquimay and Liquiñe sites are like those reported; however, they increase northwards and appears to be localized along single faults that account for the long-term strain partitioning rate. Ongoing work is focused on better determining millennial slip rates and finding appropriate sites to undertake paleoseismological surveys.

SINT-3: Fuentes sismogénicas corticales en Sudamérica

La secuencia sísmica de mayo de 2018 en el Fiordo de Aysén: ¿Una historia ya contada?

Sebastián Carrasco[1], Pablo González[2], Sergio Barrientos[1], Andrea Aguilar[2], Gonzalo Hermosilla[2].
(1) Centro Sismológico Nacional, Universidad de Chile
(2) Observatorio Volcanológico Patagonia, Sernageomin, Chile

El enjambre sísmico de 2007 en el Fiordo de Aysén, cuyo sismo principal tuvo lugar el día 21 de abril de ese año y alcanzó una magnitud Mw 6.2, ha sido una de las más recientes secuencias sísmicas importantes que han podido ser asociadas a la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui. En mayo de 2018, gracias a la red de estaciones sismológicas de la Red Nacional de Vigilancia Volcánica (RNVV) y del Centro Sismológico Nacional (CSN), una alta tasa de sismicidad ha sido nuevamente registrada en dicha área. Mediante técnicas de cross-correlación de formas de ondas, se identificaron tasas de más de 34 sismos diarios asociados a una misma fuente sísmica, además, no se identificaron secuencias similares a esta en el último año, no obstante, no se descarta una situación similar para los años anteriores. Los eventos de mayor magnitud fueron localizados utilizando un enfoque lineal de localización hipocentral (HYP; Lienert and Havskov, 1995) y posteriormente relocalizados mediante HypoDD (Waldhauser & Ellsworth, 2000). Mecanismos focales a partir de polaridades de onda P fueron obtenidos utilizando el software de procesamiento SeisComP3 (www.seiscomp3.org). Las formas de onda analizadas y los mecanismos focales asociados a los eventos de mayor magnitud dan cuenta de, al menos, dos fuentes sísmicas distintas. Los resultados preliminares de la relocalización hipocentral muestran que la sismicidad se distribuye principalmente en medio del Fiordo de Aysén, a profundidades entre 0 y 20 km, dando forma a un lineamiento con tendencia principalmente NE que podría estar asociado a una estructura geológica con dicho rumbo (e.g. Falla Quitralco) y que es consistente con la mayoría de los mecanismos focales obtenidos. Esta sismicidad se distribuye espacialmente de manera similar a lo acontecido entre enero y abril de 2007, sin embargo, las magnitudes de la actual secuencia son bajas respecto a los eventos de aquel enjambre. No obstante lo anterior, no se descarta que antes de enero haya existido un escenario semejante a este. La duración completa de la actual secuencia es aún indefinida y es necesario fortalecer el monitoreo y análisis de esta actividad en la zona con el fin de comprender de mejor manera este tipo de procesos.

SINT-3: Fuentes sismogénicas corticales en Sudamérica

Ground motion simulations produced by newly identified potentially active crustal faults in Chile.

Jorge Gustavo Federico Crempien[1,3], Felipe Aron[3,2], José Cembrano[5,4], Isabel Santibañez[5], Mario Seguel[5].
(1) Departamento de Ingeniería Estructural y Geotécnica, Facultad de Ingeniería, Pontificia Universidad Católica de Chile
(2) Ministerio de Relaciones Exteriores, Chile
(3) CIGIDEN, Ingeniería, Pontificia Universidad Católica de Chile, Macul, Chile
(4) CEGA, Ingeniería, Pontificia Universidad Católica de Chile, Macul, Chile
(5) Departamento de Ingeniería Estructural y Geotécnica, Ingeniería, Pontificia Universidad Católica de Chile, Macul, Chile

Newly identified potentially seismogenic crustal faults (PSCF) might pose significant risk to numerous locations in continental Chile. Much of the PSCF identification work has been done within the framework of the South America Risk Assessment Project of the Global Earthquake Model (SARA). Unfortunately, there are very few ground motion recordings produced by earthquakes on these faults, with magnitudes significantly lower than the ones of interest for engineering applications. To quantify the hazard these PSCF create, we have turned to a physics-based approach to simulate ground motion produced by potential earthquakes on these faults. With the ground motion recordings of the Centro Sismológico, Nacional (CSN), we have estimated path and site attenuation parameters, namely kappa, in Chile. Preliminary results show that the value of kappa is approximately 40 ms. The PSCF database contains variable information depending on the different sources used to compile and filter the fault datum. Nevertheless, if absent, the necessary parameters to simulate seismic scenarios such as the dimension, sense of slip and dip angle and direction can be extracted from the fault traces themselves and inferred from the seismotectonic and geologic setting of each individual fault. We used the 2010 Leonard scaling relationships to determine a magnitude based on the length of each potentially seismogenic fault. For each fault, we computed several kinematic earthquake rupture scenarios, and propagated seismic waves using Green's functions with the UCSB method (Crempien and Archuleta, 2015). The Green's functions incorporate the attenuation measured previously, and are calculated up to 25 Hz. Interestingly, for many earthquake scenarios, we estimated peak ground acceleration intensities of 1 g within 10 km of the closest distance to the fault, well above the design standards for which most of the country's critical infrastructure has been designed. These results emphasize the need to further study PSCF, their seismic-rate and the hazard they pose to our country.

SINT-3: Fuentes sismogénicas corticales en Sudamérica

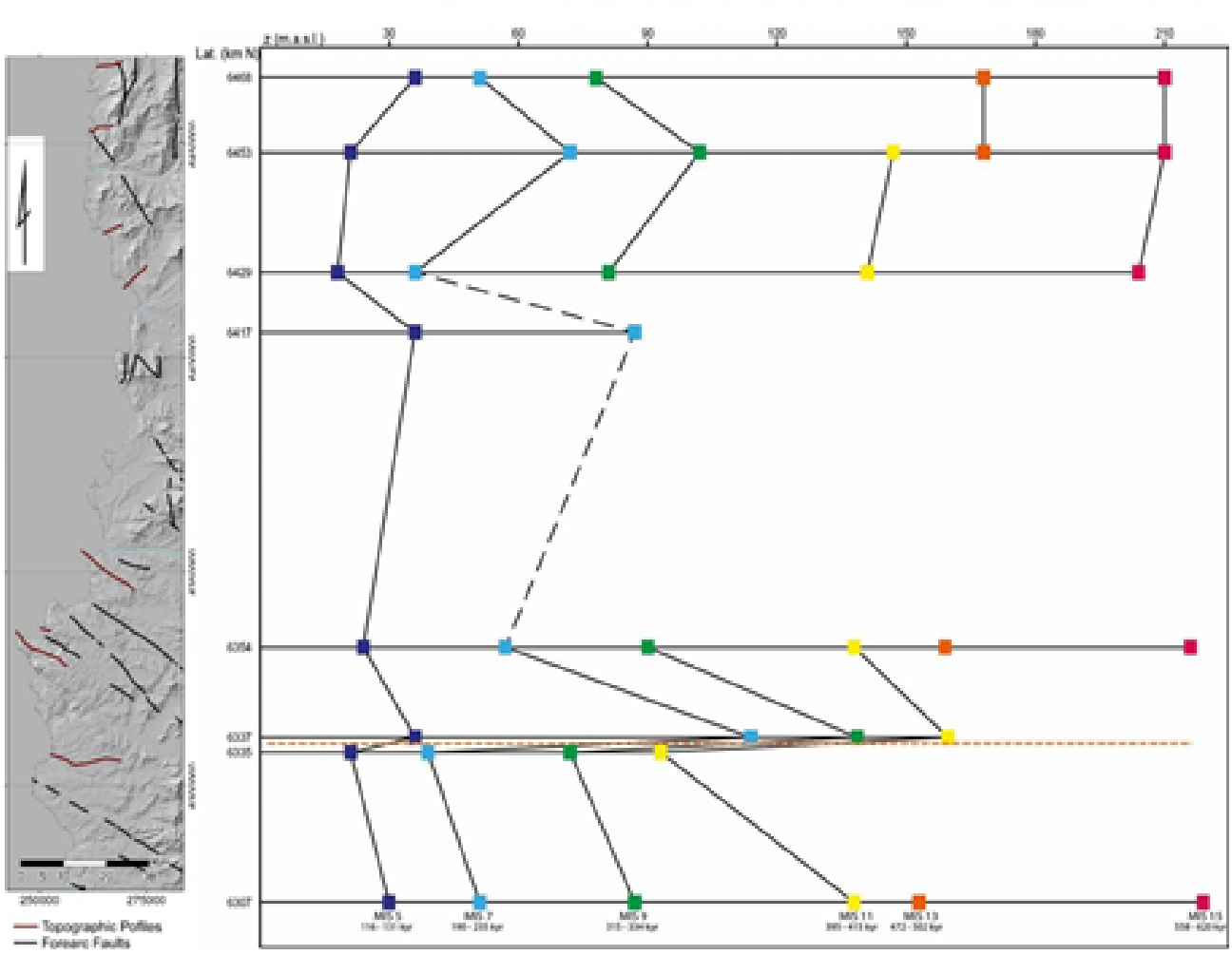
Tasa de alzamiento neotectónico del margen costero entre Los Vilos y Santo Domingo

Felipe Del[1,2], Carlos Marquardt[1,2], Dominique Valdivia[1,2], Sara Elgueta[1,2], Gonzalo Yañez[1,2].
(1) Grupo de Geociéncias, Pontificia Universidad Católica de Chile, Santiago, Chile
(2) Departamento de Ingeniería Estructural y Geotécnica, Pontificia Universidad Católica de Chile

Introducción Este estudio forma parte de un proyecto de investigación que impulsa el Grupo de Geociencias UC en conjunto con el Departamento de Ingeniería Estructural y Geotécnica que tiene como objetivo la evaluación del riesgo sísmico asociado a los sismos de subducción y a la reactivación de fallas corticales de la zona central de Chile entre Los Vilos y Santo Domingo, particularmente el Sistema de Fallas de Valparaíso. Este trabajo en particular tiene por fin entregar antecedentes del alzamiento neotectónico de la costa por medio del estudio de secuencias de terrazas marinas cuaternarias. Sistema de Fallas de Valparaíso Se ha identificado entre los 33°S y los 33,5°S, en el sector de la ciudad de Valparaíso, una secuencia de fallas corticales de rumbo NW y una cinemática principalmente normal tales como las fallas Marga-Marga, Valparaíso, Laguna Verde y Quintay (Gana et al., 1996; Wall et al., 1996;Sabaj, 2008). La falla normal Laguna Verde (FLV, 115/70) pone en contacto rocas intrusivas Jurásicas con sedimentos semi-consolidados Mio-pliocenos de la Formación Navidad y genera un control tectónico sobre el paisaje evidenciado por un escarpe de c.a. 100 metros en su traza, el que presenta facetas triangulares. Terrazas marinas En el margen costero de la zona de estudio se observan secuencias de terrazas marinas Plio-cuaternarias. Estas estructuras geomorfológicas se forman por la acción erosiva del mar y están conformadas por una plataforma de abrasión de baja pendiente hacia la costa (denominada rasa) generalmente cubierta por sedimentos marinos, limitada en su extremo superior por un escarpe de elevada pendiente hacia la costa. El pie del escarpe indica el nivel máximo del mar en el tiempo de formación de la terraza, que suele coincidir con los niveles máximos interglaciares (Marquardt et al., 2004) y se identifican con los Estadios Isotópicos Marinos, *MIS*, de numeración impar(Siddall et al., 2007). El escarpe de una terraza antigua, denominado escarpe inactivo, se degrada por acción climática. Material del límite superior del escarpe es transportado a su límite inferior y forma una cuña de acumulación que cubre el pie del escarpe. Las terrazas marinas han sido estudiadas para cuantificar y caracterizar el alzamiento tectónico de una zona costera (e.g.: Marquardt et al., 2004; Saillard et al., 2011; Martinod et al., 2016). La tasa de alzamiento de una terraza marina se calcula por la variación de altura en un período de tiempo dado. Esta variación de altura pude ser entre su formación y la actualidad para la tasa de alzamiento acumulada hasta el presente; o entre su formación y la formación de una terraza más joven para la tasa de alzamiento del período acotado (Saillard et al., 2011). Al comparar las tasas de alzamiento calculadas para bloques correspondientes de una falla se obtiene la tasa de deslizamiento de esta. Estimación de tasas de alzamiento y deslizamiento Identificamos en terreno más de 100 escarpes preservados en secuencias de terrazas marinas en el área de estudio, los que mapeamos sobre imágenes satelitales de alta resolución. Al estar gran parte de estos escarpes degradados, medimos con GPS diferencial con un error de ±0,1 metros la altura del límite entre la rasa de la terraza y la cuña de acumulación formada al pie del escarpe. Estimamos que esto conlleva, luego de proyectar la extensión de la rasa bajo el depósito hasta la intersección con el escarpe, un error de ±1 metro en la estimación de la altura del pie del escarpe. Complementamos los datos medidos con GPS diferencial con información de dos Modelos de Elevación Digital, *DEM*: el primero de 5 metros de resolución de celda que cubre el área entre Papudo y San Antonio y el segundo de 12,5 metros de resolución de celda que cubre toda el área de estudio. Comparamos la información de las mediciones de GPS diferencial con la información de altura de los DEM y calculamos un error de ± 0,5 metros en las alturas equivalentes del DEM de 5 metros y un error de ± 2 metros en las alturas equivalentes del DEM de 12,5 m. Tomando en consideración las correcciones mencionadas anteriormente, generamos 8 perfiles topográficos W-E perpendiculares a la costa y a las secuencias de terrazas marinas con información mixta de GPS diferencial y DEM, y con información exclusivamente de DEM (figura 1). Luego generamos con esta información topográfica perfiles de pendientes, donde los peaks indican puntos de máxima pendiente que caen hacia la costa si son peaks positivos o que caen en dirección contraria si son peaks negativos. El escarpe de una terraza marina estará representado por un peak positivo. Sin embargo, no todos los peaks positivos indican un escarpe de terraza marina, por ejemplo, en el caso de un peak positivo precedido por un peak negativo puede indicar una quebrada u otro curso de agua; un peak positivo sucedido por un peak negativo puede ser indicativo de una loma. Para discernir si el peak identificado corresponde a un escarpe de terraza marina, comparamos esta información con la obtenida en terreno. A partir del proceso mencionado anteriormente identificamos la altura de secuencias de 2 a 6 terrazas marinas en la zona de estudio. Comparamos estos resultados con alturas de terrazas marinas publicadas anteriormente (e.g. Marquardt et al., 2004; Saillard et al., 2011; Martinod et al., 2016) y asignamos a cada terraza una edad en base a los rangos de altura publicados para cada MIS y al orden dentro de la secuencia (e.g. la tercera terraza de una secuencia no puede corresponder a los dos MIS más recientes). Finalmente, calculamos la tasa de alzamiento acumulada de cada terraza, desde su formación hasta el presente. De los 8 perfiles analizados, uno se encuentra en el bloque yacente de la Falla Laguna Verde, al norte de su traza y otro se encuentra en el bloque colgante de la falla, al sur de su traza. La diferencia de las tasas de alzamiento acumulada obtenidas a partir de terrazas equivalentes en ambos bloques será igual a la tasa de deslizamiento acumulada de la falla. Resultados Reconocimos y asignamos una edad de 123,5 ± 7,5 ka, correspondiente

al MIS 5e a 8 terrazas marinas (una por secuencia) de alturas entre 19 ± 3 y 37 ± 3 m.s.n.m., con lo que calculamos una tasa de alzamiento acumulada de ente 0,13 ± 0,06 y 0,28 ± 0,07 mm/año. Asignamos a 8 terrazas (una por secuencia) una edad de 212,5 ± 22,5 ka, correspondiente al MIS 7, de alturas entre 38 ± 3 y 116 ± 3 m.s.n.m., con una tasa de alzamiento acumulada de entre 0,23 ± 0,06 y 0,6 ± 0,1 mm/año. Para el MIS 9, con una edad de 324,5 ± 9,5 ka, reconocimos 7 terrazas de alturas entre 81 ± 3 y 140 ± 3 m.s.n.m., con tasas de alzamiento acumulado de entre 0,24 ± 0,03 y 0,43 ± 0,04 mm/año. Para el MIS 11, de edad 405 ± 10 ka, identificamos 6 terrazas de alturas entre 102 ± 3 y 160 ± 3 m.s.n.m. y tasas de alzamiento acumulado entre 0,25 ± 0,04 y 0,4 ± 0,04 mm/año. Asignamos una edad de 487 ± 15 Ka, correspondiente al MIS 13, a 4 terrazas de alturas entre 152 ± 3 y 170 ± 3 m.s.n.m. y obtuvimos tasas de alzamiento de entre 0,31 ± 0,04 y 0,35 ± 0,04 mm/año. Finalmente, a 5 terrazas de alturas entre 208 ± 3 y 217 ± 3 m.s.n.m. les asignamos una edad de 589 ± 31 ka, correspondiente al MIS 15, y obtuvimos tasas de alzamiento entre 0,36 ± 0,04 y 0,37 ± 0,04 mm/años. Los resultados anteriores se presentan de manera gráfica en la figura 1. Al calcular la tasa de deslizamiento acumulado de la Falla Laguna Verde a partir de las tasas de alzamiento acumulado al norte y sur de la falla obtenemos valores de 0,14 ± 0,12 mm/año para el MIS 5e, 0,33 ± 0,17 para el MIS 7, 0,18 ± 0,07 para el MIS 9 y 0,14 ± 0,08 para el MIS 11. Discusión y conclusiones Las tasas de alzamiento calculadas a lo largo de la costa entre Los Vilos y San Antonio son, en promedio, del orden de 0,31 mm/años lo que es compatible con los órdenes de magnitud estimados a lo largo de la costa centro y norte de Chile. Las tasas acumuladas más altas se observan en el MIS 7, correspondientes a los últimos 200 k, con un valor promedio de 0,36 mm/años. Las tasas de deslizamiento acumuladas para la Falla Laguna Verde dan evidencias actividad cuaternaria. El rumbo oblicuo a la convergencia y la cinemática normal son similares a los observados en la Falla Pichilemu, la que se activó sísmicamente luego del terremoto del Maule del año 2010, generando un sismo de Mw 7 (Aron et al., 2013; 2014). Dada la cercanía a la ciudad de Valparaíso, tanto la Falla Laguna Verde como las otras estructuras que conforman al Sistema de Fallas de Valparaíso presentan un riesgo para la población local que debe ser estudiado con mayor profundidad. Referencias bibliográficas Aron, F., Allmendinger, R. W., Cembrano, J., González, G., & Yáñez, G. (2013). Permanent fore arc extension and seismic segmentation: Insights from the 2010 Maule earthquake, Chile. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 118(2), 724-739 Aron, F., Cembrano, J., Astudillo, F., Allmendinger, R. W., & Arancibia, G. (2014). Constructing forearc architecture over megathrust seismic cycles: Geological snapshots from the Maule earthquake region, Chile. *Geological Society of America Bulletin*, 127(3-4), 464-479. Gana, P., Wall, R. & Gutiérrez, A. (1996). Mapa geológico del área de Valparaíso-Curacaví, regiones de Valparaíso y Metropolitana. *Servicio Nacional de Geología y Minería*. Marquardt, C., Lavenu, A., Ortlieb, L., Godoy, E., & Comte, D. (2004). Coastal neotectonics in Southern Central Andes: uplift and deformation of marine terraces in Northern Chile (27 S). *Tectonophysics*, 394(3), 193-219. Martinod, J., Regard, V., Riquelme, R., Aguilar, G., Guillaume, B., Carretier, S., ... & Hérail, G. (2016). Pleistocene uplift, climate and morphological segmentation of the Northern Chile coasts (24 S–32 S): Insights from cosmogenic 10Be dating of paleoshorelines. Geomorphology, 274, 78-91. Sabaj, R. (2008). Identificación y caracterización de estructuras potencialmente activas en la cordillera de la costa entre los 33 y 33 45's. Memoria para optar al título de Geólogo, Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile. Santiago de Chile. Saillard, M., Hall, S. R., Audin, L., Farber, D. L., Hérail, G., Martinod, J., Regard, V., Finkel, R. C. & Bondoux, F. (2009). Non-steady long-term uplift rates and Pleistocene marine terrace development along the Andean margin of Chile (31 S) inferred from 10Be dating. Earth and Planetary Science Letters, 277(1-2), 50-63. Saillard, M., Hall, S. R., Audin, L., Farber, D. L., Regard, V., & Hérail, G. (2011). Andean coastal uplift and active tectonics in southern Peru: 10Be surface exposure dating of differentially uplifted marine terrace sequences (San Juan de Marcona, ~15.4°S). *Geomorphology*, *128*(3-4), 178–190. Siddall, M., Chappell, J., & Potter, E. K. (2007). 7. Eustatic sea level during past interglacials. In Developments in Quaternary Sciences (Vol. 7, pp. 75-92). Elsevier. Wall, R., Gana, P., & Gutiérrez, A. (1996). Mapa geológico del área de San Antonio-Melipilla: Regiones de Valparaíso, Metropolitana y del Libertador General Bernardo O´Higgins. *Servicio Nacional de Geología y Minería*.

SINT-3: Fuentes sismogénicas corticales en Sudamérica



Representación gráfica del alzamiento cuaternario de terrazas marinas. Se presentan 38 escarpes (cuadrados de colores) en 8 secciones topográficas (en burdeo a la izquierda). Cada Estadio Isotópico Marino se identifica con un color: MIS 5e en azul, MIS 7 en celeste, MIS 9 en verde, MIS 11 en amarillo, MIS 13 en naranja y MIS 15 en fucsia. En el eje superior se representan las alturas de las terrazas marinas y en el eje vertical, la latitud del perfil. Se representa la latitud de la Falla Laguna Verde con una línea punteada naranja.

SINT-3: Fuentes sismogénicas corticales en Sudamérica

Falla Camino del Inca: Un registro de ruptura superficial en la Cordillera Principal, Chile Central (~32°18'S)

José Estay[1], Luisa Pinto[1], Claudio Saavedra[1].
(1) Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile

La deformación Cuaternaria documentada en la Cordillera Principal (CP) sobre la mitad sur del segmento de subducción horizontal (30°-33°S) es escasa. Su comprensión actual está sujeta en la interpretación de la sismicidad cortical inmediatamente al sur de los ~33°S, y a la comprensión de rupturas superficiales de las fallas San Ramón (FSR) y Cariño Botado (FCB), aledañas a las ciudades de Santiago (~33°27'S) y Los Andes (~32°50'S), respectivamente. Hacia el norte, sin embargo, la falta de marcadores geomorfológicos ha llevado consigo que la interpretación de paleoterremotos corticales solo se especule a partir de los abundantes depósitos de megadeslizamientos. Aunque es controversial, cabe señalar que la ubicación de la FSR y FCB coincide espacialmente con la traza del Sistema de Falla Pocuro (SFP).

Con el objetivo de explorar la presencia de deformación tectónica superficial en la prolongación septentrional del SFP, se generó un modelo digital de elevación (MDE) de alta resolución (4 m/pixel) mediante fotogrametría de fotos áreas. El análisis del MDE reveló la presencia de una serie de escarpes contra-pendiente discontinuos, de hasta ~7 m de altura y un largo sumado de ~10 km. Estos escarpes dislocan laderas montañosas de la CP a los ~32°18'S y se localizan ~5 km al oeste de la traza del SFP. En terreno los escarpes se reconocen debido a que en ellos se han encauzado algunas quebradas y apoyado los conos de talus más recientes, posteriores a su formación. El escarpe continuo más extenso posee un largo de ~6,5 km, y se expresa morfológicamente como un quiebre lineal repentino en el descenso normal de una ladera de exposición Este. Otro escarpe de ~3 km ubicado al Norte, disloca una ladera de exposición Oeste indicando una geometría de falla contraria al escarpe más largo. La geometría de la traza que definen los escarpes en superficie indican un movimiento transcurrente, posiblemente dextral, de una falla subvertical -denominada Falla Camino del Inca-, cuyos leves cambios de manteo explicarían las diferencias morfológicas observadas.

Una posibilidad es que los escarpes sean consecuencia del colapso gravitacional a gran escala de las montañas conocido como *sackugen*. Sin embargo, dada la alineación y discreción con que esta falla se expresa, sugiere que corresponde a una estructura tectónica. Sus escarpes discontinuos representan al menos un paleoterremoto con ruptura superficial en las cercanías del SFP durante el Cuaternario tardío a estas latitudes.

SINT-3: Fuentes sismogénicas corticales en Sudamérica

Estudio de un sondaje de diamantina revela la estructura de la Falla San Ramón

Sebastian Eduardo Menares Lira[1], Sofia Rebolledo Lemus[1], Gabriel Vargas Easton[1], Gregory De Pascale[1], Igor Aguirre Araneda[1].
(1) Departamento de Geología, FCFM, Universidad de Chile

Se realizó un sondaje de 200 m de profundidad en uno de los escarpes de la Falla San Ramón, de naturaleza inversa y activa (Vargas et al., 2014), ubicada a lo largo del piedemonte cordillerano en el borde oriental de la ciudad de Santiago. El estudio tiene como objetivo identificar, describir y caracterizar las unidades geológicas cortadas por la falla, las estructuras asociadas y definir la geometría junto con los dominios estructurales que la caracterizan en profundidad. La falla afecta y dispone rocas volcánicas de la Formación Abanico sobre sedimentos aluviales cuaternarios, ubicados bajo los ca. 180 m de profundidad. Los resultados obtenidos y los análisis en curso indican que esta falla tiene una zona de daño estimada de unos 25 m de espesor, caracterizada por la presencia de una red de estructuras subsidiarias, entre las que se encuentran planos de fallas subverticales con estrías. El núcleo de falla, en los cuales se observa salbanda y cuya mineralogía está en estudio, está representado por cuatro zonas con brechas de tipo mosaico, de espesores estimados entre 7,5 y 65 cm, alcanzando un total de unos 1,35 m de espesor. Las brechas de falla presentan una disminución del tamaño de grano con respecto al protolito (tobas de lapilli, lavas e ignimbritas), a medida que se encuentran más cercanas a la falla principal. Esto último se asocia a una disminución de la permeabilidad permitiendo que la Falla San Ramón actué como conducto-barrera para el sistema de aguas subterráneas en el bloque colgante de la misma. Junto con los resultados preliminares de un perfil de resistividad realizado en la zona, la profundidad a la que se encuentra la falla principal, respecto de su localización en superficie, sugiere un manteo de 54º-60°E.

Estudio realizado en el marco del proyecto "Monitoreo sísmico y potencial sismogénico de la Falla San Ramon", de ONEMI-CSN (2016-2019).



SINT-3: Fuentes sismogénicas corticales en Sudamérica

Preliminary lidar-derived topographic analysis from along Chile´s fastest slipping crustal fault, Liquiñe Ofqui fault zone (LOFZ), Chilean Patagonia.

Sebastián Pairoa[1], Francisca Sandoval[1], Gregory P. De Pascale[1].
(1) Geología, Facultad de Ciencias físicas y Matemáticas, Universidad de Chile

Abstract How tectonic deformation is partitioned onto crustal structures is a major question in neotectonics (active tectonic) research. Here we present preliminary results from a Fondecyt funded research program from along the Liquiñe Ofqui Fault Zone (LOFZ) based on a new light detection and ranging (lidar) derived topographic dataset. Analysis of these data provided high resolution insight along the southern LOFZ, near the Laguna San Rafael. Specifically, LOFZ fault traces are clear, and cross-cut Holocene glacial moraines, outwash surfaces, and channels. Because the San Rafael recently occupied some of the lidar area (4,000 m Monte San Valentine, is coincident with uplift along the LOFZ, it appears that the LOFZ is playing a primary role in the persistent high topography associated with the Northern Patagonian Icecap (i.e. Campo de Hielo Norte). In the preliminary results we present here, it is important to note that lidar data allows us to see structures and deformation that are invisible without this technology and gives us new insight into how oblique subduction is manifested in active crustal structures. Because the deformation here appears rapid and recent, there is likely high associated seismic hazard along the LOFZ. Acknowledgments Fondecyt Initiation Project number 11160038: Quantifying Seismic Hazard Along Chile´s fastest slipping crustal Fault, Liquiñe-Ofqui Fault Zone (LOFZ), Patagonia.

SINT-3: Fuentes sismogénicas corticales en Sudamérica

Crustal fault characterization and seismic hazard and geothermal assessment In Aysén, Patagonian Andes, Chile

Mario Persico[1], Gregory De Pascale[1], Daniel Moncada[1].
(1) Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile

The Northern Patagonian Andes constitutes part of one of the most geologically active orogens in the world, with the longest active volcanic chain and the greatest recorded earthquake in history (Mw 9.5 Valdivia 1960 Earthquake). In 2007, a seismic swarm with magnitudes up to Mw 6.2 occurred in the Aysén fiord associated to submarine crustal faults related to the Liquiñe-Ofqui Fault Zone (LOFZ), triggering earthquakes and landslides that induced a tsunami, causing 12 deaths. However, very little is known about the active tectonic framework, and relation with these fault and regional geothermal systems and the potential seismogenic crustal structures in the Aysén region, mainly due to dense vegetation and widespread Quaternary volcanic and glacial cover. Using conventional fieldwork mapping methods, combined with remote sensing using satellite data and Structure from Motion (SfM) models, we document and characterize six previously un-identified crustal faults near the LOFZ in Aysén. Based on geomorphological observations and fault rock characteristics, such as deflected rivers and cataclasite, fault breccia and gouge, we propose that these faults, which are reverse or strike slip are potentially active, and thus crustal sources of coseismic hazard for the region. Based on scaling relations, these faults are capable of generating earthquakes of magnitudes up to Mw 6.0-7.0, in addition to accommodating crustal deformation during late Cenozoic evolution of the Patagonian Andes. Further work here will allow a better understanding and characterization of these faults, however these should be included in local and regional seismic hazard and fault rupture models. Because of the coincidence of these faults (e.g. Queulat and Ristopatrón Faults) with evidence of geothermal systems (thermal springs, etc), work on these faults may also allow better insight to the geothermal systems here. This work was funded by CEGA and Fondecyt Iniciacion Project number 11160038: Quantifying Seismic Hazard Along Chile´s fastest slipping crustal Fault, the Liquiñe-Ofqui Fault Zone (LOFZ), Patagonia.

SINT-3: Fuentes sismogénicas corticales en Sudamérica

New insight into Chile´s most active faults: Magallanes-Fagnano Fault (MFS) and Liquiñe-Ofqui Fault Zone (LOFZ), Southern Patagonia, from lidar and digital photogrammetry.

Francisca Belén Sandoval[1], Gregory P. De Pascale[1].
(1) Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas FCFM, Universidad de Chile

The neotectonic activity and crustal seismic hazard in Southern Chile has not been properly evaluated because of the limited and inaccurate records of historical seismicity. This results in an underestimation of seismic hazard. Nevertheless, the evidence of seismic phenomena has been currently present in the region in remarkable geomorphologic features of recent activity and historical crustal earthquakes of high magnitude (M>6) were registered since 1879 associated along the two main crustal faults system in southern South America, Liquiñe-Ofqui Fault Zone (LOFZ) and the Magallanes-Fagnano Fault System (MFS).

This work uses a combination to high-resolution models to improve the mapping of these faults and characterization of these faults as seismogenic sources. Specifically, light detection and ranging (lidar)-derived topography and digital elevations models (DEM) developed using Structure for motion (SfM) techiques. SfM uses photogrammetry to develop 3D DEMs from several 2D images acquired through an Unnamed Aerial Vehicle (UAV)-based aerial remote sensing (drone). The results were several digital elevations models with a spatial resolution of from 2 m to less than 1 m, in which aids mapping, the determination of slip rates, and other key fault parameters based on geomorphological evidence. These data are the first to be based on geological evidence in an area with field observations are scarce because of challenging access, climate conditions and the abundance of peat bogs in addition to modifications in the terrain by the action of beavers. Both faults show rapid strike slip displacements along clear fault traces whereas the LOFZ shows evidence for transpression with dextral reverse faulting (up to the east). Key young (Holocene to Historic) features visible in these data (and verified in the field) along the faults include shutter ridges, mole tracks, and displaced channels. Along both faults, are regions where the population and industrial activity is growing and thus it is fundamental to obtain the field data to improve our models of the seismic hazard. The new results presented here demonstrate that these faults are fast slipping and with high associated seismic hazard.

Acknowledgements

The research was supported by a Fondecyt Iniciacion Project number 11160038: Quantifying Seismic Hazard Along Chile´s fastest slipping crustal Fault, the Liquiñe-Ofqui Fault Zone (LOFZ), Patagonia.

SINT-3: Fuentes sismogénicas corticales en Sudamérica

Neotectónica y paleosismología del cabalgamiento Andino Occidental (WAT) en la región del Maule, Chile Central, 36°S.

Tomas Sepulveda[1], Joaquin Cortes[1], Daniel Melnick[2], Marco Cisternas[3].
(1) Ciencias de la Tierra, Ciencias Quimicas, Universidad de Concepción, Concepcion, Chile
(2) Ciencias de la Tierra, Universidad Austral de Chile, Valdivia, Chile
(3) Ciencias del Mar, Pontificia Universidad Católica de Valparaíso, Valparaiso, Chile

En la Región del Maule, el límite Cordillera Principal--Valle Central está representado por un frente de montaña de ~ 1500 m, orientado NNE. Dicho frente es geográficamente análogo al Cabalgamiento Andino Occidental (*West Andean Thrust*, WAT), interpretado originalmente en el norte del país (18°S), como un mecanismo que explica el alzamiento relativo del Altiplano respecto a la Depresión Central. Entre los 35 y 37°S, este frente montañoso se presenta notoriamente discontinuo debido a la incisión fluvial; sin embargo, localmente se exhibe más recto y sugiere un control estructural. A los 36°S, en la localidad de Mesamávida, un escarpe de escala métrica, subparalelo al frente principal, ocurre como un rasgo geomorfológico notable en el relleno fluvial. Dicho escarpe tiene un largo de ~ 8 km y su construcción ha generado un Surface Offset (SO) de 3 a 7 m en el relleno fluvial. Según la siguiente evidencia, se interpreta un origen sismogénico para este escarpe: i) Los perfiles topográficos perpendiculares al escarpe exhiben un notorio quiebre de pendiente en la parte baja del perfil, lo que sería indicativo de eventos de ruptura discretos (McCalpin, 2009; Wallace, 1977); ii) El análisis morfométrico de dos drenajes que cruzan el escarpe permitió identificar *knickpoints* tectónicos a lo largo de sus *thalwegs* en el bloque levantado (Índice de Hack), así como también anomalías de elevación local en sus respectivos *catchments* (curva hipsométrica) cerca del mismo; iii) Perfiles GPR (*Ground Penetration Radar*) perpendiculares al escarpe permiten verificar la ocurrencia de zonas de perturbación (*features*) en la estratigrafía superficial (

SINT-3: Fuentes sismogénicas corticales en Sudamérica

Terremoto de Illapel, Chile, M_w 8,4 (16/08/2015): Incidencia en la intraplaca argentina. Falla Las Lagunas, Córdoba.

Diego Villalba[1], Guillermo Luis Sagripanti[1], Gimena Soledad Castaldi[2].
(1) Geología, Ciencias Exactas Físico-Químicas y Naturales, Universidad Nacional de Río Cuarto
(2) Geología, Ciencias Exactas Físico-Químicas y Naturales, Universidad Nacional de Río Cuarto - CONICET, Río Cuarto - Córdoba, Argentina

Resumen

Un desplazamiento de 8,8 mm registrado en una red geodésica emplazada en la falla Las Lagunas, provincia de Córdoba, Argentina, se vincula con el terremoto de Mw 8,4 con epicentro en Illapel, Chile el 16 de septiembre del año 2015. Palabras Claves: *falla, terremoto, red geodésica, Illapel.* ABSTRACT *The Illapel earthquake M 8.4 (16/08/2015): Incidence on intraplate of Argentina. Las Lagunas fault, Cordoba.* A displacement of 8.8 mm recorded in a geodesic network located in Las Lagunas fault, province of Cordoba, Argentina, is related to the earthquake Mw 8.4 with its epicenter in Illapel, Chile on September 16, 2015. *Keyword: fault, earthquake, geodesic network, Illapel.*

Introducción y antecedentes

El territorio de la provincia de Córdoba, intraplaca argentina (Fig. 1a), está influenciado por el contexto tectónico particular definido por la horizontalización de la placa de Nazca. En ésta región a 33° LS, se han relevado deformaciones cosísmicas correspondientes a fuertes terremotos prehistóricos asociados a las fallas Las Lagunas y Sierra Chica, Sección Las Peñas, que habrían alcanzado una magnitud de M 7,0 (Sagripanti *et al*. 2012, 2014). También a esta latitud, tuvo epicentro el fuerte evento sísmico histórico denominado "Gran Terremoto de Sampacho" de M 6,0 (Richter) en el año 1934. La falla Las Lagunas con probada actividad cuaternaria, de movimiento inverso y componente de rumbo dextral, tiene un rumbo promedio de 050º y plano buzante al SE. Su expresión morfológica superficial es una escarpa de 24 km de longitud desarrollada en sedimentos cuaternarios que enfrenta el NO y alcanza 8 metros de altura en algunas secciones de la falla (Fig. 1a). Se estima que la extensión de su traza hacia el NE superaría los 60 km. Se considera que la tasa de movimiento de esta estructura es superior a la de erosión-sedimentación, debido a que los rasgos morfológicos superficiales que presenta como escarpa y pequeñas escarpas tienen una expresión bien definida que se preservan a pesar de que la erosión y la actividad antrópica son importantes (Sagripanti 2006, Seitz 2009, Sagripanti *et al*. 2019, 2011, Villalba y Sagripanti 2014). Debido a que esta falla ofrece características particulares para su estudio, con el fin de registrar y cuantificar sus desplazamientos recientes se emplazó una red geodésica (Fig. 1b) en el año 2003 en el ámbito de la misma (Sagripanti y Villalba 2011). La metodología aplicada para obtener el registro de los desplazamientos, comprende la realización de mediciones de precisión para detectar variaciones en longitudes horizontales, verticales y angulares. La red geodésica está conformada por 6 estaciones (denominadas E1, E2, E3, E4, E5 y E6) ubicadas de a tres formando dos triángulos, uno emplazado en el bloque hundido y el otro en el bloque elevado de la falla. La técnica de medición topográfica de precisión aplicada fue la radiación y se realizó, desde el año 2003, con una estación total electrónica de señal LED infrarrojo (Sagripanti y Villalba 2011). Las mediciones iniciadas en el año 2003 se realizaron para determinar: a) cambios en la longitud de las líneas entre estaciones que forman triángulos de control, b) variaciones en los valores de los ángulos internos del polígono y c) cambios en la longitud de las diagonales L1-5 y L2-6 (Fig. 1b) que corresponden al polígono elegido dentro de la red geodésica (Sagripanti y Villalba 2011). Estas mediciones de precisión, han permitido confirmar lo supuesto por Sagripanti (2006), mediante técnicas paleosismológicas, sobre que la misma posee una componente de rumbo dextral y además cuantificar las casi imperceptibles variaciones en los desplazamientos recientes de la falla. En una medición realizada el mes de Marzo del año 2010 (2010a) después de la ocurrencia del terremoto de Concepción (27/02/2010), Chile, de Mw 8,8, se detectó que la componente de rumbo de la falla cambió, momentáneamente, de una tendencia dextral a otra sinestral y se midió un desplazamiento de 37 mm en una de las diagonales de control de la red geodésica, considerado muy significativo, ya que, la tasa de movimiento estimada para la falla Las Lagunas es de 0,25 mm/año. Este valor registrado, junto al cambio en la tendencia del desplazamiento de rumbo, son vinculados a este fuerte terremoto por Sagripanti y Villalba (2011). Se considera oportuno mencionar que, los reportes para América del Sur por la RAMSAC (Red Argentina de Monitoreo Satelital Continuo) sobre los desplazamientos asociados a este mega evento sísmico de Chile, indican que la estación UCOR (Córdoba) registró 30 mm de desplazamiento (IGN 2010). El objetivo de esta contribución es reportar el desplazamiento, en la provincia de Córdoba, vinculado a la ocurrencia del terremoto de Illapel, Chile (Mw 8,4) del 16 de septiembre del año 2015, a partir de registros relevados en la falla Las Lagunas. La falla Las Lagunas, donde se ha emplazado la red geodésica, se ubica en el pedemonte oriental de la sierra de Comechingones y al NO de la localidad de Sampacho en la provincia de Córdoba.



SINT-3: Fuentes sismogénicas corticales en Sudamérica

Resultados

Con el fin de simplificar la presentación de los resultados obtenidos en las distintas mediciones solo se muestra las modificaciones de las longitudes de las diagonales L1-5 y L2-6 cuyos datos se presentan en la Figura 1c. Las mediciones realizadas (Fig. 1c) durante la ventana temporal que va desde el mes de Marzo del año 2010 hasta Abril del año 2015 (2015 a) permiten interpretar que el desplazamiento de la falla tiende a recuperar su comportamiento característico, que es de movimiento inverso con componente de rumbo dextral (Villalba *et al.* 2015). Los datos obtenidos en la medición realizada el 21 de Septiembre del año 2015 (2015 b), posterior al evento sísmico con epicentro en Illapel de Mw 8,4, ubicado al NO de la zona de estudio, revelan desplazamientos en la red geodésica que se manifiestan con un alargamiento de 8,8 mm hacia el NO en la diagonal L1-5 y de 2,7 mm hacia el N en la diagonal L2-6 (Fig. 1c). Es de destacar, que el mayor valor obtenido, tiene correspondencia tanto en magnitud como en dirección del vector, con los desplazamientos corticales reportados por la RAMSAC para la placa Sudamericana asociados al evento sísmico principal de Illapel, Chile, que son de 13 mm en dirección NO en la estación SLO1 de San Luis (IGN 2015).

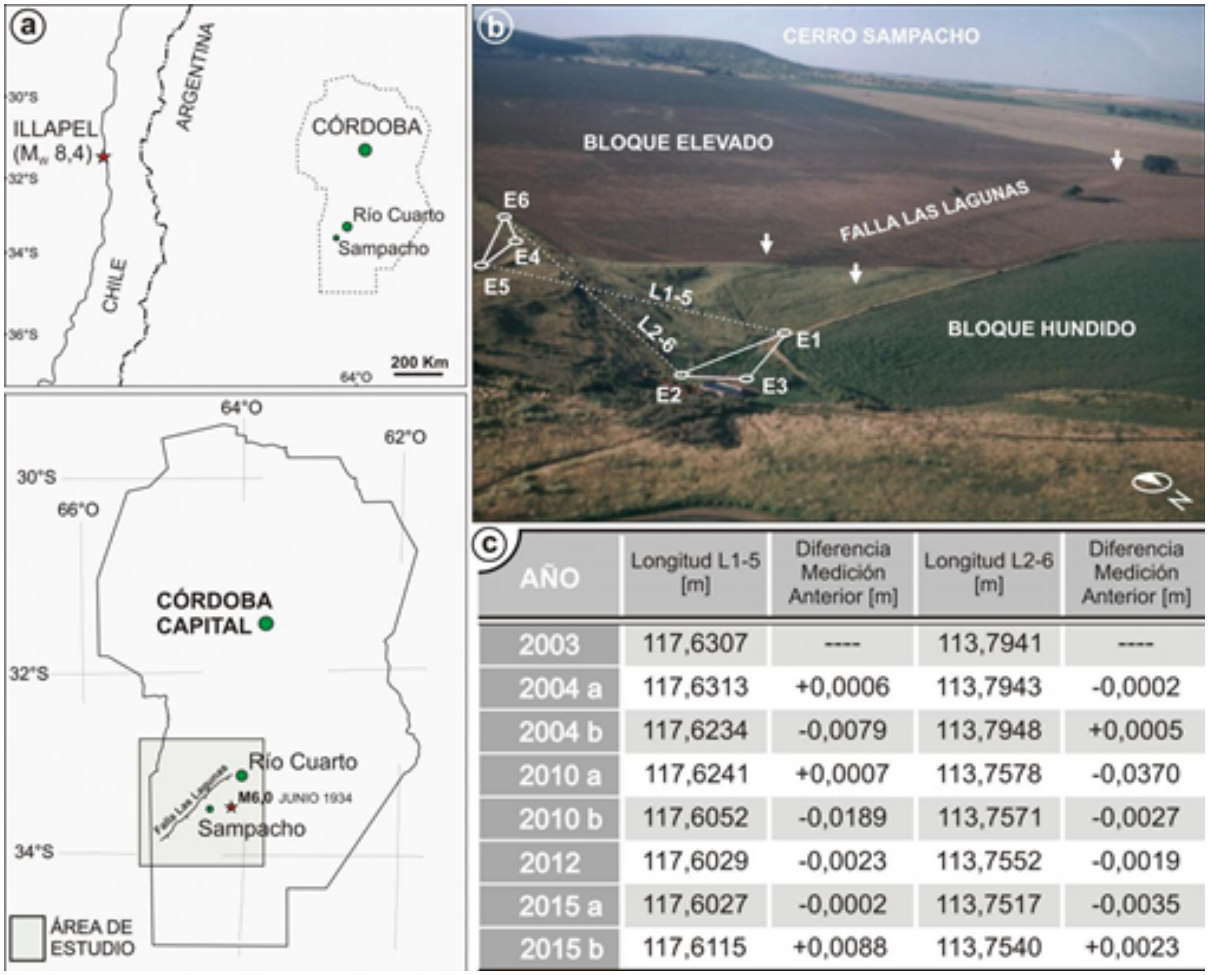
Interpretación y consideraciones finales

El aumento en la longitud de la diagonal L1-5 de 8,8 mm registrado el 21 de septiembre del año 2015 (2015 b), con relación a la medida efectuada en el mes de Abril del año 2015 (2015 a) se interpreta que ha sido generado por el fuerte terremoto con epicentro en Illapel (Chile). Se considera al registro de desplazamiento obtenido (8,8 mm) un aporte a la información sobre la deformación cortical generada en la provincia de Córdoba por el terremoto de Illapel (2015), ya que el reporte de la RAMSAC, solo contempla hasta la estación de San Luis (SLO1) que registró 13 mm de desplazamiento con dirección NO. Finalmente, los desplazamientos registrados en la falla Las Lagunas, coincidentes con la ocurrencia de los dos mega eventos sísmicos (Concepción 2010 e Illapel 2015), con epicentros ubicados a más de 700 km de la zona de estudio, se consideran un aspecto relevante a tener en cuenta e investigar para conocer cómo pueden incidir terremotos de fuente lejana en estructuras, en etapa presísmica, ubicadas en la intraplaca argentina.

Trabajos citados en el texto

IGN 2010. El Terremoto de Chile y sus Consecuencias Geodésicas en Argentina. Informe técnico. http://www.ign.gob.ar/Publicaciones/TerremotoChile. IGN 2015. Procesamiento de datos GPS en respuesta al Terremoto de Illapel. Informe técnico. http://www.ign.gob.ar/content/procesamiento-de-datos-gps-en-respuesta-al-terremoto-de-illapel Sagripanti, G. L. 2006. Neotectónica y Peligro Sísmico de la Región de Sampacho, departamento Río Cuarto. Provincia de Córdoba. Universidad Nacional de Río Cuarto, Tesis Doctoral, (inédita), 300 p., Río Cuarto. Sagripanti, G, y Villalba, D. 2011. Movimientos prehistóricos y recientes en la intraplaca argentina a la latitud 33º S, falla Las Lagunas, Sampacho, Córdoba. Revista de la Asociación Geológica Argentina 68 (4): 491-501. Sagripanti, G. L., Villalba, D., Bettiol, A. y Seitz, C. 2009. Sismicidad y paleosismicidad en la región sur de la provincia de Córdoba. Análisis del peligro y riesgo sísmico asociado. Revista de la Asociación Argentina de Geología Aplicada a la Ingeniería y Ambiente, 23: 45-53. Sagripanti, G. L., Schiavo, H. F., Felizzia, J., Villalba, D., Aguilera, H., Giaccardi, A. y Membrives, J. 2011. Fuertes paleosismos de intraplaca y sus retornos vinculados a la falla Las Lagunas, Sierras Pampeanas de Córdoba. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 68: 52-70. Sagripanti, G. L., Villalba, D. y Villegas, M. 2012. Nuevas evidencias de deformaciones cuaternarias asociadas a la falla Sierra Chica. Sierras Pampeanas de Córdoba. Revista de la Asociación Geológica Argentina 69 (4): 624-639. Sagripanti, G. L., Villalba, D. y Villegas, M. G. Castaldi, E. Benito y Muratore N. 2014. Avances en la valoración del peligro sísmico en fallas con actividad cuaternaria. Sierras Pampeanas de Córdoba y San Luis. Revista ASAGAIA Nº 32: 45-53. Seitz, C. 2009. Relevamiento neotectónico de nuevas secciones de la falla Las Lagunas, sur de Córdoba. Universidad Nacional de Río Cuarto, Tesis de Licenciatura, (inédita), 102 p., Río Cuarto. Villalba, D. y Sagripanti, G. 2014. Análisis morfológico de escarpas asociadas a una falla de intraplaca con actividad cuaternaria. Falla Las Lagunas, Córdoba. Revista de la Asociación Geológica Argentina 71(1): 82-91. Villalba D., Castaldi G., Bagatoli D. y Sagripanti G. 2015. Desplazamientos recientes de la falla Las Lagunas (33º LS), Intraplaca Argentina, Córdoba. XVI Reunión de Tectónica General Roca, Río Negro. Actas de Resúmenes: 215-216.

SINT-3: Fuentes sismogénicas corticales en Sudamérica



c)

AÑO	Longitud L1-5 [m]	Diferencia Medición Anterior [m]	Longitud L2-6 [m]	Diferencia Medición Anterior [m]
2003	117,6307	----	113,7941	----
2004 a	117,6313	+0,0006	113,7943	-0,0002
2004 b	117,6234	-0,0079	113,7948	+0,0005
2010 a	117,6241	+0,0007	113,7578	-0,0370
2010 b	117,6052	-0,0189	113,7571	-0,0027
2012	117,6029	-0,0023	113,7552	-0,0019
2015 a	117,6027	-0,0002	113,7517	-0,0035
2015 b	117,6115	+0,0088	113,7540	+0,0023

Figura 1: a) Mapa de ubicación del área de estudio. b) Foto aérea oblicua que presenta las escarpas de la falla Las Lagunas indicada por las flechas, la ubicación de las estaciones que forman la red geodésica y las diagonales L1-5 y L2-6. c) Cuadro de síntesis con los datos obtenidos en las mediciones realizadas entre los años 2003 y 2015.

SINT-3: Fuentes sismogénicas corticales en Sudamérica

The 2007 Aysén seismic sequence and repeated Holocene surface ruptures earthquakes.

Angelo Alexander Villalobos[1], Gabriel Vargas[2], Andrei Maksymowicz[3], Sergio Ruiz[3], Galderic Lastras[4].
(1) Geología, Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile
(2) Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(3) Geofísica, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(4) Geociències Marines, Universitat de Barcelona, Barcelona, España

The Liquiñe-Ofqui Fault System (LOFS) is an intra-arc fault zone located in the Norpatagonian Andes, where historical neotectonic and seismotectonic activity has been reported. Despite being one of the most recognized and studied fault systems in Chile, scarce evidence has been shown demonstrating the relationship between crustal seismicity and active faulting. The 2007 Aysén Seismic Sequence (2007-AYSS), which began on January 10th with small earthquakes at a shallow depth, was characterized by two main earthquakes, on April 2th, Mw= 6.1, and on April 21th, Mw= 6.2. The last earthquake triggered landslides that induced tsunami waves causing human losses and damage to the local economy, demonstrating the relevancy for recognizing active seismogenic fault branches to improve the seismic hazard assessment in this area. Here we evidence surface ruptures related to earthquake events, and we interpret geophysical submarine data and field observations to propose a seismotectonic model for surface rupture earthquakes. We identified six submerged faults of the LOFS in this transfer zone, from which three structures were directly involved in the seismic swarm: Río Cuervo (RCF), Quitralco (QF) and Punta Cola faults (PCF). In order to associate seismic activity and recognize the degree of participation of each of these faults, we re-analyzed two seismic catalogs covering most of the period encompassed by the seismic swarm. In our seismotectonic model, we propose an evolution for the 2007-AYSS migration. Considering the complexity of this last seismic sequence and earthquake surface rupture, our paleoseismological analysis reveals that similar strong events, causing deformation of the sedimentary layers at the sea bottom together with submarine landslides, occurred at least five times since the last ice sheet retreat in the area, i.e. in the last ca. 12 Cal. ka BP. Our results stress previous interpretation based on the study of sediment layers interpreted as turbidites that suggests a period of recurrence for this kind of seismic activity of about ~2,100 (Wills et al., 2018).

ESSP-SG1: Sesión General Estratigrafía y Sedimentología

Sedimentología y análisis de facies de flujos torrenciales en sistemas fluviales intramontanos de ambientes áridos (Atacama, norte de Chile)

Manuel Abad[1], Tatiana Izquierdo[1], Rolando Fernández[1].
(1) Universidad de Atacama, CHILE

La Región de Atacama y, en concreto, la cuenca del Río Copiapó, ha experimentado en el último siglo varios episodios de inundaciones tras eventos hidro-meteteorológicos asociados a lluvias torrenciales separados varias décadas en el tiempo. Este trabajo aborda el análisis sedimentológico y morfo-estratigráfico de los depósitos de edad cuaternaria que rellenan la Quebrada del Buitre (Tierra Amarilla, Atacama) con el objetivo de analizar su funcionamiento en momentos de crecidas y flujos torrenciales en un contexto climático árido. Este modelo deposicional permitirá evaluar áreas de riesgo y establecer estrategias de mitigación para la población y zonas mineras/agrícolas en los numerosos sistemas de características similares de toda la región. El sistema puede catalogarse como colector-conoide, constituido por cursos fluviales inestables que drenan longitudinalmente valles intramontanos, de desarrollo corto, hasta alcanzar el río principal. Consiste en cauces multi-canalizados, que se extienden por la llanura aluvial, sujetos a reiterada avulsión. La zona proximal se caracteriza por un predominio de los flujos hiperconcentrados (Facies Bm) y arroyadas en manto (Facies Bh), con intercalaciones de facies canalizadas (GAh). Lateralmente, estos depósitos pasan a facies no canalizadas, que aparece anexas a los cauces. Como consecuencia de una jerarquización primaria de red fluvial, en la zona media de la quebrada los depósitos canalizados toman un mayor protagonismo (Facies GAh) en detrimento de los flujos densos (Facies Bm), que progresivamente disminuyen su potencia y frecuencia. Intercalados en los depósitos de gravas son comunes aquí los depósitos de barras fluviales (Facies Bl). Lateramente, en las zonas intercanal, siguen predominando las facies de arroyadas en manto (Facies Bh). La zona media-distal registra la dominancia de los depósitos de canal, algo más arenosos, y de barras longitudinales y laterales (Facies GAh y Bl), limitándose el registro de flujos hiperconcentrados a facies de *lag* de canal (Facies Bf). De igual forma, las facies de arroyadas en manto (Facies Bh) muestran una considerable pérdida de potencia y disminución granulométrica. Las intercalaciones de arenas y lutitas son mucho más frecuentes aquí (Facies ALbm y Lm) como resultado del mayor potencial de preservación de estos depósitos por la desaceleración y pérdida de capacidad erosiva de los flujos.

ESSP-SG1: Sesión General Estratigrafía y Sedimentología

Análisis de facies y arquitectura estratigráfica de la Fm Bahia Inglesa (Neógeno de Atacama, Chile) en la desembocadura del río Copiapó

Brian Aguilera[1], **Manuel Abad**[1], Enrique Bernárdez[1].
(1) Universidad de Atacama

Los depósitos marinos-litorales de edad neógena expuestos a lo largo de la costa de Atacama cuentan con reducidos estudios detallados destinados a correlacionar, actualizar e interpretar la información estratigráfica y sedimentológica disponible (Le Roux et al., 2016; Bernárdez, 2017). Los escasos trabajos realizados, especialmente en la zona de estudio, arrojan aún incertidumbre sobre las características fundamentales de la Fm Bahía Inglesa. El propósito de esta contribución es realizar una reconstrucción de la arquitectura estratigráfica y un análisis de facies detallado de la Fm Bahía Inglesa en el sector Puerto Viejo-Las Salinas en base al levantamiento y correlación de secciones estratigráficas, destinado a reconstruir el ambiente deposicional en que se acumularon las sucesiones sedimentarias. Se reconocen 2 unidades informales (U1 y U2) en la zona de estudio (Aguilera, 2018), separadas por una suave discordancia angular erosiva, a partir de las que se han identificado y descrito 8 facies sedimentarias interpretadas como depósitos de playa, laguna costera, llanura mareal y diferentes tipos de depósitos asociados a eventos marinos de alta energía. La correlación entre secciones refleja importantes cambios laterales de facies y la formación de ambientes submareales someros, sin variaciones importantes en la posición de la línea de costa o de la batimetría del sistema deposicional. En base a lo anterior, se deduce la existencia de una bahía/laguna costera, en diferentes condiciones del nivel del mar y grado de conexión con la cuenca marina. La U1 registra una rápida transgresión y la instalación de un sistema de playas arenosas adyacente a acantilados rocosos en un contexto deposicional de bahía en condiciones marinas abiertas y dominada por el oleaje. La importante erosión de la parte media y alta de la U1 refleja un descenso del nivel marino y la exposición y el desmantelamiento de estos depósitos, previa a la formación de la U2. Una nueva transgresión y episodio de profundización, acompañada por el depósito de un *lag* transgresivo representado por una microbrecha fosforítica, da paso a la formación de la U2. Esta muestra una mayor heterogeneidad de facies, con predominancia de depósitos lutíticos e intercala paquetes de calizas bioclásticas con estratificación cruzada, registrándose la instalación de un sistema restringido de tipo laguna costera, de baja energía, dominado por tormentas.

ESSP-SG1: Sesión General Estratigrafía y Sedimentología

Nuevos antecedentes sobre la evolución tectonosedimentaria de los depósitos Plio-Pleistocenos del Valle Central de Chile, entre los 36°50´S y 38°50´S.

Aníbal Anavalón[1], Alfonso Encinas[1], Lucía Sagripanti[2], Joaquín Otero[3].
(1) Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Concepción.
(2) Instituto de estudios Andinos Don Pablo Groeber, UBA-CONICET.
(3) Instituto de Ciencias de la Tierra, Universidad Austral de Chile.

El Valle Central de Chile se encuentra situado entre la Cordillera de la Costa y la Cordillera de los Andes y se extiende en dirección N-S desde el sur de Santiago hasta la Península de Taitao. El Valle Central posee un relleno Cenozoico compuesto por unidades volcánicas y sedimentarias marinas y continentales. Los depósitos más jóvenes han sido asignados al periodo Plio–Pleistoceno y se habrían depositado sobre las unidades marinas y volcánicas del Oligo-Mioceno. Las secuencias han sido asignadas previamente a la Formación Mininco, Formación Banco del Laja, Formación La Montaña, Formación Malleco, Abanico Volcanoclástico de Muco, Conglomerados Raluncoyán y Rodados Multicolores. Dichas unidades han sido interpretadas en trabajos anteriores como sucesiones lagunares, glaciares, fluviales, aluviales y laháricas. Estos trabajos se realizaron sin estudios estratigráficos ni análisis de facies detallados, por lo que existe una problemática en cuanto a la cronoestratigrafía y el ambiente sedimentario de estos depósitos. En este trabajo se llevan a cabo estudios estratigráficos y análisis de facies en las unidades que afloran a lo largo del Valle Central, entre los 36°50´S y 38°50´S. Los principales resultados y conclusiones son:

1. La Fm Malleco se correlaciona con la Fm La Montaña, sobreyace a la Fm Mininco y se interdigita con la Fm Banco del Laja, la que a su vez se correlaciona con la unidad Abanico Volcanoclástico de Muco. Se desconoce la relación de estas unidades con los Conglomerados Raluncoyán.

2. Los depósitos se disponen en inconformidad sobre rocas intrusivas del Batolito Costero y en discordancia sobre rocas volcánicas Oligo-Miocenas en el Valle Central, que se presentan en forma de cerros islas.

3. Se postula una equivalencia entre los Rodados Multicolores y la Fm Malleco.

4. Los depósitos en cuestión corresponderían principalmente a sucesiones fluviales y laháricas provenientes desde la Cordillera de los Andes a excepción de los Conglomerados Raluncoyán los cuales tienen un aporte sedimentario local proveniente desde la Formación Pilmahue.

5. Las características litoestratigráficas de estos depósitos sugieren una gran denudación del margen andino, que estaría relacionada con un alzamiento de este durante el Plio-Pleistoceno.

6. Una subsidencia en el Valle Central entre el Plio–Pleistoceno habría permitido la acumulación de estos depósitos y la ocurrencia de *knickpoints* indicarían un alzamiento reciente en parte de este.

ESSP-SG1: Sesión General Estratigrafía y Sedimentología

Stratigraphy and paleontology of Caragua, Arica and Parinacota regions, Chile, part 2: biostratigraphy and geochronology of the late Miocene sedimentary sequence

J. Enrique Bostelmann[1,6], Nataly Castro[2,3], Karen Moreno[6], Marcelo Garcia[4], Julie Fosdick[5], Jorge Campos-Medina[6], Darin A. Croft[7], German Montoya-Sanhueza[8].
(1) Programa de Doctorado en Cs. Mencion Ecologia y Evolución, Facultad de Ciencias, Universidad Austral de Chile, Valdivia, Chile
(2) Geologia, Facultad de Ingenieria, Universidad Andrés Bello, Santiago, Chile
(3) Atacama Fósil, Chile
(4) Advanced Mining Technology Center, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(5) University of Connecticut, United States of America
(6) Instituto de Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias, Universidad Austral de Chile, Valdivia, Chile
(7) School of Medicine, Case Western Reserve University , Cleveland, United States of America
(8) Department of Biological Sciences, University of Cape Town, Cape Town, South Africa

The Late Miocene syntectonic sedimentary sequence exposed in Caragua can be subdivided into three informal lithostratigraphic units. Unit 1 and Unit 2 are interpreted as seasonal alluvial and fluvial arid environments, whereas the upper Unit 3 documents proximal fan systems. Good exposures of all three units are visible at Caragua (max. thickness of ~150 m), but only Units 2 and 3 crop out in the Tignamar river valley (~100 m thick). Fossils are restricted to Units 1 and 2 and include twelve fossil mammal species and one bird, here termed the Caragua Fauna. In Unit 1, fossils are exhumed from gravitational flows and include the notoungulates *Caraguatypotherium munozi* and cf. *Hegetotherium cerdasensis*, a new species of octodontid rodent, and cf. *Prolagostomus* sp. (Chinchillidae). At Tignamar valley, the fossils derive from fluvio-alluvial systems of Unit 2 and include seven species: *C. munozi*, *H. cerdasensis*, a potential toxodontoid, *Epipeltephilus caraguensis* (Peltephilidae), a new euphractine armadillo, a ground sloth, and a macraucheniid litoptern. *C. munozi* is the most frequent species at both localities, ranging from the lower half of Unit 1 to the top of Unit 2. Shared elements like *Hegetotherium cerdasensis*, also support a rapid deposition of the sedimentary pile along the basin. Geochronological control was achieved by U-Pb LA-ICPMS dating of detrital zircons from Unit 1 at Caragua, and from the Copaquilla-Tignamar (CT) tuff in the Tignamar river valley. This latter regional marker level crops out at different stratigraphic highs along Unit 3, always located above the fossiliferous horizons. Sandstone collected from the base of Unit 1 yields a maximum depositional U-Pb age of 11.39 ± 0.01 Ma. The CT tuff yields a sanidine $^{40}Ar/^{39}Ar$ crystallization age of 10.368 ± 0.018 Ma, and a zircon U-Pb age of 10.35 ± 0.09 Ma. The association of fossils and new dating corroborate rapid sedimentation between 11.4 to 10.4 Ma. Assuming a constant depositional rate and considering the variable stratigraphic position of the CT tuff, we estimate a minimum sedimentation rate of ~54 m/my and a maximum of ~120 m/my. This is higher than recently proposed for the late Miocene in the region but concordant with present depositional rates. The drastic sedimentological and paleontological change between Units 1-2 and Unit 3 suggests an important shift in base level conditions and sediment accommodation, mostly related to a mayor uplift of the Western Cordillera.

ESSP-SG1: Sesión General Estratigrafía y Sedimentología

Use of Ichnology in Paleoenvironmental Reconstructions: State of the Art and Perspectives

Luis A. Buatois[1].
(1) Department of Geological Sciences, University of Saskatchewan, 114 Science Place Saskatoon, SK S7N 5E2. Canada. luis.buatois@usask.ca

Since the recognition that trace fossil distribution is strongly controlled by environmental parameters, ichnology has been extremely successful as a tool in facies analysis. Despite its utility, not all depositional environments have been explored with the same level of detail from an ichnologic perspective and predictive models are available only in some cases. Undoubtedly, shallow-marine clastic ichnology has been at the forefront of research. However, not all shallow-marine clastic environments have been explored to the same depth. In particular, the ichnology of wave-dominated environments has been analyzed in more detail than their tide-dominated counterparts, resulting in the proposal of a predictive and integrated sedimentologic-ichnologic model (i.e. the "shoreface model"). This situation has started gradually to change with recent studies revealing more detailed information about controls on trace-fossil distribution in tide-dominated settings, such as tidal flats and subtidal sandbars. In turn, the ichnologic content of modern sandy shores is much better known than that of muddy coasts to the point that some specific types of muddy shorelines (e.g. chenier plains) remain essentially unrecognized in the geologic record. End-members with respect to wave and tidal dominance are better understood than mixed systems. Deep-marine ichnofaunas have been the focus of detailed systematic work, but the integration of sedimentologic and ichnologic datasets in deep-marine environments is less precise than in their shallow-water counterparts. In any case, recent progress on the ichnology of deep-marine systems has been attained, resulting in a more refined use of trace fossils to differentiate between hyperpycnal and episodic turbidity currents. In marginal-marine environments, studies resulted in the proposal of the "brackish-water model", which has been essential to improve recognition of incised estuarine valleys. This was followed by an increased understanding of the ichnology of deltaic systems. The recognition that some brackish-water suites do not represent estuarine or deltaic environments has promoted research on the ichnology of alternative marginal-marine environments, such as bays. With respect to carbonate systems, work has been done on the ichnology of Bahamian-type carbonates, reefs, chalks and rocky shorelines, but the overall field is less developed than clastic ichnology. Finally, continental ichnology has experienced an explosion of research during the last twenty years, which has resulted in a dramatically changed appreciation of the ichnology of lakes, rivers, paleosols and eolian systems.

ESSP-SG1: Sesión General Estratigrafía y Sedimentología

Estratigrafía del Cenozoico en el sector de Meseta Guadal y Meseta Chile Chico entre las latitudes 46°32'S-47°08'S y 71°35'W-72°50'W, Región de Aysén

Maccarena Carrasco[1], Alfonso Encinas[1], Ricardo Riffo[1], Pablo Molina[1], Andres Folguera[2], Lucia Fernandez-Paz[2], Vanesa Litvak[3], David Colwyn[3], Victor Valencia[4].
(1) Ciencias de la Tierra, Ciencias Químicas, Universidad de Concepción, Concepción, Chile
(2) Ciencias de la Tierra, Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, Buenos Aires, Argentina
(3) Geology & Geophysics, Yale University, New Haven, Estados Unidos
(4) School of the Environment, Washigton State University, Washington, Estados Unidos

En las áreas de Meseta Guadal y Meseta de Chile Chico, en los Andes Patagónicos Centrales de la Región de Aysén (~47°S), aflora una secuencia sedimentaria del Cenozoico representada por las formaciones Ligorio Márquez, San José, Basaltos Inferiores de la Meseta de Chile Chico (BIMCC), Guadal, Santa Cruz y Basaltos Superiores de la Meseta de Chile Chico (BSMCC), cuyo orden estratigráfico ha sido ampliamente discutido. Este estudio plantea que, al oeste, en Meseta Guadal, de base a techo afloran las formaciones San José, Guadal y Santa Cruz. Al oriente, en Meseta Chile Chico, y al oeste de una importante falla inversa llamada Falla Jeinemeni, afloran las formaciones Ligorio Márquez, BIMCC, Guadal y BSMCC, mientras que al este de dicha falla, la Formación Guadal subyace a la Formación Santa Cruz. A partir del estudio sedimentológico e icnológico de estas unidades, se propone una evolución probablemente transicional entre ambientes fluviales y marinos en una secuencia transgresiva-regresiva. En primer lugar, hay una evolución de un sistema fluvial trenzado a uno meandriforme (Formación Ligorio Márquez), al que le sigue una extrusión de mantos basálticos (BIMCC) de manera probablemente transicional. Posteriormente, existiría un sistema fluvial trenzado gravo-arenoso que pasa a un sistema fluvial meandriforme, asociado a volcanismo efusivo y piroclástico (Formación San José). Después, se desarrolla un ambiente marino a estuarino con influencias mareales, que evoluciona a un ambiente de plataforma marina, y finalmente, a un ambiente con influencias mareales, posiblemente estuarino (Formación Guadal). El comienzo de esta ingresión marina estaría indicado por trazas fósiles de la icnofacies de *Glossifungites* en el contacto entre las formaciones San José y Guadal. Luego, el mar se retira, y se desarrolla un ambiente fluvial meandriforme asociado a volcanismo piroclástico (Formación Santa Cruz) y finalmente, la extrusión de nuevos mantos basálticos (BSMCC). Se observa que en las formaciones fluviales Ligorio Márquez y San José hay una evolución en la parte superior de ambas a sistemas fluviales más maduros, sugiriendo que existió un aumento en el espacio de acomodación. En el caso de la Formación Ligorio Márquez, dicho aumento estaría asociado a subsidencia previa a la extrusión de los BIMCC, mientras que para la Formación San José, sería previo a la transgresión marina "patagoniense", representada en el área de estudio por la Formación Guadal.

ESSP-SG1: Sesión General Estratigrafía y Sedimentología

Resultados preliminares de la estratigrafía y sedimentología del parque paleontológico de Los Dedos y su entorno, Caldera, región de Atacama, Chile.

Gerardo Castillo[1], Enrique Bernárdez [2].
(1) Departamento de Geología , Facultad de Ingeniería , Universidad de Atacama
(2) Vicerrectoría de Investigación y Postgrado, Universidad de Atacama

En el marco del proyecto FIC de Los Dedos financiado por el Gobierno regional de Atacama se ha realizado el estudio de los materiales neógenos del Parque Paleontológico y su entorno, diferenciándose cartográficamente cuatro unidades litoestratigráficas informales (U1a, U1b, U1c y U2 de muro a techo), correlacionables con las establecidas previamente en el sector de Punta Totoral-Caleta Chorrillos, y dentro de las cuales se detectan dos discordancias cartográficas; bajo U1c, que llega a apoyarse directamente sobre U1a, y bajo U2 que llega a apoyarse directamente sobre U1a.

Por el momento se han levantado 34 columnas estratigráficas totalizando algo más de 200 metros de serie y se han diferenciado 52 facies sobre las que se establecerán las asociaciones de facies que permitirán caracterizar los medios de depósito.

La Unidad U1a esta dominada por facies de areniscas verdosas bioclásticas con horizontes de calizas rudstone, y en su base, anclados en paleorrelieves, se han detectado bioconstrucciones de *Oculina remondi*.

La unidad U1b presenta litologías predominantemente de grano fino con frecuentes superficies de emersión.

En la Unidad U1c destaca la presencia de grandes cuerpos progradantes de rudstones bioclásticas.

Dentro de la unidad U2 se ha detectado la presencia de varios horizontes de tsunamitas en alguno de los cuales se ha podido determinar la dirección de las olas principales. Cabe destacar la presencia dentro de la serie de frecuentes superficies de emersión a techo de secuencias elementales de somerización de potencia decimétrica. Dentro de esta unidad se encuentra el Nivel de fosforita de origen diagenético que ha sido objeto de explotación minera en el entorno del Parque Paleontológico de Los Dedos.

Conjuntamente con las litofacies se han estudiado las icno-asociaciones registradas, predominando los icnogéneros propios de las icnofacies de Skolithos, Cruziana y Glossifungites; entre los que destacan por su abundancia *Diplocraterion*, *Thalassinoides*, *Ophiomorpha*, *Teichichnus*, *Psilonichnus*, *Taenidium* y *Macaronichnus*.

ESSP-SG1: Sesión General Estratigrafía y Sedimentología

Stratigraphy and paleontology of Caragua, Arica and Parinacota regions, Chile, part 1: lithostratigraphy and depositional environments of the late Miocene sedimentary sequence

Nataly Castro[1,2], Enrique Bostelmann[3,4], Karen Moreno[4], Marcelo Garcia[5].
(1) Ciencias de la Tierra, Facultad de Ingeniería,Geología, Universidad Andrés Bello, Santiago, Chile
(2) Atacama Fosil Research,Caldera, Chile
(3) Programa de Doctorado en Ciencias mención Ecología y Evolución, Universidad Austral de Chile, Valdivia, Chile
(4) Instituto Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias, Universidad Austral de Chile, Valdivia, Chile
(5) Advanced Mining Technology Center, Universidad de Chile, Santiago, Chile

The Copaquilla basin in the Precordillera of Arica contains a succession of fluvial and alluvial fossiliferous strata, initially assigned to the early Late Miocene Huaylas Formation. The sedimentary sequence crops out in the localities of Caragua, Pampa Pucará and the Tignamar river valley with a maximum thick of ~200 m. An erosive discordance separates it from the underlying Oxaya Formation (early Miocene, 19 Ma) and Miocene andesitic lavas (15-12 Ma). It is overlay with an erosional contact by the Lauca Ignimbrite of late Pliocene age. Field work conducted during the last three years in the area allow to identify and define three informal lithostratigraphic units composed by 14 lithofacies forming seven facies (FA). Contact between Unit 1 (former "Estratos de Caragua") and Unit 2 (lower portion of the Huaylas Formation) is marked by a low-angle angular discontinuity, while an erosional surface separates Unit 2 and Unit 3 (upper portion of the Huaylas Formation). Intercalated at the base of Unit 3 is a ryodacitic ash tuff up to 4 m thick, referred as the Copaquilla -Tignamar tuff, and previously dated at 10,4 -10,7 Ma. Facies FA1 (Gh, Gp, Fl and Sm) is present in Unit 1 and is interpreted as gravel bedforms associated to channel infill. FA2 (GSm, GFm, SGm and Fm) is present in Unit 1, host isolated and partly articulated mammal fossils, and is interpreted as gravitational flows similar to typical mud flows. FA3 (Gmm, Sm and Fm) crop out in Unit 2 and correspond to gravitational flows of coarse granulometry such as debris flow. FA4 (Fl, Fm, Sm and SGm) is present in Unit 1 and interpreted as floodplains of meandric river systems, while FA5 (SGp and GSh) exposed in Unit 2 is interpreted as deposits of lateral accretion. FA6 (Gch and SGh) present in Unit 2 and in the base of Unit 3, characterizes laminar flows associated with channel infill, and FA7 (Gms, Fm and Sm) exclusive of Unit 3 is defined as proximal alluvial flows. In summary, Unit 1 would represent high-energy meandriform fluvial systems with extended floodplains, Unit 2 is reconstructed as representing the middle portion of an alluvial fan, and Unit 3 characterizes distal sections of a high-energy proximal fan. Based on the evidence we propose the recognition of a new lithostratigraphic unit for the late Miocene deposits of the area.

ESSP-SG1: Sesión General Estratigrafía y Sedimentología

Análisis del registro morfosedimentario del tsunami del 16S de 2015 en el humedal costero del río Copiapó (Atacama, Chile)

Rolando Fernández[1], **Manuel Abad**[1], Tatiana Izquierdo[1].
(1) Universidad de Atacama

La sismicidad de Chile se encuentra dominada por la convergencia entre la placa de Nazca y la placa Sudamericana. La gran velocidad de convergencia entre placas es responsable de la alta productividad sísmica y la generación de terremotos de gran magnitud. El 16 de septiembre de 2015 un terremoto interplaca de Mw 8.3, con mecanismo focal correspondiente a una falla inversa, tuvo lugar cerca de Illapel, generando un tsunami regional que alcanzó las costas del sector central y norte de Chile. El mareógrafo de Caldera (Atacama) refleja la llegada de una sucesión de olas a las costas de esta región 2 horas después de producirse el sismo. Se registra una sucesión de 4 olas, con alturas <1m, que coincidieron con el ascenso de la onda de marea. Según la escala de intensidad de Papadopoulos e Inamura (2001) el evento se categoriza como de III-IV (débil a ampliamente observado, sin llegar a generar graves daños) en la zona. Los cambios morfológicos en el sector de la desembocadura del río Copiapó se restringen al borde litoral, sin llegar apenas a propagarse hacia el humedal debido a la protección de la barrera dunar litoral, con excepción del avance de la inundación por zonas de ruptura dunar previamente existentes y el canal fluvial. Las formas y depósitos asociados al tsunami resultan más evidentes en el cauce de desembocadura donde el mar penetra más de 150 m. El efecto erosivo de las olas sobre la barrera dunar se registra con la formación de una berma muy marcada y de amplia continuidad lateral, con altura de 50- 100 cm. Esta aparece recubierta por una capa de arenas con altos porcentajes de minerales pesados y multitud de restos de carrizos y juncos. En algunos puntos se observa la aparición de cantos blandos sobre la superficie de la anteplaya derivados de la erosión por parte de las olas del humedal en los márgenes de algunas pequeñas lagunas costeras inactivas, que quedaron nuevamente inundadas por las aguas del mar. Se constata que la penetración del mar en el entorno de la desembocadura del río Copiapó fue favorecida por la nueva configuración generada tras el evento aluvional del 25 de marzo del mismo año, que afectó drásticamente al Valle del Río Copiapó, y favoreció que los efectos del tsunami resultaran más evidentes de lo esperado. Aun así, el cortejo de formas y depósitos asociados al evento tsunamigénico pone en evidencia la poca representatividad y potencial de preservación de los tsunamis de baja altura de ola en los humedales costeros.

ESSP-SG1: Sesión General Estratigrafía y Sedimentología

Análisis del registro morfo-sedimentario del evento aluvional del 25m de 2015 en la ciudad de Chañaral (Atacama, Chile)

Sebastian Galleguillos[1], **Manuel Abad**[1], Tatiana Izquierdo[1].
(1) Universidad de Atacama

Entre el 24 y 26 de Marzo 2015 la región de Atacama experimentó un evento hidrometeorológico extraordinario que ocasionó la activación de los sistemas aluviales y fluviales a lo largo de todo su territorio. Estimaciones del MOP (2017) establecen precipitaciones máximas en 24h de 60 mm en las zonas altas de la cuenca del río Salado que provocaron la activación de su cauce principal y tributarios, asi como la generación de un flujo torrencial de alta energía, con un incremento súbito en la velocidad de flujo de 1 m/s (3h a 14h del 25M de 2015), a 6 m/s en el paroxismo del evento (15h). El registro morfo-sedimentario del evento refleja cómo en sus primeras etapas el flujo experimenta una descanalización al llegar al litoral, generando un abanico deltaico aluvial que inundó de fango y agua la parte baja de la ciudad de Chañaral y gran parte de la llanura litoral adyacente. Se identifican 3 facies sedimentarias. La facies de brechas (FB) es la de mayor potencia y define la base de la secuencia. Son depósitos de fábrica clasto-soportada y matriz arenosa cuando se localizan cerca del cauce principal (FB1), interpretada como flujos hiperconcetrados que pasan lateralmente a ser más fangosos y matriz-soportados hacia zonas alejadas del canal, indicando la actuación de flujos de detritos que circularon paralelos al flujo principal (FB2). La facies de arenas limosas (FAL) presenta una organización masiva y está formada por arenas con altos porcentajes de arcillas y limos en su matriz. Constituyen la evolución lateral de los flujos de detritos, que pierden densidad y velocidad al alejarse del flujo principal, generando flujos de fango en las zonas distales del abanico deltaico. Por último, la facies de lutitas (FL) constituye una capa que define el techo de la secuencia, formada por argílitas y limolitas con grietas de desecación y bioturbadas por pisadas de animales, que indica la decantación de finos al final del evento. En su etapa terminal el flujo vuelve a su cauce y presenta un comportamiento turbulento, favoreciendo la incisión del canal y la erosión de los depósitos previamente depositados. En esta fase se forman nuevos canales que nacen en el ápice del abanico deltaico y lo atraviesan. Estos al llegar a la llanura litoral arenosa forman grandes bocanas de paredes escapadas por donde penetra el mar, provocando el retroceso de la línea de costa. Los canales fueron cerrados por la dinámica litoral y colmatados por arenas durante los meses posteriores al evento.

ESSP-SG1: Sesión General Estratigrafía y Sedimentología

Early Miocene stratigraphy of the northern Chilean Precordillera, in the Aico sector, based on deep drill-hole data

Marcelo Garcia[1], Guilherme Andrade[2], Paola Gress[2], Christopher Ford[2].
(1) Advanced Mining Technology Center, FCFM, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(2) BHP Billiton, Cerro El Plomo 6000, piso 18, Las Condes, Santiago, Chile

1- Introduction The knowledge of stratigraphy is commonly based on exposed areas where sections are available, and in general, there are reduced opportunities to have information from drill-holes in extensive covered areas. In northernmost Chile, at the Arica-Pisagua latitude, Oligocene to Holocene units are extensively exposed and mainly continental sedimentary and volcanic in origin (eg., Salas et al., 1966; García et al., 2004) (Fig. 1). Their thicknesses are highly variable, ranging from 0 to 250 m in the Coastal Cordillera to more than ca. 5,000 m in the Western Cordillera. The Early Miocene rocks are the most exposed: in the Central Depression and Precordillera, these rocks are fluvial, alluvial and pyroclastic in origin and are subhorizontal or gently folded, whereas in the Western Cordillera, they are effusive, pyroclastic, alluvial and lacustrine in origin and are moderately to strongly folded and faulted. In the Precordillera, in the Aico area, during 2015, BHP Billiton drilled two deep drill holes that cut the Early Miocene rocks, for which the stratigraphy was studied, including measured thicknesses, lithologic description and isotopic age determinations (U-Pb and K-Ar). In this work, the information from drill holes was synthetized and the sequences described were correlated with exposed units. 2- Stratigraphic setting In the Central Depression and Precordillera, the Oligocene to Miocene rocks have been grouped into the Azapa, Oxaya, El Diablo and Huaylas formations and remains of stratovolcanoes (Salas et al., 1966; Tobar et al., 1968; Mortimer et al., 1974; Naranjo and Paskoff, 1985; Muñoz and Charrier, 1996; Wörner et al., 2000; García et al., 2004, 2013; Pinto et al., 2004; Valenzuela et al., 2014; van Zalinge et al., 2016) (Fig. 1). The Azapa Fm. consists of up to 500 m of fluvial polymictic, mostly clast-supported, conglomerates, sedimentary breccias and sandstones which have clasts that decrease in size westward. The sandstones have yielded detrital U-Pb zircon ages greater than 30-35 Ma (Wotzlaw et al., 2011). This unit is conformably overlain by the Oxaya Fm., which have isotopic ages between 25 and 17 Ma (eg., García et al., 2004), therefore, the age of the Azapa Fm. is restricted to the Oligocene and probably the late Eocene. The Oxaya Fm. is composed of large-volume ignimbritic rhyolitic welded tuffs with intercalations of fluvial-alluvial conglomerates, sedimentary breccias and sandstones, and lacustrine limestones and dolomites. This unit is up to 1,000 m thick in the Precordillera and up to 20 m thick in the western Central Depression. The tuffs are formed by ash and lapilli fragments (of glass and crystals), pumice and fiamme; lithic clasts are present but in lower proportion. The crystal fragments are of quartz, plagioclase, sanidine, biotite, amphibole, pyroxene and magnetite. Sedimentary intercalations are more abundant and finer in grain-size to the west. Clasts (3- Drill-hole information: thicknesses, rock-types and ages Two vertical core holes, separated by 3 km, were drilled in the Aico area and intersected Early Miocene rocks (Fig. 1). The Hole 1 (east) is 1,179.7 m deep, of which the first 408 m was RC drilled with recovery of cuttings. The Hole 2 (west) is 1,287.4 m deep, with 414 m of cuttings. Three units were identified (A, B and C). Unit A is the lowest and was intersected only by Hole 2, where it is 70 m thick and lies unconformably on the weathered basement units assigned to the Cretaceous (Fig. 1). Unit A consists of a grey-brown rhyolitic tuff, with fiamme dipping 1-3° and crystal fragments of quartz, feldspar and biotite, which was dated at 22.5 ± 0.6 Ma by K-Ar biotite. Unit B overlies conformably Unit A (contact at 1,104.2 m in Hole 2 with 5° dip) and is composed of coarse polymictic sedimentary rocks, mainly green to grey in colour. The sequence consists of poorly-sorted sedimentary breccias and conglomerates, with clasts of andesite, dacite and tuffs and intrusive rocks. In Hole 1, the base of Unit B was not intersected, and the sequence thickness is greater than 486 m (>660.3 m depth) whereas in Hole 2, it is 328 m thick. The clasts have intersected diameters less than 25 cm, although exceptionally larger clasts are observed, as an andesitic clast with 1.7 m intersected diameter (at 1,088.8 m in Hole 2). Local interbeds of sand and red-brown laminated claystone dip at ~ 10° (at 1,034 m in Hole 2). In the middle section of Unit B, in Hole 1 (from 865 to 888 m depth), a 23 m thick banded andesite is interbedded. The rocks of Unit B are rich in magnetite (3-5%) and have smectite–celadonite alteration. In the sandy matrix of breccias, in the lower Unit B, two U-Pb zircon ages were obtained (20.48 ± 0.34 and 20.80 ± 0.46 Ma), whereas the interbedded andesite yielded a U-Pb zircon age of 19.66 ± 0.35 Ma (Fig. 1). Unit C overlies Unit B in depositional contact, dipping 5° in Hole 2 and 15° in Hole 1. Unit C is 660.4 m thick in Hole 1 and 776.1 m thick in Hole2. The unit is formed by two or three beige-pink ignimbritic rhyolitic tuffs. The lower section of the Unit C was drilled with diamond core and intersected the same tuff in the two holes. The upper section was drilled with RC. In Hole 1, three tuffs are separated by 2 to 6 m of sandstones and mudstones (at 256-258 m and 402-408 m). In Hole 2, two tuffs are differentiated (at *c.* 140 m) by texture and a very contrasting X-ray fluorescence geochemical composition (Fig. 1). The tuffs are of lapilli and ash, with fiamme and crystal fragments (of quartz, feldspar and biotite); lithic clasts are rare. In Unit C, there are no isotopic ages but its stratigraphic position implies that this is younger than 19.66 Ma. 4- Correlation, conclusion and discussion The rocks intersected by the Aico drill holes have the same lithologic characteristics and ages that the rocks assigned to the Early Miocene Oxaya Fm. The nearest outcrops of this unit are located 20 km to the SW of the Aico intersections, in Esquiña, where the formation has a thickness of 600 m (García et al., 2004). The rocks of Unit B show composition, textures and ages (22.5 to 19.66 Ma) that are compatible with the sedimentary intercalations of the Oxaya Fm.; however, the thickness of Unit



B (>486 m in Hole 1) is much greater than the exposed columns. The andesite intercalated in the Unit B is correlated, in lithology and age, with the Socoroma Andesite described within the Oxaya Fm. (García et al., 2004). The tuffs of Unit C (younger than 19.66 Ma) have a thickness of 660-776 m and can be correlated with the Oxaya and Sucuna ignimbrites. However, these tuffs have maximum known exposed thicknesses of 200 and 120 m each one, which is less than half of thickness present in drill holes. The larger thicknesses of units B (especially in Hole 1) and C (especially in Hole 2) suggests that in the Aico area, during the Early Miocene (23-18 Ma), a depression or paleo-valley existed, that permitted a greater accumulation of sedimentary rocks and tuffs. References García, M., Fuentes, G., Riquelme, F., 2013. Carta Miñimiñi, Regiones de Arica y Parinacota y de Tarapacá. Servicio de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, N° 157, 1 map 1:100,000. Santiago, Chile. García, M., Gardeweg M., Clavero, J., Hérail, G., 2004. Hoja de Arica. Región de Tarapacá. Servicio de Geología y Minería, Santiago, Carta Geológica de Chile, Nº 84, 150 p., 1 map 1:250,000. Mortimer, C., Farrar, E., Saric, N., 1974. K-Ar ages from Tertiary lavas of the northernmost Chilean Andes. Geol. Rundch. 63, 484–489. Muñoz, N., Charrier, R., 1996. Uplift of the western border of the Altiplano on a west-vergent thrust system, Northern Chile. J. South Amer. Earth Sci. 9:171–181. Naranjo, J.A., Paskoff, R., 1985. Evolución cenozoica del piedemonte andino en la Pampa del Tamarugal, Norte de Chile (18°-21° S). 4th Congreso Geológico Chileno, Proceedings, Antofagasta, Vol. 5, pp. 149–164. Pinto, L., Hérial, G., Charrier, R., 2004. Sedimentación sintectónica asociada a las estructuras neógenas en la Precordillera de la zona de Moquella, Tarapacá (19º15' S, norte de Chile). Revista Geológica de Chile 31 (1):19–44. Salas, R., Kast, R., Montecinos, F., Salas, I. 1966. Geología y recursos minerales del Departamento de Arica, Provincia de Tarapacá. Instituto de Investigaciones Geológicas, Boletín 21, 130 p. Tobar, A., Salas, I., Kast, R., 1968. Cuadrángulos Camaraca y Azapa. Provincia de Tarapacá. Instituto de Investigaciones Geológicas, Carta Geol. de Chile, N°19–20, 1 map 1:50,000, 13 pp. Valenzuela, I., Herrera, S., Pinto, L., Del Real, I., 2014. Carta Camiña, Región de Tarapacá. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, N°170, 1 map 1:100,000, Santiago. van Zalinge, M., Sparks, R., Cooper, F., and Condon, D., 2016, Early Miocene large-volume ignimbrites of the Oxaya Formation, Central Andes: Journal of the Geological Society, London, v. 173, p. 716–733. Wörner, G., Hammerschmidt, K., Henjes-Kunst, F., Lezaun, J., Wilke, H., 2000. Geochronology (40Ar/39Ar, K-Ar and He exposure ages) of Cenozoic magmatic rocks from northern Chile (18–22°S): implications for magmatism and tectonic evolution of the central Andes. Revista Geológica de Chile 27:205–240. Wotzlaw, J., Decou, A., von Eynatten, H., Wörner, G., Frei, D., 2011. Jurassic to Palaeogene tectono-magmatic evolution of northern Chile and adjacent Bolivia from detrital zircon U-Pb geochronology and heavy mineral provenance. Terra Nova, V. 23, p. 399–406.

ESSP-SG1: Sesión General Estratigrafía y Sedimentología

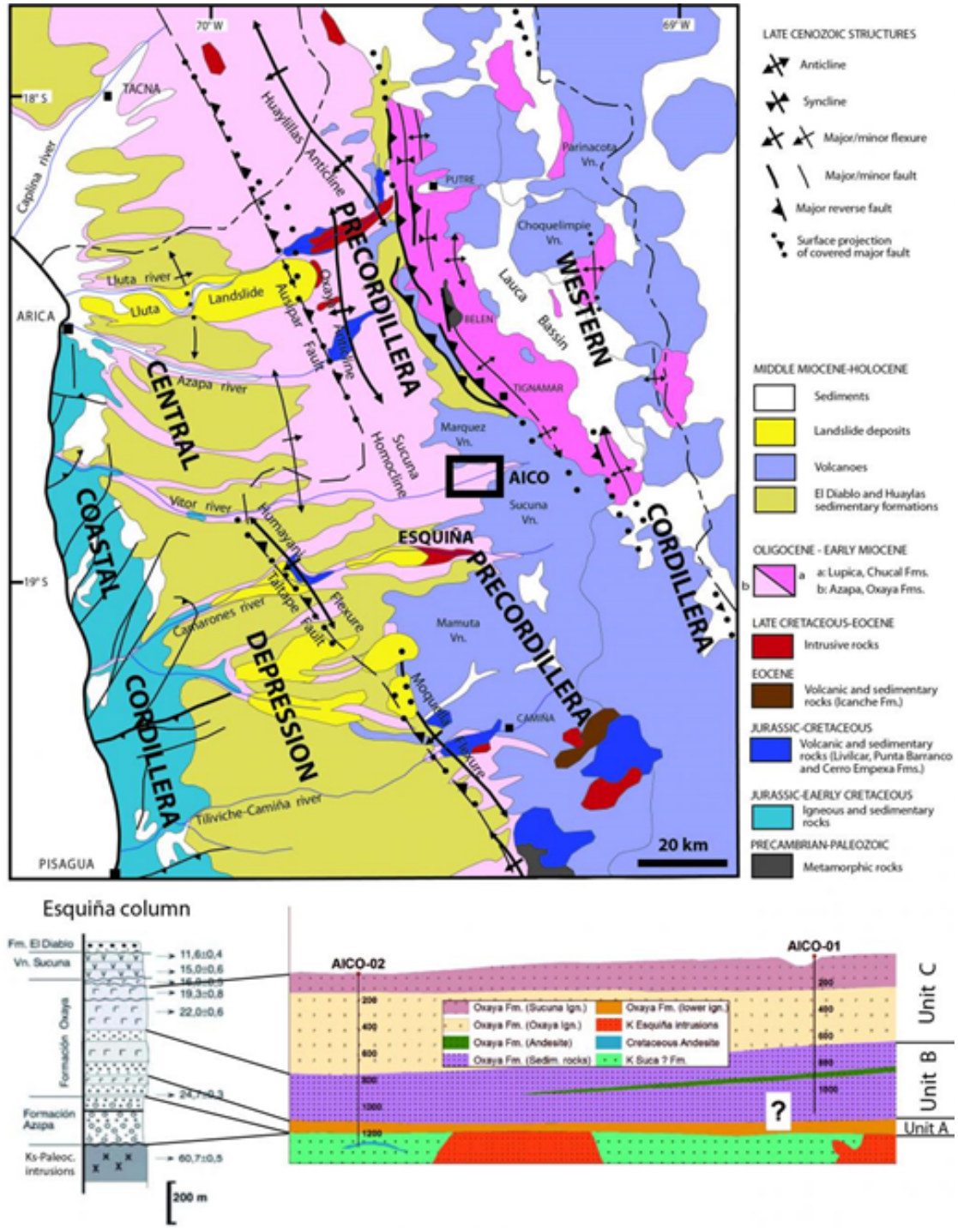


Figure 1. Upper panel: Simplified geological map of northernmost Chile, indicating the Aico sector in the Precordillera (rectangle with black borders). Lower panel: Lithology and thickness described in drill-holes, and correlation with the Esquiña stratigraphic column (the nearest exposed column). See text for more details.

ESSP-SG1: Sesión General Estratigrafía y Sedimentología

Sedimentología del intervalo Eoceno-Oligoceno en el sector de Lagunillas, Puno, Sur del Perú

Arnold David García Zavaleta[1], Daniel Torre González[2], Cristina Cereceda Quintanilla[3].
(1) Escuela de Ingeniería Geológica, FIGMMG, Universidad Nacional Mayor de San Marcos, Lima, Perú
(2) Dirección de Geología Regional, INGEMMET, Lima , Perú
(3) Dirección de Geología Regional, , INGEMMET, Lima, Perú

La zona de estudio está ubicada en el Departamento de Puno, en los alrededores del sector Lagunillas y abarca parte de la sub-cuenca hidrográfica Alto Tambo. Este trabajo se encuentra enmarcado dentro de los estudios del Proyecto ACT01: Línea de Base Geoambiental de la cuenca hidrográfica del Río Tambo de la Dirección de Geología Regional del INGEMMET. En esta zona afloran una gran variedad de unidades sedimentarias, volcánicas y volcánicas-sedimentarias, las cuales abarcan un rango de edad que van desde el Jurásico Medio hasta el Mioceno. Este trabajo tiene como objetivo realizar un análisis sedimentológico de las secuencias del Eoceno-Oligoceno, representadas en este sector por la Fm. Pichu, con la finalidad de comprender la dinámica y ambiente sedimentario de estas sucesiones. En el sector de Lagunillas, Departamento de Puno, las secuencias del intervalo Eoceno-Oligoceno están representadas por las unidades sedimentarias continentales y volcánicas del Gpo. Puno, Fm. Pichu y el Gpo. Tacaza. Este trabajo presenta un análisis sedimentológico de las facies de la Fm. Pichu, y los resultados sugieren que corresponden a facies aluviales amalgamadas que estarían controladas estructuralmente por el Sistema de Fallas Lagunillas, Por otro lado el material sedimentario de naturaleza volcaniclástica y la composición de los clastos que componen a los conglomerados sugieren una actividad volcánica coetánea a la sedimentación y la exposición a erosión del substrato Jurásico-Cretácico durante esa época.

ESSP-SG1: Sesión General Estratigrafía y Sedimentología

Evolución sedimentológica de la Formación Curré, Pacífico Sur, Costa Rica

Luis Pablo González[1], Allan Astorga Gatgens[1], Patrick Duran Leiva[1,2], Luis Obando Acuna[1].
(1) Escuela Centroamericana de Geología, Ciencias Básicas, Universidad de Costa Rica
(2) Universidad Nacional de Córdoba, Argentina

La Formación Curré es una secuencia deltaica volcaniclástica del Mioceno Medio-Plioceno depositada en una cuenca de antearco cenozoica que aflora en la Fila Costeña, en el antearco del Pacífico sur de Costa Rica. Esta formación corresponde con las facies marinas más someras de la cuenca Térraba, y representa la transición de un ambiente marino a continental. La Formación Curré sobreyace concordantemente a la Formación Térraba constituida por una secuencia turbidítica del Oligoceno-Mioceno Inferior, y es sobreyacida discordantemente por la Formación Paso Real, compuesta por depósitos aluviales volcaniclásticos, y materiales volcánicos del Plio-Pleistoceno. El análisis de las facies resultó en la descripción de dos secuencias deposicionales. La primera un Transgressive System Tract (TST), se caracteriza por una parasecuencia de facies de frente deltaico influenciada por un evento de transgresión durante el Mioceno Inferior/Medio, que generó un aumento súbito del nivel del mar, depositando una parasecuencia de facies de prodelta. Sobre ésta se depositó un Highstand System Tract (HST) en el Mioceno Medio y hasta el Mioceno Superior-Plioceno Inferior, cuya progradación fue impulsada por un evento que aumentó el aporte en la cuenca, depositándose una sucesión de parasecuencias que inició con facies de frente deltaico y continuó con la asociación de facies de frente deltaico superior a fan delta. El TST y el HST fueron separados por un límite secuencial reconocido como una Maximum Flooding Surface (MFS), que define el máximo nivel alcanzado por el mar en el período transgresivo. El TST se correlaciona con el Miembro Lagarto de la Formación Térraba, y el HST con la Formación Curré, ambos representan una secuencia de somerización desde un ambiente marino profundo hasta somero e intermareal. El HST marca un aumento del aporte de sedimentos y somerización de la cuenca, esto se interpreta como el inicio del levantamiento de la Cordillera de Talamanca y la Fila Costeña impulsado por el evento contraccional del Mioceno Medio (Mescua et al., 2017). El inicio de la subducción de la Cordillera del Coco en el Plioceno marcó el final del HST. Referencias Mescua, J. F., Porras, H., Durán, P., Giambiagi, L., de Moor, M., Cascante, M., Salazar E, Protti M, Poblete, F. (2017). Middle to late Miocene contractional deformation in Costa Rica triggered by plate geodynamics. Tectonics, 36, 2936–2949. https://doi.org/10.1002/2017TC004626.

ESSP-SG1: Sesión General Estratigrafía y Sedimentología

Characterization and evolution of an outcropping deep-water channel-levee complex, Tres Pasos Formation, southern Chile

Sebastian A. Kaempfe[1], Benjamin G. Daniels[2], Brian W. Romans[1], Steve M. Hubbard[2].
(1) Geosciences, Virginia Tech, Blacksburg, Estados Unidos
(2) Geoscience, University of Calgary, Calgary, Canada

Direct observation of deep-water sedimentary processes is challenging and, thus, analysis of analogue systems preserved in the stratigraphy is crucial to enhance our understanding. However, most outcrops are limited in scale or stratigraphic context, offering only a small perspective of the entire system and its evolution. Upper Cretaceous units exposed in Última Esperanza Province are particularly attractive as they represent the southward filling of the Magallanes Basin by a prograding clinoform system characterized by 800-1000 m of paleo-bathymetric relief (Tres Pasos Formation) that is partially coeval with shelf to deltaic deposits (Dorotea Formation). We describe a previously undocumented, 7 km long by 400 m thick exposure of slope channel systems from the Campanian Tres Pasos Formation that crops out 25 km north of Puerto Natales. Regional context offers a rare opportunity to integrate bed-scale facies and architectural details with system-scale stratigraphic data. The studied section is located ~40 km down-dip from the interpreted coeval shelf edge, and is characterized with >5000 m of measured stratigraphic section, >1225 paleocurrent measurements, and dGPS mapping of 100s of stratal surfaces. Our analysis reveals several sandstone-prone composite channel-form bodies, each up to 40 m thick and ~300 m wide organized into at least 5 channel complexes. The oldest unit, rich in granule- to pebble-size detritus and bioclasts, developed in an interval dominated by mass wasting deposits. The occurrence of these deposits decreases upsection with an overlying channel complex characterized by channel fills that display high lateral offset and low vertical offset. Overlying channel complexes record an increase in vertical offset and decrease in lateral offset, which is a pattern commonly recognized in slope channel systems globally. Directly overlying a prominent incision surface that separates underlying laterally migrating from overlying vertically stacked channel-form bodies, a distinctive, tens of m thick siltstone-prone interval occurs lateral to channel fills and is dominated by thin (mostly <5 cm), fine-grained non-amalgamated sandstone beds. We propose that this succession records overbank sedimentation and represents an inner levee or terrace. The discovery of an outcrop with this unique range of channel characteristics provides key insights for the Tres Pasos slope systems and for petroliferous deep-water slope deposits worldwide.

ESSP-SG1: Sesión General Estratigrafía y Sedimentología

Nuevas evidencias de emanaciones de metano durante el Mioceno temprano en el antearco de Chile centro-sur.

Emilio Daniel Mena-Hodges[1], Alfonso Encinas[2].
(1) Programa Doctorado en Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Químicas, Universidad de Concepción, Concepción, Chile
(2) Departamento de Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias Químicas, Universidad de Concepción, Concepción , Chile

En los márgenes continentales se generan acumulaciones de hidrocarburos que migran a través de los sedimentos mediante fallas, volcanes de barro, inyecciones de arena o bien por desestabilización de los hidratos de gas. La migración de estos fluidos está controlada tanto por factores tectónicos como por cambios climáticos. Asociado a estas emisiones se generan ambientes quimiosintéticos en la superficie del fondo marino conocidos como cold seeps, los cuales se caracterizan por generar grandes acumulaciones de carbonato autigénico en forma de costras, conductos y chimeneas, generado a partir de la oxidación anaeróbica del metano, producida por un consorcio microbiano de arqueas metanotróficas y bacterias sulfatoreductoras, las cuales oxidan al metano utilizando al sulfato como agente oxidante, como resultado se produce bicarbonato aumentando la alcalinidad en el ambiente e induciendo a la precipitación de carbonato, a partir de esta actividad se genera una comunidad de especies quimiosimbióticas compuesta por bivalvos, gasterópodos y gusanos poliquetos las cuales son consideradas guías para identificar este tipo de ambientes. En Chile se ha reportado la presencia de cold seeps activos frente a las costas de Quintero, Concepción y la península de Taitao. Si bien en el margen chileno se dan las condiciones para encontrar cold seeps fósiles en cuencas marinas exhumadas, hasta el momento se ha reportado la existencia de un cold seep fósil en la Formación Navidad de edad Mioceno temprano, este hallazgo constituye una evidencia de un ambiente profundo contribuyendo a la hipótesis de que la Formación Navidad se depositó en un ambiente de talud. Recientemente, en la Formación Ranquil, equivalente a la Formación Navidad, se identificaron afloramientos de carbonato anómalo en secuencias silicoclasticas de areniscas finas y limolitas, éstos contienen costras irregulares y conductos tubulares de carbonato, estructuras estromatolíticas y abundantes fósiles de bivalvos de la familia Lucinidae, típicas de ambientes anóxicos. Por otra parte, se han encontrado chimeneas de carbonato de gran tamaño en capas de limolitas, las cuales evidencian la emanación de flujos de metano. En este trabajo se presentan las características de estas estructuras como nuevas evidencias de emisiones de fluidos durante el Mioceno tempranos en el antearco de Chile centro-sur.

ESSP-SG1: Sesión General Estratigrafía y Sedimentología

Petrografía y proveniencia de las intrusiones clásticas de la Formacion Ranquil (Mioceno Inferior), Península de Arauco, Región del BioBio, Chile

Sergio Ignacio Miranda[1], Alfonso Encinas[1].
(1) Departamento de Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias Químicas, Universidad de Concepción

La Formación Ranquil (Mioceno inferior) aflora en la parte suroriental de la Península de Arauco. En ella se diferencian cuatro unidades que se distribuyen de base a techo de la siguiente manera: Areniscas verdes fosilíferas (U1); Limolitas con inyectitas (U2); Areniscas amarillentas con niveles de intraclastos de limolitas (U3) y Arenisca calcárea fosilífera (U4). Para la generación de inyectitas han llegado a definirse principalmente dos mecanismos. Intrusiones ascendentes se generan debido a la sobrecarga que implica la sedimentación de potentes capas de sedimento sobre areniscas sobresaturadas en agua, las cuales aprovechan las fracturas de la roca sobreyaciente para generar diques y sills de arena. En el caso de intrusiones descendentes, importantes volúmenes de arena son depositados violentamente en sectores profundos de la cuenca sobre las capas de lutitas, por las cuales se inyecta la arena fluidizada a través de los planos de debilidad existentes. El proceso que da origen a las intrusiones clásticas de la Formación Ranquil ha sido planteado por autores previos como el descenso de material entre las fracturas previamente generadas en las lutitas de dicha formación. El depósito de grandes cantidades de arena en la cuenca marina ha sido relacionado con la acción de grandes tsunamis. Sin embargo debido a la extensión vertical de algunos diques (horizontal en el caso de los sills) se cree que es más factible que la intrusión fuese generada de base a techo y no al revés. En el presente estudio se comparan mediante la observación al microscopio y análisis granulométrico muestras correspondientes a inyectitas y capas de sedimento de la Formación Ranquil, estableciendo la existencia de una o más posibles rocas fuentes para los diques de arena, entre las diferentes unidades de la Formación Ranquil. Como resultado se ha logrado determinar que las inyectitas provienen de una fuente común, la que aún no es posible determinar.

ESSP-SG1: Sesión General Estratigrafía y Sedimentología

Caracterización de los depósitos clásticos Cenozoicos de la vertiente oeste de la Cordillera Occidental de la Región de Antofagasta, Chile (24°22'-25°00'S)

Valentina Andrea Novoa[1], Diego Montecino[2], Cristián Ramirez[2], Victor Villa[2].
(1) Ciencias de la tierra, Facultad de ciencias Químicas, Universidad de Concepción
(2) Geología General, Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago, Chile

En esta contribución se integran nuevos antecedentes estratigráficos y sedimentológicos de las sucesiones clásticas cenozoicas expuestas en el flanco oeste de la cordillera occidental de la región de Antofagasta, recolectados en el marco del levantamiento geológico de la carta geológica Salar de Punta Negra y Cerro Aguas Calientes. Estudios regionales previos han asignado estos depósitos a la Formación Pampa de Mulas y a los Depósitos Aluviales y Coluviales del Mioceno Superior -Plioceno, interpretados como el producto de la erosión de un relieve formado durante el Cenozoico. No existen estudios previos, sedimentológicos ni estratigráficos, sobre la proveniencia, condiciones de sedimentación y relación de estos depósitos con el basamento Paleozoico-Mesozoico. En este trabajo se describe la sedimentología y estratigrafía de estos sedimentos cenozoicos, con el fin de reconstruir espacial y temporalmente la evolución de la cuenca cenozoica y entender la influencia de los procesos tectónicos, volcánicos, climáticos y erosivos en la paleogeografía y en la formación del paisaje actual. Para ello, se confeccionan y correlacionan columnas estratigráficas, se analiza la composición de los constituyentes y se identifican y describen litofacies, correspondientes a conglomerados acanalados, areniscas tabulares medias a gruesas con laminación paralela y estratificación cruzada planar y facies finas con grietas de desecación, que sugieren flujos de detritos, canalizados y en manto dentro de sistemas aluviales y fluviales. Lo anterior, permite inferir, de forma preliminar, las condiciones paleoclimáticas del sector durante la sedimentación de estas sucesiones. La relación de estas sucesiones con el basamento, se estudia a partir de interpolación del contacto gravas/basamento, lo que entrega una visión aproximada de la variación de la acomodación a lo largo del depocentro. Esta sugiere una menor acomodación hacia el norte, entre las quebradas Llullaillaco y Zorritas, probablemente controlado por la actividad de fallas inversas. Por otra parte, en la vertiente occidental de los Morros de Cachiyuyo, el espesor de estas sucesiones aumenta hacia el oeste, donde forman parte del relleno sedimentario de la cuenca del Salar de Punta Negra. Los resultados obtenidos, permiten caracterizar la arquitectura de la cuenca cenozoica y proponer un modelo de evolución ambiental que considere las condiciones de sedimentación y variaciones de acomodación en el tiempo.

ESSP-SG1: Sesión General Estratigrafía y Sedimentología

Estimación de espesor de sedimentos en lagos proglaciares de Campo de Hielo Sur por medio de un sistema sísmico de perfilamiento de subsuelo.

Jonathan Oberreuter[1], Andres Rivera[1,2], Luis Lenzano[3,4], M. Gabriela Lenzano[3,4], Sebastian Pulgar[1].
(1) Laboratorio de Glaciología, Centro de Estudios Científicos, Valdivia, Chile
(2) Universidad de Chile, Chile
(3) IANIGLA, Argentina
(4) Universidad de Cuyo, Argentina

El Campo de Hielo Sur (CHS) constituye una de las principales reservas de agua dulce del planeta. El cambio climático ha producido en las últimas décadas un retroceso precipitado en los glaciares de CHS, dando paso a la expansión de fiordos y lagos de sectores hasta hace poco cubiertos por hielo. Estas zonas son una incógnita desde el punto de vista batimétrico, sedimentológico y geomorfológico, por lo que en este trabajo se presentarán los primeros resultados obtenidos con sonares y sistemas sísmicos de perfilamiento del subsuelo. Desde el punto de vista geológico esta herramienta de medición permite caracterizar las estructuras sedimentarias y estratigráficas en el fondo de los lagos o fiordos, las que con la ayuda de modelos de deposición sedimentaria, datos de posicionamiento de frentes glaciares y tasas de erosión, permitirían determinar tasas de sedimentación recientes. En el periodo 2015-2016 se utilizó el sistema de perfilamiento de subsuelo sísmico de baja frecuencia tipo *Bubble Pulser* para medir en distintos lagos Patagónicos. El sistema reacondicionado y mejorado electrónicamente por el Centro de Estudios Científicos consiste en una fuente acústica (200-400 Hz), un arreglo de hidrófonos, una unidad de electrónica y alimentación, GPS y un computador con software de adquisición. Las mediciones se realizaron en el Lago Viedma (49°31'S/73°0'O, ~1207 km^2), Lago Argentino (49°55'S/73°17'O, ~1486 km^2) y Lago O'Higgins/San Martin (48°55'S/73°07'O,~1042 km^2). En el Lago Viedma se midió en las cercanías del frente homónimo, obteniendo una profundidad máxima superior a los 520 m, y una profundidad máxima de sedimento superior a los 100 m, los cuales fueron detectados en su mayoría fuera de la morrena subacuática formada probablemente de la Pequeña Edad de Hielo. En el caso del Lago Argentino, se midieron profundidades máximas de 630 m en las cercanías del frente del Glaciar Upsala y una capa de sedimentos menor a los 50 m en la misma zona. En el Lago O'Higgins/San Martín se midió una profundidad máxima de 810 m a 6 km de distancia del frente, y un espesor máximo de sedimento de 120 m. Estas mediciones aún son objeto de estudio y podrían ser complementadas y validadas con registros de testigos de sedimento.

ESSP-SG1: Sesión General Estratigrafía y Sedimentología

Estructuras sedimentarias de origen mareal en la Formación Bahía Inglesa (Neógeno) en Puerto Viejo, región de Atacama, norte de Chile.

Nelson Pereira Cortés[1], Manuel Abad[2].
(1) Departamento de Geología, Facultad de Ingeniería, Universidad de Atacama, Copiapó, Chile. nelson.pereira@alumnos.uda.cl
(2) Vicerrectoría de Investigación y Postgrado, Universidad de Atacama, Copayapu #485, Universidad de Atacama, Copiapó, Chile.

La Formación Bahía Inglesa (Mioceno Superior a Plioceno), aflora en las costas de la región de Atacama y corresponde a rocas sedimentarias de origen marino litoral. El conocimiento detallado de sus características estratigráficas y sedimentológicas son escasos, requiriendo estudios más detallados, a excepción de los trabajos de Le Roux et al. (2016), Bernárdez (2017) y Aguilera (2018). Los objetivos de este estudio son establecer la estratigrafía de los afloramientos en el sector de Puerto Viejo y analizar el significado paleoambiental de las facies mareales.

Se describen secciones constituidas en su mayoría por limolitas con intercalaciones de areniscas finas. Los fósiles que se identificaron fueron restos de balánidos, ostreídos, moldes de gasterópodos y restos de vertebrados. La icnoasociación está conformada por *Arenicolites*, *Ophiomorpha*, *Gyrolithes* y *Skolithos*. La organización interna de las facies se caracteriza por estratificación heterolítica, de tipo lenticular, con laminación horizontal, de tipo *ripple* de oscilación o inclinada paralela. Los depósitos presentan sets de estructuras de fondo tractivas tipo estratificación cruzada sigmoidal bidireccional que se interpretan como *tidle bundle*, desarrolladas en lutitas a escala decimétrica. Se identifican hasta 7 facies sedimentarias. La serie se depositó en una laguna costera protegida, dominada por eventos de alta energía, en ambientes de llanura intermareal fangosa, intermareal mixta y probablemente de llanura supramareal. Esta laguna fue surcada por canales mareales, a través de los cuales migraron dunas tridimensionales, por acción de las corrientes mareales de flujo y reflujo. El sistema fue afectado frecuentemente por eventos de alta energía, que generaron la depositación súbita de arenas y rellenos de canal. Hacia techo de la sucesión, ingresaron sedimentos proximales de un ambiente de naturaleza costera y mayor influencia marina, lo que a su vez podría reflejar una tendencia hacia la profundización de toda la secuencia.

Estos afloramientos suponen la primera evidencia clara del desarrollo de facies mareales, en ambientes costeros protegidos en el Neógeno del norte de Chile y pone en evidencia la compleja arquitectura estratigráfica de la Formación Bahía Inglesa.

ESSP-SG1: Sesión General Estratigrafía y Sedimentología

Ar-Ar (biotite) dating of deformed tephra layers (ashes) interbedded in salar Grande halite deposits, Atacama Desert, I Region, Chile.

Andrés Quezada[1], Nicolás Blanco[1], Paulina Vásquez[1], Fernando Sepúlveda[1].
(1) SERNAGEOMIN

Introduction

Salar Grande is an almost pure halite deposit located in the Atacama Desert, specifically, in the Coastal Cordillera south of Iquique (20º48´-21º14´S and 69º54´-70º02´W; figure 1: a to c). The deposit is located in a 45 km long, 4-5 km wide and *ca*. 162 m deep basin. Salar Grande has been the subject of studies of different nature and has been mined for several years because of its particular characteristics (Brüggen, 1940; Urízar, 1943; Egert *et al*., 1983; Ericksen & Salas, 1990; Chong *et al*., 1999; Gramain *et al*., 2011; Dávila *et al*., 2013; Artieda *et al*., 2015). The salar´s top 55 m are made of banded halite (between 55 and 35 m deep), massive halite (between 35 and 0.5 m deep) and 30-50 cm of efflorescent halite at the surface (Chong *et al*., 1999; Sepúlveda *et al*., 2014). In spite of the above, its deposition age has been constrained by means of its stratigraphical position, between Late Miocene and Pliocene (Chong *et al*., 1999). The latter is supported by a K-Ar glass age of 21.5±1.4 Ma obtained by Gould (2014) from an interbedded tuff within the underlying gravels (figure 1c, green star). In this work, six $^{40}Ar/^{39}Ar$ biotite ages (figure 1c, red stars; figure 1d) from tephra samples associated to the salar Grande halite body are presented. These ages were obtained in the context of the Guanillos del Norte and Salar de Llamaras geologic charts making (Vásquez *et al*., 2018). Most of the samples were acquired from abandoned mine quarries; one directly from the salar's surface and another from an exploration core.

Samples, location and context

The Río Seco abandoned mine is located at the west-center part of the salar and is crossed by the Salar Grande Fault (Vásquez *et al*., 2018). This fault is a NW-SE subvertical structure with a dextral oblique slip, that corresponds to the northern sector of Atacama Fault (Okada, 1971). In the west boundary of the mine pit, the halite interfingers with alluvial fan deposits. Also, a subvertical centimeter thick tephra layer was observed within the salt body (figure 1: e, f). Furthermore, boulders containing ash merged with efflorescent halite were found. The latter, are assumed to come from the salar´s surface, because of its characteristics and geological context. The ages obtained from the tephra layer and the boulders are, respectively, 1.50±0.14 and 1.23±0.12 Ma.
Playa Blanca abandoned mine is located at the east-center part of the salar and near the trace of an E-W trending fault of the Chuculay Fault System (González *et al*., 2008). At the mine pit, a tephra layer with abundant biotites and displacive cubic halite crystals intergrowth were found. In addition, there are fine sediments (silt) displaced by the halite crystals in the mine front. It is possible to appreciate how the tephra bed appears as a continuous plane tilted approximately towards the north (figure 1: g). The age obtained is 3.73±0.04 Ma.

The Guanillos del norte abandoned mine is located at the south-west margin. The mine front is covered with efflorescent halite which difficults the comprehension of the stratigraphical context of the analysed tephra found between and over the salt efflorescences (figure 1: h, i). It is suspected that it corresponds to a tephra layer instead of a reworked tephra bed based on its state, emplacement and abundance. In spite of the above there can be no assurance of it due to the outcrop quality. Therefore, caution has to be taken when considering the age as a representative one for the halite deposition. The age obtained is 5.7±0.5 Ma.
The salar surface age comes from the SE of Guanillos del Norte mine zone near the trace of a WNW-ESE trending fault. The tephra is cemented with halite. Below the centimetric to decimetric salt crust there is an empty space which is supposed to be the result of fault activity associated dissolution. The base of the salt crust presents stalactites and it is possible to appreciate botryoidal habit in the halite under the empty space (figure 1: j, k). The age obtained is 3.6±0.5 Ma.

The exploration core sample age corresponds to one located near the NNW-SSE segment of the Salar Grande Fault, that is, where the fault crosses the salar from its eastern margin to the western margin of the basin (figure 1: l). The tephra sample corresponds to an almost 40 cm layer between 5.7 and 6.10 m deep. The age obtained is 3.46±0.11 Ma.

Moreover, telescopic-like alluvial fans that reach the salar boundaries have been dated between 8.49 and 0.3 Ma. Some of the older ages are considered as maximum ages because of being reworked and, in other cases, it is not possible to appreciate the contact relationship between the fan and the halite body.

Conclusions

We conclude that the halite body contains interbedded tephra layers which are deformed by the activity of the Salar Grande Fault, Chuculay Fault System, and other minor faults. Sometimes this deformation results in tephra beds in contact with the erosion surface. The maximum age of the salar is not well constrained because no interbedded tephra layers within the salt body were found near its bottom. Some textures may have been obliterated due to changes in the water table level. Consequently, it is not possible to tell wether the ashes belong to the banded or the massive halite. The age obtained in the Guanillos del Norte mine could be considered as a maximum age because it was not possible to stablish if the sample corresponded to reworked or *in situ* ash. Nevertheless the ages of the marginal alluvial fans and under the halite suggest that this body is at least as old as Upper Miocene. On the basis of these data we can assure that the halite body age range, at least, from 5.70 to 1.23 Ma.

Acknowledgements

This work is part of the regular SERNAGEOMIN geologic mapping program and was funded by Plan Nacional de Geología-PNG. We gratefully acknowledge Hernán Echaurren for his geologic cooperation, and the Lobera´s and Kainita´s mines personnel for providing samples and for the support in the field. To Gordon Miller, CEO of Golden Dragon Resources for providing exploration data. To the Dirección Regional de Tarapacá of SERNAGEOMIN for logistic support. SERNAGEOMIN Laboratory specially to the dating related work teams. Barbara Buono-Core is thanked for checking the english.

References

Artieda, O.; Dávila, A.; Wierzchos, J.; Buhler, P.; Rodríguez-Ochoa, R.; Pueyo, J.; Ascaso, C. 2015. Surface evolution of salt-encrusted playas under extreme and continued dryness. Earth Surface Processes and Landforms 40: 1939-1950.

Brüggen, J. 1940. Informe geológico sobre posibles depósitos de sales de potasa en el salar Grande de Tarapacá. 14 p., Santiago. (*)

Chong, G.; Mendoza, M.; García-Veigas, J.; Pueyo, J.J.;Turner, P. 1999 The Salar Grande (Central Andes of Chile). Evolution and environmental records in a Neogene evaporitic basin. Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecolology 151: 39-54.

Dávila, A.F.; Hawes, I.; Ascaso, C.; Wierzchos, J. 2013. Salt deliquescence drives photosynthesis in the hyperarid Atacama Desert. Environmental Microbiology Reports 5: 583–587.

Egert, E.; Vieira, C.; Bobenrieth, L. Mineralización de uranio asociada a halita en Salar Grande, I Región de Tarapacá, Chile. Revista Minerales 38 (164): 7-19.

Ericksen, G.E.; Salas, R. 1990. Geology and resources of salars in the Central Andes. In Geology of the Andes and its relations to hydrocarbon and mineral resources (Ericksen, G.E.; Cañas Pinochet, M.T.; Reinemund, J.A., ed.): 151-164

González, G.; Gerbault, M.; Martinod, J.; Cembrano, J.; Allmendinger, R.; Carrizo, D.; Espina, J. 2008. Crack formation on top of propagating reverse faults of the Chuculay Fault System northern Chile: insights from field data and numerical modeling. Journal of Structural Geology 30, 791–808. doi:10.1016/j.jsg.2008.02.008

Gould, J.A. 2014. Preliminary Economic Assessment of the halite and potash mineral concessions Isabel 1/42, Cote 1/12 and Engañadora, Salar Grande, Northern Chile. Gold Dragon Resources Corporation. 145 p. (*)

Gramain, A.; Chong, G.; Demergasso, C; Lowenstein, T.K.; McGenity, T.J. 2011. Archaeal diversity along a subterranean salt core from the Salar Grande (Chile). Environmental microbiology 13(8): 2105-2121.

Okada, A. (1971) On the neotectonics of the Atacama fault zone region. Preliminary notes on Late Cenozoic faulting and geomorphic development of the Coast Range of Northern Chile. Bulletin of the department of geography, University of Tokyo 3: 47-65.

Sepúlveda, F.A.; Vásquez, P.; Quezada, A. 2014. Cartas Patillos y Oficina Victoria, Región de Tarapacá. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 167 y 168: 107 p. 1 mapa escala 1:100.000. Santiago. (*)

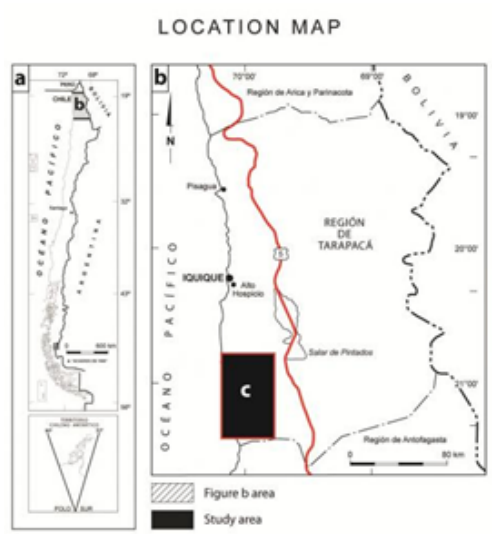


Vásquez, P.; Sepúlveda, F.A.; Quezada, A.; Aguilef, S., Franco, C., Blanco N. 2018, in review. Cartas Guanillos del Norte y Salar de Llamara, Regiones de Tarapacá y Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica,. 1 mapa escala 1:100.000. Santiago

Urízar, A. 1943. Yacimientos de sal gema en la provincia de Tarapacá y sondajes en el Salar Grande. 7p. Iquique. (*)

(*) Unpublished document, available in the Servicio Nacional de Geología y Minería, library in Santiago, Chile.

ESSP-SG1: Sesión General Estratigrafía y Sedimentología



Sample	Coordinates UTM N	UTM E	Lithology	Method (material)	Age (Ma)	Type of data
GSQ-02D	7678675	393778	Tephra	Ar-Ar (bt)	1.23±0.12	Plateau
GSQ-34d	7678771	393807	Tephra	Ar-Ar (bt)	1.50±0.14	Plateau
GSQ-37	7661345	394260	Tephra	Ar-Ar (bt)	5.7±0.5	Plateau
GSQ-41	7660580	395659	Tephra	Ar-Ar (bt)	3.6±0.5	Plateau
GSQ-56d	7668046	401321	Tephra	Ar-Ar (bt)	3.73 ± 0.04	Plateau
GSQ-153d	7666813	398021	Tephra	Ar-Ar (bt)	3.46±0.11	Plateau

d

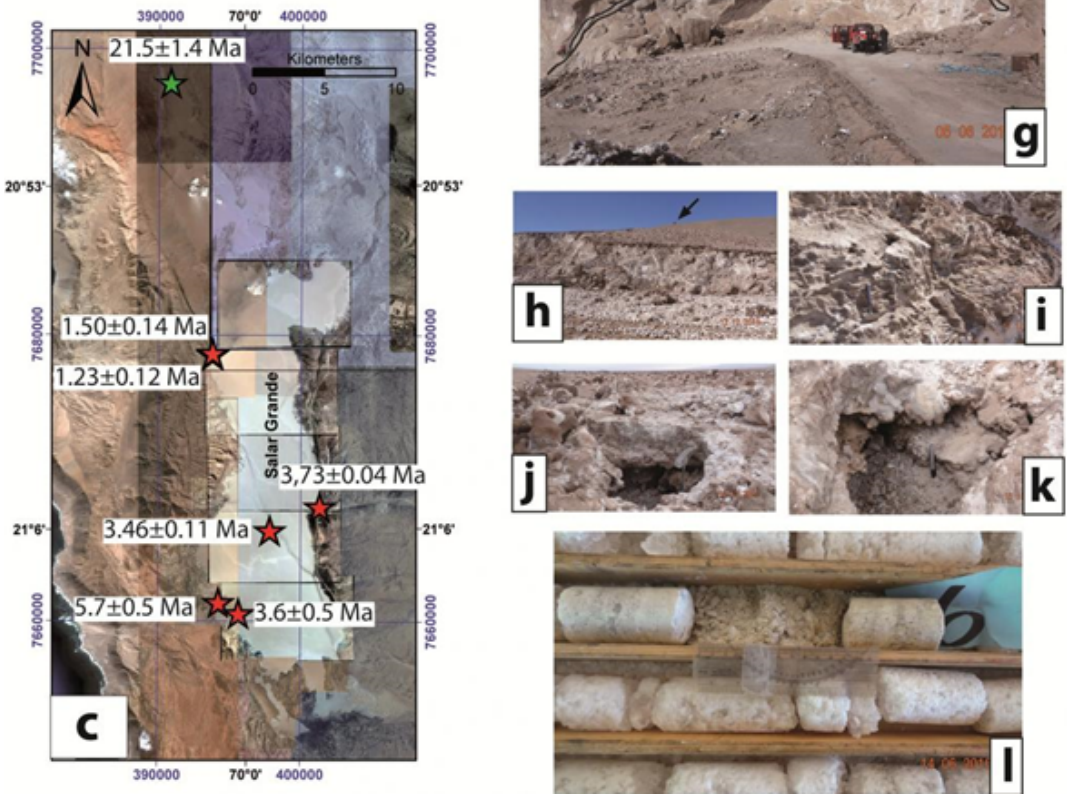


Figure 1: (a-c): Location map showing the study area, sample location and respective ages. (d) Table with the information associated to $^{40}Ar/^{39}Ar$ dated samples: (f-l) Deposits and samples as are referenced in the text: (e) Halite boulder with a tephra layer, 33 cm long hammer for scale (f) 7 m high outcrop exposing a tephra layer with a dip angle of 76º to the ENE. (g) Playa Blanca mine front, black lines enclose a tilted tephra layer. (h) Guanillos del Norte mine front. Black arrow points a truck for scale (i) Tephra at Guanillos del Norte mine. Hammer for scale (j) Halite cemented tephra on the salar surface and (k) stalactitic botroidal habit halite under this tephra with a ~14 cm long marker for scale. (l) Tephra layer within the halite body from the exploration core (loose material).

ESSP-SG1: Sesión General Estratigrafía y Sedimentología

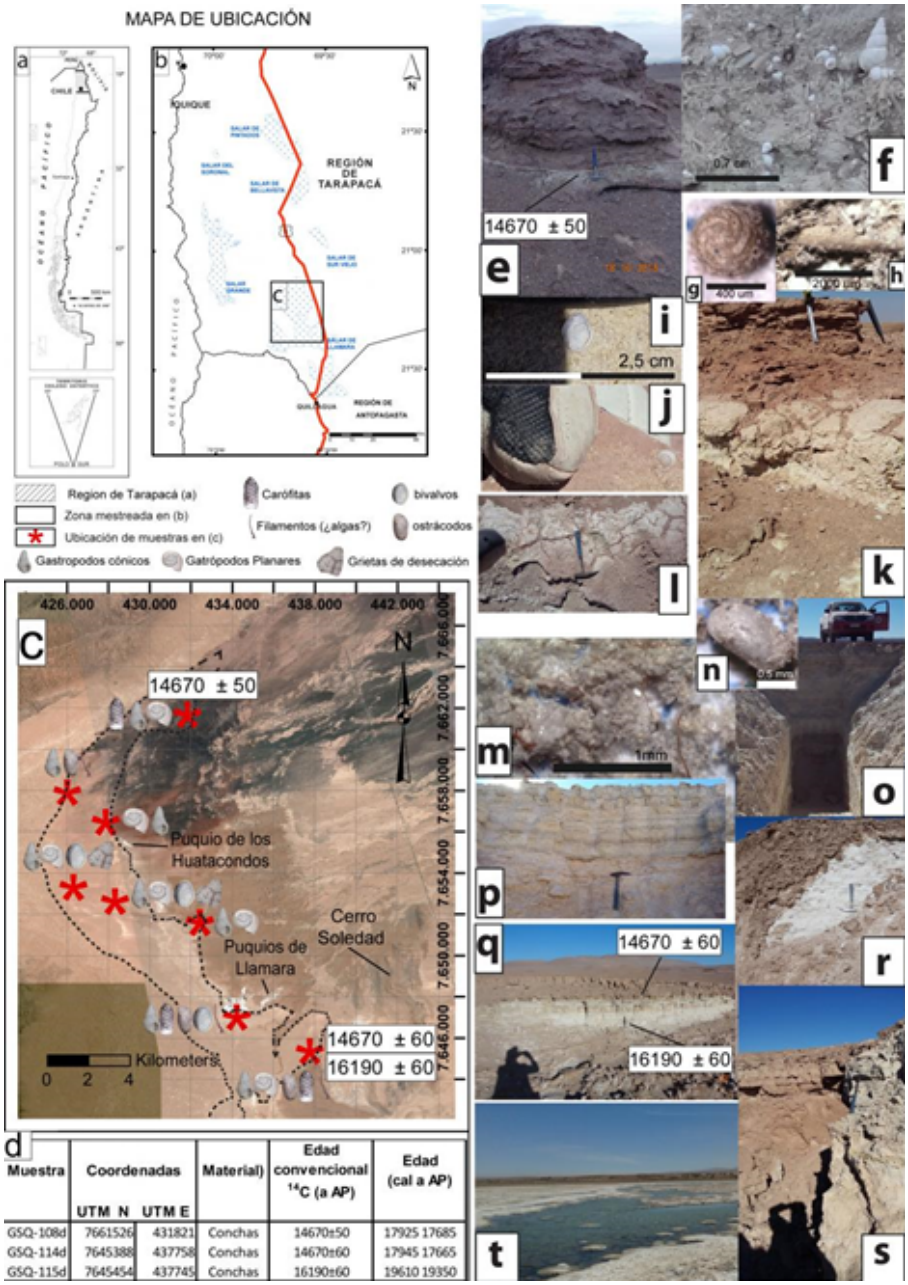
Evidencias de un paleolago durante el Pleistoceno Tardío en el salar de Llamara, Desierto de Atacama, Región de Tarapacá, Chile.

Andrés Quezada[1], Laura Varas[1], Paulina Vásquez[1], Fernando Sepúlveda[1], José Luis Cifuentes[1].
(1) SERNAGEOMIN

Introducción El desierto de Atacama es conocido como el lugar más árido en el mundo. A pesar de lo anterior se han encontrado distintos tipos de evidencias, que indican condiciones más húmedas dentro de sus límites geográficos y alrededores durante el Pleistoceno Superior Alto, entre los 17,6 y los 14,2 ka, y entre los 13,08 y los 11,4 ka (Gayo *et al*., 2012). El conjunto de estas fases ha sido denominado *Central Andean Pluvial Event* (CAPE; Quade *et al*., 2008). Los tipos de ambientes producidos a consecuencia del CAPE, varían según el sector de influencia de este evento, pudiéndose determinar distintos dominios. Algunos ejemplos de estos dominios y de sus ambientes asociados, son el Altiplano Boliviano (lacustre); y la Alta cordillera (paleohumedales) y depresión Central (fluvial) del norte de Chile. En este último dominio, se hallan drenajes cuyo nivel base local es la superficie de la depresión Central (dC). En este contexto es posible que eventos de aumento de descarga fluvial en la dC como los documentados entre 17,6-14,2 ka; 12,1-11,4 ka y 1,01-0,71 ka (Gayo *et al*., 2012) hayan podido mantener cuerpos de agua superficial en las zonas terminales de las quebradas estudiadas en ese trabajo, *i.e*., Maní, Sipuca y Tambillo. Estas tres quebradas junto con la de Guatacondo desembocan actualmente en el área del salar de Llamara, donde en general, en mapas geológicos de distinta escala se han descrito superficies salinas sobre mantos de limos (Bobenrieth, 1980; Skármeta y Marinovic, 1981) sin haberse reportado depósitos lacustres asociados. El salar de Llamara El salar de Llamara (sdL), está ubicado en el desierto de Atacama específicamente en la dC, al sureste de Iquique (21º06´-21º36´S y 69º46´-69º27´W; figura 1: a-c), en la Pampa del Tamarugal. En el área del sdL, se observan sedimentos siliciclásticos de playa aluvial, eólicos y evaporíticos (Vásquez *et al.,* 2018), pero además, fueron encontrados depósitos de carbonato fosilíferos, poco o no consolidados, a lo largo su borde oeste (figura 1c). Unidad de depósitos de carbonato En el borde noroeste del sdL, aflora una sucesión de capas centimétricas a decimétricas plano paralelas grises, gris verdosas y pardo claras de depósitos de carbonato que contienen fósiles milimétricos y submilimétricos (figura 1a-c). En general, los depósitos pueden clasificarse como calcifangos, más específicamente como calcilimos, y en algunos casos como sedimento de packstone y sedimento de wackestone. Existen variaciones laterales en los depósitos tanto en dirección E-O como N-S. En el extremo norte del salar se observan montículos métricos, formados por capas de limos pardos que hacia sus bases tienen una intercalación de sedimento de packstone gris claro (figura 1e). Hacia el sur, en la zona central-oeste del área de estudio, es posible reconocer, en calicatas de profundidad métrica, sucesiones continuas, al menos decimétricas, de depósitos de carbonato conformados por capas de color gris (figura 1o y p). En la zona sur del área de trabajo, a la latitud del cerro Soledad (figura 1c y q) aflora una sucesión continua de capas blanco grisáceas a pardas, centrimétricas a decimétricas, fosilíferas de calcifangos. A lo largo del margen oeste del salar, los depósitos de carbonatos están cubiertos por capas decimétricas de depósitos eólicos de limos pardos sulfáticos (chuca); además, también se observan cubiertos por depósitos aluviales siliciclásticos de color rojo y pardo o gris, principalmente limos y arenas. En algunos sectores de este margen, se observa un contacto erosivo con las unidades superiores. En general la base de estos depósitos no está expuesta, salvo en el sector noroeste del área del salar, donde los depósitos de carbonato afloran como una capa centimétrica sobre limos pardos. En el sector sur del área de estudio, tanto en quebradas que cortan la sucesión, al sur de los Puquios de Llamara; en sinkholes en el borde oeste del salar; y en calicatas existentes en el mismo borde (figura 1c, r y t), se observaron capas plano paralelas con reemplazo de sulfatos y estratificación remanente. Estas capas subyacen a las capas de depósitos de carbonato que aparecen con espesores entre *ca.* 18-35 cm en el sector. Se sospecha que las capas con reemplazo de sulfato que alcanzan al menos 3 m de espesor podrían haber sido capas de la unidad de carbonatos (figura 1o, p, r, s y t). Dado lo anterior, y que en superficie se observó que la sucesión alcanza al menos 70 cm, se estima que éste es el espesor mínimo para la unidad en el sector sur del área de estudio. Entre los fósiles que contienen las capas, se han identificado gastrópodos cónicos y planares (figura 1c, f y j), carófitas (girogonitos y tallos; figura 1g y h), ostrácodos, bivalvos y filamentos ¿algas? (figura 1i, m y n). Determinaciones paleontológicas indican que la fauna corresponde a los gastrópodos *Heleobia* sp., *Planorbis* sp. y *Biomphalaria*? sp.; a los bivalvos: *Pisidium* sp.; y a carófitas: Characeae indet. (Rubilar, 2017). Los filamentos observados, son de color azul, pardo y cobrizo; tienen largo milimétrico, y se encuentran entre los sedimentos en menor cantidad respecto a gastrópodos y carófitas; éstas podrían corresponder a algas filamentosas (figura 1m). En el mismo sentido se encontraron en los sedimentos fosilíferos, restos de ostrácodos submilimétricos a milimétricos, los que aparecen como fragmentos incompletos o en muy buen estado de conservación, pudiendo incluso estar ambas valvas en su posición original (figura 1n). La ubicación de estos fósiles se muestran en la figura 1c. Por otra parte, se observó la presencia de grietas de desecación en el techo de las capas fosilíferas (figura 1c) que están rellenas de limos pardo-rojizos que las cubren. Las edades obtenidas en afloramientos de la unidad corresponden a dataciones ^{14}C en conchas de gastrópodos (figura 1c, d). En el sector norte del salar se obtuvo una edad de 14670±50 a AP(17924-17625 cal a AP), en una capa de sedimento de packstone intercalada entre capas de limos pardos (figura 1c, d y e). En el sector sur del área de estudio, en capas de calcifango, se obtuvieron edades de 16190±60 a AP (19610-19350 cal a AP; figura 1d) para la capa más basal expuesta y 14670±60 a AP (17945-17665 cal a AP;

figura 1d) para la capa fosilífera más cercana al techo (figura 1c y q). Por otra parte el contexto geológico y geográfico del sdL es similar al de salares ubicados al norte como el de Pintados (sdP) y Bellavista. En este último salar se encontraron capas con gastrópodos cónicos y planares; aunque no se cuenta con edades radiométricas asociadas (Sepúlveda *et al*., 2014; Rubilar, 2013). Pfeiffer *et al*. (2016) reportan hallazgos desde el sdP al sdL, que coinciden parcialmente con los de este trabajo en cuanto a fauna y que serían consecuencia del CAPE. Ambiente de depósito (interpretaciones) De lo expuesto en la sección anterior, principalmente respecto del tipo de depósitos y la asociación de fósiles encontrados (Rubilar, 2017, principalmente fauna acuática), se deduce que el ambiente de depósito es de tipo lacustre para la unidad de depósitos de carbonato. El lago se habría emplazado primero en el sector sur, antes de 16,1 k a AP (19610-19350 cal a AP, figura 1: d) y habría alcanzado su máxima extensión a los 14,6 k a AP (17924-17625 cal a AP, en el norte y 17945-17665 cal a AP en el sur; figura 1d). Las grietas de desecamiento (figura 1c, k y l) marcarían el final de la sedimentación de los depósitos de carbonato fosilíferos y el establecimiento del tipo de depósitos actuales del salar. Evidencia de lo anterior es, la capa de limo rojo no fosilífero que cubre y rellena las grietas. Los montículos observados en la zona norte del salar (figura 1e), indicarían que en ese sector, posterior a 14,6 k a AP (17924-17625 cal a AP) continuó el relleno de la cuenca con material siliciclástico, hasta al menos 2 metros por sobre las capas de depósitos de carbonato. Otro aspecto importante respecto al ambiente de depósito, es la ubicación geográfica del salar, pues actualmente las aguas subterráneas de la depresión central se mueven de norte a sur (Lopez *et al*., 2017), surgiendo actualmente en los "Puquios de Llamara" (figura 1c y t). Así, es de esperar que en períodos de escorrentía superficial y de recarga de aguas subterráneas en el sector, como los descritos por Gayo *et al.* (2012), existiera mayor cantidad de agua en superficie, tanto por los aportes fluviales como subterráneos. Período húmedo en sdL y CAPE Las edades aquí encontradas indicarían una edad mínima de 16,1 k a AP (19610-19350 cal a AP) para el establecimiento del lago y 14,6 k a AP (17945-17625 cal a AP) para su máxima extensión y etapa final. De acuerdo a lo establecido en la introducción y a los trabajos allí citados, el CAPE se habría establecido *ca.* 18 k cal a AP. Además el CAPE incluye los períodos de paleoniveles altos de lagos del altiplano Boliviano: Tauca y Coipasa, que ocurrieron entre los 18,1-14,1 y 13-11 ka, respectivamente (Placzek *et al*., 2006). Asociado a lo anterior el período húmedo del sdL se puede asignar la fase Tauca Conclusiones La presencia de una unidad de depósitos de carbonatos con fósiles de ambiente acuático en el salar de Llamara evidencian el desarrollo de un cuerpo de agua entre los 16,1 k a AP (19610-19350 cal a AP) y 14,6 k a AP (17945-17625 cal a AP). El desarrollo de este cuerpo se ajusta a los parámetros temporales, geológicos y geográficos asociados al CAPE. Agradecimientos Este trabajo se realizó en el marco del programa regular de cartografía del SERNAGEOMIN y contó con el financiamiento del Plan Nacional de Geología-PNG. Referencias Bobenrieth, L. 1980. Geología de los cuadrángulos Cerro Desamparado y Cerro Soledad, Regiones de Tarapacá y Antofagasta. Memoria de Título (Inédito), Universidad de Chile, Departamento de Geología: 171 p. 5 mapas. Santiago. Gayo, E.M.; Latorre C.; Jordan, T.E.; Nester P.L.; Estay S.A; Ojeda K.F.; Santoro, C.M. 2012. Late Quaternary hydrological and ecological changes in the hyperarid core of the northern Atacama Desert (21°S). Earth-Science Reviews 113: 120–140 López, L.A.; Cifuentes, J.L.; Fuentes, F.C.; Neira, H.A.; Cervetto, M.M.; Troncoso, R.A.; Feuker, P. 2017. Hidrogeología de la Cuenca de la Pampa del Tamarugal, Región de Tarapacá. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Hidrogeología 6: 186 p., 2 mapas. Santiago. Placzek, C., Quade, J., Patchett, P.J., 2006. Geochronology and stratigraphy of late Pleistocene lake cycles on the southern Bolivian Altiplano: implications for causes of tropical climate change. Geological Society of America Bulletin 118: 515-532. Pfeiffer, M.; Latorre, C.; Santoro, C.; Gayo, E.; McRostie, V.; Finstad, K. M.; Amundson, R. 2016. Wetlands and paleolakes in the hyperarid Atacama Desert during the Late Quaternary and their implications for early human occupation of South America. AGU fall meeting abstracts. PP43B-2321. Quade, J; Rech J.A.; Betancourt, J.L.; Latorre, C.; Quade, B; Aasen, K.; Fisher, T. 2008. Paleowetlands and regional climate change in the central Atacama Desert, northern Chile. Quaternary Research 69: 343-360. Rubilar, A., 2013. Gastrópodos dulceacuícolas presentes en sedimentos localizados al sur del Salar de Bellavista, Región de Tarapacá. Servicio Nacional de Geología y Minería, Informe Paleontológico No. 2013-06, 5 p. Inédito. Rubilar, A. 2017. Estudio de muestras paleontológicas del Paleozoico, Mesozoico y Cenozoico, obtenidas durante el desarrollo de la cartas Guanillos del Norte - Salar de Llamara (escala 1: 100.000), sur-sureste de Iquique. Servicio Nacional de Geología y Minería, Informe Paleontológico No. 2017-01. Borrador 2-1.10 p. Inédito. Skármeta, J., Marinovic, N. 1981. Geología de la Hoja Quillagua, Región de Antofagasta. Instituto de Investigaciones Geológicas, Carta Geológica de Chile Nº 51, 1 mapa Escala 1:250.000. 63 p. Sepúlveda, F.A.; Vásquez, P.; Quezada, A. 2014. Cartas Patillos y Oficina Victoria, Región de Tarapacá. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 167 y 168: 107 p. 1 mapa escala 1:100.000. Santiago. Vásquez, P.; Sepúlveda, F.A.; Quezada, A.; Aguilef, S., Franco, C., Blanco N. 2018, en edición. Cartas Guanillos del Norte y Salar de Llamara, Regiones de Tarapacá y Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica. 1 mapa escala 1:100.000. Santiago

ESSP-SG1: Sesión General Estratigrafía y Sedimentología



d

Muestra	Coordenadas UTM N	UTM E	Material	Edad convencional ^{14}C (a AP)	Edad (cal a AP)
GSQ-108d	7661526	431821	Conchas	14670±50	17925 17685
GSQ-114d	7645388	437758	Conchas	14670±60	17945 17665
GSQ-115d	7645454	437745	Conchas	16190±60	19610 19350

Figura 1: (a-c): Mapa de ubicación mostrando el área de estudio, ubicación de muestras, tipo de fósiles y edades respectivas. La línea discontinua encierra el área aproximada de los depósitos de carbonato fosilíferos. (d) Tabla de dataciones ^{14}C asociadas a los depósitos. (e-h) Depósitos y muestras como están referenciadas en el texto: (e, f) Depósitos de la zona norte del salar de Llamara y edad de la capa datada. (g, h) Girogonito y tallos del afloramiento en (e), respectivamente. (i, j) Conchas de bivalvos y gastrópodos planares respectivamente. (k, l) Grietas de desecación cubiertas y rellenas de limo rojo. (m) Filamentos ¿Algas? (n), Ostrácodos (o, p). Perfiles de la zona sureste del salar vistos en calicatas. (q) Depósitos de la zona sur del salar y edades de una capa cerca del techo y otra cerca de la base expuesta. (r, s) Canal inciso con reemplazo de yeso y sinkhole respectivamente. (t) Puquios de Llamara.

ESSP-SG1: Sesión General Estratigrafía y Sedimentología

Estratigrafía de las formaciones Ligorio Márquez y San José en la localidad de Pato Raro, Meseta Cosmelli, región de Aysén

Marcia Riquelme[1], Raúl Ugalde[2], J. Enrique Bostelmann[4,3].
(1) Ciencias de la Tierra, Ingeniería, Universidad Andrés Bello
(2) PEDECIBA Geociencias, Facultad de Ciencias, Universidad de la República, Montevideo, Uruguay
(3) Programa de Doctorado en Ecología y Evolución,Instituto de Ecología , Facultad de Ciencias, Universidad Austral de Chile, Valdivia, Chile
(4) Instituto de Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias, Universidad Austral de Chile, Valdivia, Chile

Las rocas de la Meseta Cosmelli albergan la sucesión sedimentaria cenozoica más potente de la región de Aysén. El sector de Pato Raro, en el extremo sudoccidental de la meseta, es uno de los menos explorados y por tanto su conocimiento es clave para la interpretación paleogeográfica regional. A fin de caracterizar los depósitos de la zona se elaboraron cuatro columnas estratigráficas a escala decimétrica en las formaciones Ligorio Márquez (Eoceno medio) y San José (edad desconocida). La Formación Ligorio Márquez presenta un espesor de 63 m, dominados por facies de gravas (facies Gms, Gm, Gt, Gp), areniscas blanquecinas cuarcíferas (Sh, St, Sp, Sm) y limolitas pardas (Lcm). La secuencia presenta una base en contacto discordante sobre brechas volcánicas jurásicas de la Formación Ibáñez y techo limitado por filones capa basálticos y la Formación San José. La Formación San José presenta 95 m de potencia, con dominio de facies de limolitas (Lmh, Lml), gravas (Gms, Gm, Gt) y areniscas (GeSt, St, Sh) con abundantes líticos volcánicos y escasa fracción de cuarzo, y preservación de paleosuelos pobremente desarrollados hacia el techo de la unidad. La sucesión presenta base erosiva y hacia el techo se dispone en paraconcordancia con rocas marinas de la Formación Guadal (Mioceno temprano). En las facies Lml y Lmh se reconocieron restos de materia orgánica vegetal e improntas foliares y restos de troncos in situ. El análisis de las asociaciones de facies permitió inferir un ambiente de ríos trenzados poco sinuosos y de gran capacidad de carga para la Formación Ligorio Márquez, y un sistema de ríos meandriformes con amplias planicies de inundación para la Formación San José. Ambas formaciones estarían ligadas a eventos de acomodación tectónica que habrían exhumado depósitos mesozoicos y paleógenos a lo largo de la cuenca, dejando disponible (1) el material cuarcífero abundante de la Fm. Ligorio Márquez procedente de la erosión del Complejo Metamórfico Andino Oriental y (2) los aportes volcánicos en zonas remanentes y alzadas de la Formación Ibáñez, que generarían la Formación San José. Finalmente, este proceso se considera influyente en la variación de la energía depositacional entre ambas unidades, reflejado en las estructuras sedimentarias y en la adaptación del paleo cauce.

ESSP-SG1: Sesión General Estratigrafía y Sedimentología

The Proterozoic Espinhaço rift system in the area of Diamantina, Minas Gerais, Brazil: based on geological mapping of sedimentary unconformities

Rogerio Rodrigues Da Silva[1].
(1) Departamento de Geologia/CPMTC, Universidade Federal de Minas Gerais/Instituto de Geociências

1. Introduction. The study of the relationships between crustal tectonics and sedimentation is relatively new in the literature. Is remarkable and classic the work of Sloss (1963), who divided the sedimentary record of the Fanerozoic intracratonic basins of the north America into six stratigraphic units limited by unconformities, called cratonic sequences. Each sequence registers a transgressive-regressive cycle controlled by tectonics and eustasy. Later on, the realization that this chronostratigraphic framework occurred in a global scale, represented the starting point of modern sequence stratigraphy (Sloss 1988). The state of art of the Proterozoic intracratonic basins peripherical to the São Francisco Craton is yet embryonary and controversial. Many factors are linked to explain this gap in the geological knowledge, as the scarcity of good rock exposures, the lack of paleontological control, as well the non-utilization of sequence stratigraphy approach during mapping work. In many cases, geochronologic data are interpreted in geologic contexts that are not related to the researched regions. Diamantina is a classic area of the Proterozoic geology of the Espinhaço range in Minas Gerais, mainly due to numerous discussions about the stratigraphic column and also due to intense debate concerning the origin of the detrital diamonds found there. Pioneer works dealing with the lithostratigraphic column are referred to Pflug (1965, 1967, 1968), Pflug and Renger (1973), Sholl and Fogaça (1979) and Scholl (1980). To be distinguished are the Archean/Paleoproterozoic Rio Paraúna Supergroup and the Proterozoic Espinhaço Supergroup, both separated one from another by a significant angular unconformity. The interpretation is that the Rio Paraúna Supergroup comprises a volcano-sedimentary succession, an Archean greenstone belt, separated from the Espinhaço basin, both evolving within a context of the Wilson cycle, of opening and closing ancient continental blocks. The concept of unconformities is well established and is widely accepted among the geological community (Catuneanu 2006). The unconformities are surfaces of major hierarchy in the sequence stratigraphic framework. Our main purpose is to present the geological map of the Diamantina area, as well as to identify the tectonic-stratigraphic evolution of the Espinhaço rift system. We are thankful to the colleagues of the XV Congreso Geológico Chileno to give the opportunity to present our work. 2. Regional context. The Araçuaí mobile belt comprises the Archean basement covered by a complex Proterozoic metassedimentary succession, intercalated with minor metavolcanic rocks. The Archean basement and the Proterozoic succession were deformed and metamorphosed due to the compressive effects of the Neoproterozoic event (Figures 1A, 1B). The Archean basement complex is predominantly formed by granites and granodiorites, in association with migmatites. Using the method of U-Pb zircon age-determination, the primary crystallization of granites, found cutting the igneous rocks of the Archean basement, occurred at 2.8 Ga (Machado et al. 1989). Between 2.2 and 2.0 Ga, the igneous basement was reworked during the Paleoproterozoic tectonic-thermal event (Danderfer et al. 2009). This age is interpreted as the beginning of the deposition in the Espinhaço basin. Geochronologic data concerning the age of the Rio Paraúna Supergroup point out to an evolution occurred during the Archean/Paleoproterozoic (Machado et al. 1989). The older ages are referred to age-determination of zircons found in metarhyolites at the base of the volcano-sedimentary succession, which furnished values of 2.971 Ga The younger ages, 2.049 Ga, were furnished by zircons found in acid metavolcanic rocks at the top of the same succession. The base of the Espinhaço Supergroup is characterized by bimodal volcanic rocks, represented by hematite phyllites, from Diamantina, interpreted as basic metavolcanic rocks and metarhyolites from the eastern border of the Espinhaço range. U-Pb zircon age-determination from the hematite phyllites furnished an age of 1.7 Ga (Brito-Neves et al. 1979). Based on detrital zircons U-Pb age determinations from metassediments found in the Diamantina region, the stratigraphic record was divided in two metassedimentary successions. The lower Espinhaço has maximum sedimentary age ranging between 1.8 and 1.68 Ga. The upper Espinhaço has maximum ages of 1.192 Ga. (Chemale et al. 2012). The beginning of the deposition in the São Francisco basin occurred earlier than 0.9 Ga, as shown by zircon U-Pb age-determination from basic intrusive dykes that cut across the Espinhaço basin deposits but do not cut the São Francisco metassediments (Machado et al. 1989). 3. The Espinhaço basin in Diamantina. The Espinhaço basin deposits are found inside tectonic lenses, called tectonic horses. These tectonic lenses together form a duplex thrust system, developed during the Neoproterozoic event (Silva 2011) (Figura 1C). The geological mapping allowed us to divide the deposits of the Espinhaço basin into five sequences, called, from base to top, Rio Paraúna, Olaria, Natureza, São João da Chapada and Sopa-Brumadinho/Galho do Miguel Sequences (Silva 1995, 2013). These sequences are representative of the pre-rift and rift phases. 3.1. The Pre-rift phase. The deposits of the Rio Paraúna Sequence are separated from the igneous Archean basement by a non-conformity. The sequence represents a transgressive-regressive cycle, showing coarsening upwards granulometric trend. At the base, metalutites are followed by sericite- quartz schists, that gradually grade to platformal metasandstones. Neither syn-sedimentary normal faults nor syn-tectonic alluvial deposits were noted. 3.2. The Espinhaço rift system. We identify the Guinda, Resgate and Diamantina rifts (Figures 1C, 1D). The beginning of the rift evolution occorred with the deposition of the Olaria sequence. The sub-Olaria unconformity and alluvial sedimentation occurred over tectonic ramps, probably

on pediment mantles and alluvial-fans, feeded by alluvial canyons, entrenched into the older rocks. The sub-Natureza unconformity changes its character from source area to depocenter, from west to east. In the source area, at west, normal faults form an intramontana basin. Angular relationships between bed sets below and above the unconformity are clearly seen. In the medial portions of the rift, over a gentle-dipping tectonic ramp, alluvial-fans prograded over alluvial plains. Towards the east, the unconformity is classified as a disconconformity (Catuneanu 2006). Strata-set below and above the unconformity are parallel. Renewed taphrogenic movements caused fragmentation and extension due to a system of N-S synthetic normal faults. Clockwise tilting of older rocks below the sub-São João da Chapada angular unconformity is indicative of normal faults, deeply dipping to the west. The clast-supported metaconglomerates are formed by successive grain-flow deposition, occurred on the toe of the normal faults, outlining bodies with wedges shapes. As the rift expanded towards the west, taphrogenic movements caused the deposition of a prograding deltaic system bearing detrital diamonds, that marks the Sopa-Brumadinho/Galho do Miguel Sequence. It occurred on a submerged tectonic ramp of an asymmetric rift. 4. Concluding remarks. Very different in stratigraphic style is the pre-rift sequence when compared to those pertaining to the rift phase. The sequences of the rift phase are representative of regressive-transgressive cycles, while the Rio Paraúna sequence, Pre-rift, is marked by a transgressive-regressive cycle. During extensional tectonic activity, normal faulting caused relative sea level fall. Under these circumstances, conglomeratic alluvial deposition does occur on tectonic ramps. During periods of relative rise of the sea level, transgressive successions of metasandstones showing basal onlap contacts progressively cover the older alluvial deposits, The Espinhaço rift basins are characterized by platform, tectonic ramp and depocenter, located at the toe of the normal N-S listric faults. The rifts have an asymmetric cross section. Each movement on the normal fault caused rotation of the tectonic ramp, due to source area uplift coupled with depocenter subsidence. The three rifts of the system record the same tectonic-stratigraphic history. Each rift is genetically related to the others, allowing correlation between them to be established. 5.References Brito-Neves, B.B., Kawashita, K., Cordani, U.G. and Delhal, J. 1979. A evolução geocronológica da Cordilheira do Espinhaço, dados novos e integração. Rev. Bras. Geoc., 9, 71-85. Catuneanu, O. 2006. Principles of Sequence Stratigraphy. Amsterdam, Boston, Heildelberg, Elsevier IX, 375 pp. Chemale Jr., F., Dussin, I.A., Alkmim, F.F., Martins, M.S., Queiroga, G., Armstrong, R., Santos, M.N., 2012. Unraveling a Proterozoic basin history through detrital zircon geochronology: decays of the Espinhaço Supergroup, Minas Gerais, Brazil. Gondwana Res. 22, 200-206. Danderfer A., De Waele B., Pedreira A.J., Nalini, A.H. 2009. New geochronological constrainst on the geological evolution of the Espinhaço basin within the São Francisco Craton – Brazil. Precambrian Research, 170:116-128.

Machado, N., Schrank, A., Abreu, F.R., Knauer, L.G. and Almeida Abreu, P.A. 1989. Resultados preliminaries da geocronologia U-Pb na Serra do Espinhaço Meridional. Bol. Soc. Bras. Geol., Minas Gerais, 10, 171-174. Pflug, R. 1968. Observações sobre a estratigrafia da Série Minas na região de Diamntina, Minas Gerais. Dep. Nac. Prod. Min., Div. Geol. Min., 142, Rio de Janeiro, 20 pp. Pflug, R. 1967. Die prakanbriche Miogeosynclinale der Espinhaço-Kordillere, Minas Gerais, Brasilien. Geol. Rundsch. 55, 825-844. Pflug, R. 1965. A geologia da parte meridional da Serra do espinhaço e zonas adjacentes. Dep. Nac. Prod. Min., Div. Geol. Min., Bol. 226, Rio de Janeiro, 51 pp. Pflug, R. and Renger, F.E. 1973. Estratigrafia e evolução geológica da margem SE do Craton Sanfranciscano. 27o. Cong. Bras. Geol., Aracajú, 2, 5-19. Schobbenhaus, C. 1993. O Proterozóico Médio no Brasil com ênfase à região Centro-Leste: uma revisão. PhD. Thesis, Univ. Freiburg, Freiburg, Germany, 166 pp. Scholl, W.U. 1980. Estratigrafia, sedimentologia e paleogeografia na região de Diamantina (Serra do Espinhaço, Minas Gerais, Brazil). Munster. Forsch. Geol. Palaont., 51, 223-240. Scholl, W.U. and Fogaça, A.C.C. 1979. Estratigrafia da Serra do Espinhaço na região de Diamantina (MG). Bol. Soc. Bras. Geol., 1, 55-71. Silva, R.R. 2013. Roteiro geológico da area de Diamantina, Minas Gerais: a fase rifte da bacia Proterozóica Espinhaço, a partir do reconhecimento de discordâncias sedimentares. Geonomos, 21(1), 42-55. Silva, R.R. 2011. O sistema de cavalgamentos do tipo duplex Neoproterozóico da Serra do Espinhaço, Minas Gerais. Rev. Bras. Geoc., 42(2), 157-169. Silva, R.R. 1995. Contribution to the stratigraphy and paleogeography of the lower Espinhaço Supergroup (Mesoproterozoic) between Diamantina and Gouveia, Minas Gerais State, Brazil. PhD. Thesis, Univ. Freiburg, Freiburg, Germany, 115 pp. Sloss, L.I. 1988. Forty years of sequence stratigraphy. Bull. Geol. Soc. Am., 100, 1661-1665. Sloss, L.I. 1963. Sequences in the cratonic interior of North America. Bull. Geol. Soc. Am., 74, 94-114.

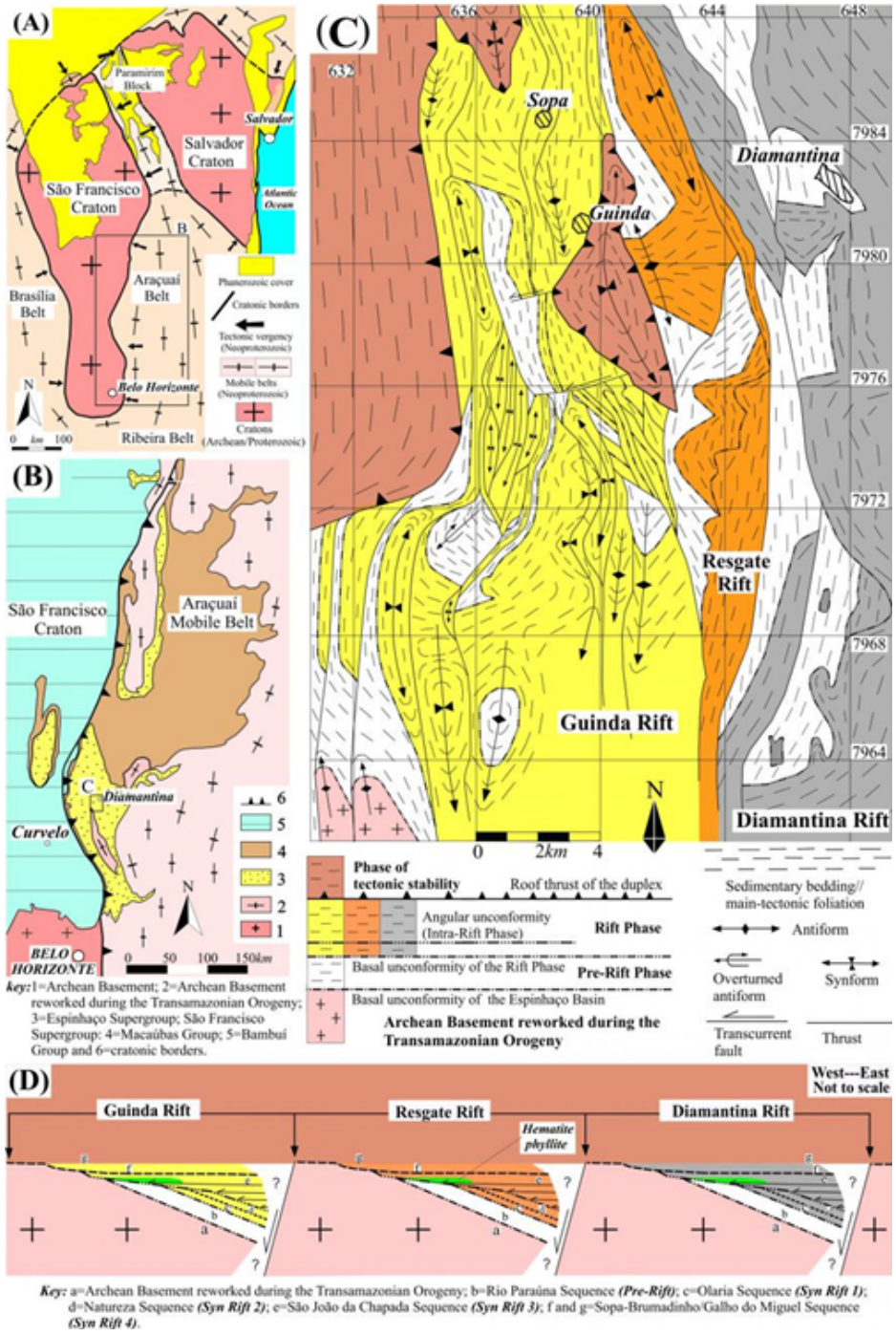


Figure 1. The Proterozoic Espinhaço rift system in Diamantina. (A) Geological framework of the Neoproterozoic Araçuaí belt. (B) Simplified geological map of the southern Espinhaço range in Minas Gerais (after Schobbenhaus 1993). (C) Geological map of the Diamantina area. The Archean basement is covered by a Proterozoic metasedimentary succession, comprising an early pre-rift phase, followed by a rift phase, which ends on a phase of tectonic stability. (D) Three distinct rifts: Guinda, Resgate and Diamantina rifts together build the Espinhaço rift system.

ESSP-SG1: Sesión General Estratigrafía y Sedimentología

Estratigráfia de los depósitos marinos del Mioceno temprano del Archipielago de Chiloé

E. A. Rodriguez[1], J.E. Bostelmann[1], F.A. Ampuero[2], S. N. Nielsen[1].
(1) Instituto de Ciencias de la Tierra, Ciencias, Universidad Austral de Chile, Valdivia, Chile
(2) Departamento de Ciencias de la Tierra, Ciencias Quimicas, Universidad de Concepcion, Concepcion, Chile

Depósitos marinos cenozoicos asignados a la transición Oligo-Mioceno se emplazan de forma subhorizontal en muchos de los sectores costeros de Chiloé insular. Sin embargo, la falta de continuidad espacial entre las distintas unidades ha dificultado una correlación litoestratigráfica directa entre las secuencias. Especialmente, entre la Fm Lacui (FML) ubicada al noroeste de Ancud y las restantes unidades informales: "Estratos de Cucao" (ECC) al suroeste, y "Estratos de Chonchi" (ECH) al este de la isla. A fin de resolver esta situación, se confeccionaron seis columnas estratigráficas: 3 en afloramientos de FML (Playas Chauman y Moncol; 67 m de potencia), 2 en ECC (Punta Pirulil; 104 m de potencia) y 1 en ECH (Isla Lemuy, sector Lincay; 14 m de potencia). El análisis detallado de los elementos arquitecturales y de las propiedades de los estratos (color, granulometría, estructuras sedimentarias, contenido de trazas y macrofósiles), permitió delimitar 15 litofacies (13 epiclásticas y 2 bioclásticas). Cinco litofacies fueron identificadas en los afloramientos de FML, destacando areniscas carbonáticas consolidadas y paquetes de areniscas medias a gruesas bien consolidadas con estratificación cruzada en artesa. En ECC se identificaron diez litofacies con dominancia de limolitas rítmicas y areniscas finas a limos masivos, con bioturbación y macrofósiles. En ECH, la secuencia permitió identificar cuatro litofacies, donde destacan conglomerados polimícticos matriz soportado y un notorio nivel coquináceo con variado contenido fosilífero. El análisis de las secuencias permitió reconocer una importante heterogeneidad entre la unidades, con un dominio de areniscas medias, limolitas y niveles calcáreos en FML que se diferencian claramente de ECC y de ECH, donde predominan areniscas finas a medias y depósitos finos y gravas gruesas respectivamente. La variabilidad observada limita una posible correlación litológica, obligando a profundizar en el análisis sedimentológico a fin de reconocer patrones en la composición y evolución de los sistemas. Dada la reconocida contemporaneidad de las unidades, estas diferencias podrían vincularse a variaciones en el proceso de sedimentación. Análisis en curso de las asociaciones de facies y el estudio petrográfico de las distintas secciones permitirán establecer de mejor forma la factibilidad de una correlación regional para estos depósitos.

Este trabajo es financiado por Proyecto Fondecyt 1150664

ESSP-SG1: Sesión General Estratigrafía y Sedimentología

Tectonoestratigrafía, ambientes de sedimentación y paleontología del Valle Central de Chile: Formación Mininco y Formación Banco del Laja (Plio-Pleistoceno), Chile Central.

Manuel Andrés Rojas[1], Patricio Zambrano[1].
(1) Geología, Ingeniería, Universidad Andrés Bello

Resumen En la zona centro-sur de Chile, el relleno sedimentario en la cuenca de la Depresión Central ha estado condicionado por una serie de eventos asociados a la tectónica andina y a la actividad volcánica a lo menos desde el Mioceno Superior hasta la actualidad. En este estudio entregamos resultados sedimentológicos preliminares de las unidades sedimentarias correspondientes al Plio-Pleistoceno, y su relación con la dinámica andina.

Introducción Este estudio se focaliza en las unidades Formación Mininco de edad Pliocena (Muñoz, 1960), de origen continental fluvial-lacustre y Formación Banco del Laja de edad Pleistocena (Brüggen, 1941), de origen volcanoclástico. Se levantaron columnas en cuatro sectores correspondientes a grandes saltos de agua, los cuales son de norte a sur: Salto del Itata, Salto del Laja, Salto Rehuén y Salto Quichamahuida, además de diferentes afloramientos aislados. La secuencia estratificada que se distribuye entre la ciudad de Chillán y Los Ángeles (36°37' a 37°24', Latitud Sur) muestra la existencia de variados episodios de sedimentación fluvial que moldeaba todo el valle central, coronado por un depósito lahárico proveniente del volcán Antuco definido como Formación Banco del Laja (Brüggen, 1941). Thiele *et al.* (1998) señala que "su origen se asocia a la violenta erupción freatomagmática del volcán Antuco 1 señalada en la sección anterior, la cual ocasionó el colapso gravitacional lateral de la cima y flanco occidental de su cono, provocándose una voluminosa avalancha que descendió, a lo menos, 40 km por el valle del Laja" datando una edad de 9.700± 600 a A.P. (Moreno *et al*., 1986). En las columnas estratigráficas se evidencian variaciones laterales de facies que indican diferentes cambios de ambientes de sedimentación.

Área de estudio El área de estudio abarca desde el sur de la ciudad de Chillán hasta el norte de la ciudad de Los Ángeles (Figura 1.A). Los afloramientos importantes se aprecian en grandes saltos de agua, como Salto del Itata, Salto del Laja, Salto Rehuen y Salto Quichamahuida. Junto a estos también se pudo estudiar afloramientos que se aprecian a orillas de la Ruta 5 sur.

Métodos Este estudio se basa en observaciones obtenidas en campo a lo largo de todas las unidades dispuestas en el área de estudio. El trabajo de campo involucró la medición de secciones estratigráficas, la descripción de las características sedimentarias, mediciones de paleocorrientes y la recolección de muestras de limolitas, arenas y conglomerados para un posterior análisis en laboratorio. En laboratorio se hace un análisis micropaleontológico con el objetivo de poder ver la presencia de diatomeas. Las muestras fueron tratadas con peróxido de hidrogeno para la eliminación de materia orgánica, ácido clorhídrico para eliminación de carbonatos, y una posterior limpieza con procesos de centrifugación y agua destilada. El montaje para el microscopio óptico por el momento se ha hecho con aceite de inmersión. Finalmente, la muestra es montada y se logra apreciar con luz transmitida.

Resultados Se puede dividir la zona de estudio en cuatro columnas estratigráficas generales (Figura 1.B, C, F, G). La primera columna estratigráfica (Figura 1.B) está ubicada en la zona sur de la ciudad de Chillán. Los afloramientos representativos se ubican a la orilla de la Ruta 5 sur, en zonas cercanas al Rio Chillán y otro afloramiento ubicado en la cueva de Quilmo, al sur de Chillán. En ella se pueden observar la alta presencia de conglomerados de hasta 10 cm de longitud, con una imbricación clara en dirección NW, con una matriz arenosa, de composición andesítica. Hacia techo se observa una disminución del tamaño de grano hasta limos. Sobreyace a esto, un gran cuerpo masivo de arenas negras, con conglomerados en la base con una potencia de 2 m. Este cuerpo presenta la característica de tener una alta dureza, lo que provoca una erosión diferencial en algunos sectores del sur de Chillán. La segunda columna estratigráfica (Figura 1.C) se extrae de la suma de pequeños afloramientos aislados que se encuentran a orillas de la Ruta 5 sur. En el sector afloran arenas gruesas con intercalaciones centimétricas de gravillas, con estratificación cruzada en artesa y planar, con paleocanales dentro que erosionan la arquitectura fluvial previa. Las direcciones de paleocorrientes son en dirección NW. La tercera columna estratigráfica (Figura 1.F) se ubica en el Salto del Itata. En este sector, aflora una columna de 60 metros aproximadamente. En la base, se presentan grandes clastos de hasta 15 cm de longitud que tienen imbricaciones claras que varían desde SE a SW. Intercalan con estos pequeños niveles de arenas gruesas con estratificación cruzada planar y artesa. Hacia techo comienzan a disminuir la cantidad de clastos y comienzan a abundar mayormente las arenas y limos. Sobreyace a esto, un gran cuerpo tabular con una potencia de 3 metros aproximadamente, con abundantes líticos rojisos y basaltos vesiculares. Presenta una alta cantidad de matriz arenosa con una alta compactación y dureza. La ultima columna estratigráfica (Figura 1.G), limita basalmente con las Lavas de Huelehueco, ubicado en el peaje norte de la ciudad de Los Ángeles. En la parte basal afloran tramos limosos de tonalidad grisácea y otras verdosas de hasta 2 m de espesor intercalados con niveles menores de arena media-gruesa con laminación paralela y laminación cruzada con contactos netos en base y techo. En la parte

superior, comienzan a predominar las arenas gruesas, con estratificación cruzada de tipo artesa, con contactos erosivos, y paleocanales interiores que erosionaban la arquitectura fluvial previa. Finalmente existe un gran paleocanal con composición andesítica conglomerádica de hasta 15 cm de longitud de los clastos, con aproximadamente 20 m de anchura, que corta toda la secuencia superior con direcciones de paleocorrientes hacia el SW. Coronando la secuencia, se aprecia un gran cuerpo tabular con una potencia de casi 5 m, con abundantes líticos rojizos y basaltos vesiculares. Presentan una alta cantidad de matriz arenosa con aspecto de tener un porcentaje de ceniza. La compactación y dureza es muy alta. Finalmente, en el sector de Quichamahuida A 20 km al E de la ciudad de Victoria aflora un cuerpo tabular de unos 60 cm de espesor, con abundante matriz arenosa con ceniza volcánica junto a clastos angulosos negros y rojizos con un tamaño máximo de 10 cm de longitud. Por otra parte, en el análisis micropaleontológico, en el material limoso se evidencia la presencia de diatomeas, con un bajo nivel de densidad. La morfología de éstas es simétrica, ovalada y alargada con dimensiones que van desde los 0,1 a 0,6 mm (Figura 1. D). Finalmente, se encuentran también la presencia de hojas fósiles de 1 a 1,5 cm de longitud, encontradas en material limoso en la base de la columna estratigráfica del Salto del Laja (Figura 1.E). A continuación, estas se describen según (MLA, 1999): Características de peciolo: Base Hinchada. El peciolo se espesa en la base donde se une al nódulo. Forma laminar: Elíptica. La parte más ancha de la hoja está en un eje en el quinto medio del eje largo de la hoja Simetría laminar: Simétrica. laminar aproximadamente la misma forma en cualquier lado del nervio central. Angulo base: Obtuso: 96° Angulo del ápice: Agudo: 54° Forma base: convexa. Forma del ápice: truncado. El ápice termina abruptamente como si se cortara, con un margen perpendicular a la mitad o casi. Tipo de margen: Liso. el margen es suave, sin dientes. No lobulada Venación: Primaria: Pinada. Una sola vena primaria Secundaria: Secundarios que terminan en el margen Espaciamiento: Uniforme Ángulos de venas secundarias: uniformes Terciarias: reticulado al azar – anastomosado con otras venas de 3 ° o venas de 2 ° en ángulos aleatorios. Conclusión y discusión Los depósitos de arena y gravas imbricadas ubicados en la zona norte del área de estudio (Columna Ca y Cb de la Figura 1.B, C) se interpretan como un sistema fluvial que modeló todo el valle central de la zona norte del área de estudio, comenzando con ríos de gravas y terminando en ríos con menos energía con arenas gruesas. El tramo que corona la secuencia posiblemente proviene de la actividad del complejo volcánico termas de Chillán con alto contenido en sílice, lo que hace que la capa tenga una mayor dureza y provoque una erosión diferencial en sectores aislados. Las direcciones de paleocorrientes indican que el flujo era en dirección NW, lo que supondría que la paleopendiente se encontraba hacia el norte desde a lo menos de lo que hoy es el Rio Diguillín hacia Chillán. En el sector del Salto del Itata, se interpreta un sistema fluvial dominado por gravas con migración lateral del rio. Las direcciones de paleocorrientes migran también entre SW y SE. Esto se puede deber a un alzamiento tectónico de la zona oeste del área de estudio que provoca el cambio en el flujo del sistema fluvial y la posterior migración lateral del rio. En la zona sur, en el sector del Salto del Laja y en la zona basal, donde existen grandes cuerpos masivos limosos de potencia métrica y morfología totalmente tabular, se puede interpretar dos ambientes distintos que están en discusión: primero, se interpreta un sistema lacustre con pequeñas progradaciones en su interior, con contactos netos, estructuras sedimentarias que suponen una baja energía, lo que supondría una sedimentación tranquila por decantación. La segunda hipótesis que existe es que sean depósitos de llanura de inundación de tipo Crevasse Splays, que deposita grandes cantidades de sedimento limoso por largos periodos de tiempo. Para dar solución a esta discusión se recurrirá a la Icnología Continental que aún está en desarrollo. Hacia techo, la predominancia es clara del sistema fluvial a través de todo el valle central con una alta energía con orientaciones del flujo en dirección SW. Posterior a esto, se reinstaura un sistema fluvial dominado por gravas, que vienen desde el NE y que cortan toda la secuencia sedimentaria en dirección SW. Debido a la similitud de la composición basalto-andesítica con tamaños de hasta 15 cm de los conglomerados del paleocanal junto a los conglomerados del Salto del Itata, se podría interpretar que este paleocanal que aflora cerca del Salto del Laja es el mismo que proviene desde el Salto del Itata, pero que tiene que ser corroborado por dataciones absolutas. Finalmente, en el Pleistoceno se corona toda la secuencia sedimentaria fluvial/lacustre? bajo el depósito lahárico del Antuco 1. Este depósito genera estratificación de tipo convoluta en las secuencias sedimentarias inferiores de dimensiones métricas. Se pone en discusión además si el depósito lahárico ubicado en el sector de Quichamahuida tiene el mismo origen que la Formación Banco del Laja. Las similitudes petrológicas y mineralógicas son evidentes, pero es necesario hacer una datación absoluta para corroborar la hipótesis. Finalmente se concluye que el relieve del valle central de Chile es modelado por 2 sistemas fluviales en 2 paleocuencas distintas limitadas entre ellas por lo que hoy es, aproximadamente el rio Diguillín: la paleocuenca del norte con una paleopendiente hacia el NW y la paleocuenca sur, con una paleopendiente hacia el SW. Referencias Brüggen, J. 1941. El volcán Antuco y la geología glacial del valle del Laja. *Revista Chilena de Historia y Geografía,* Tomo 91, No. 99, p. 356-385. MLA, 1999. Manual of Leaf Architecture - morphological description and categorization of dicotyledonous and net-veined monocotyledonous angiosperms by Leaf Architecture Working Group. 65p. Department of Paleobiology Smithsonian Institution 10th St. & Constitution Ave., N.W. Washington, DC 20560-0121 Mapa geológico de Chile: Versión digital. Publicación geológica digital, No. 4, 2003, Base geológica 1:1000000. Servicio Nacional de Geología y Minería. Muñoz, C. J. 1960. Contribución al conocimiento geológico de la Cordillera de la Costa de la Zona Central. Minerales, Vol. 15, No. 69, p.28-46 Thiele, R., Moreno, H., Elgueta, S., Lahsen, A., Rebolledo, S., & Petit-Breuilh, M. E. (1998). Evolución geológico-geomorfológica cuaternaria del tramo superior del valle del río Laja. *Revista geológica de Chile*, 25(2), 229-253.

ESSP-SG1: Sesión General Estratigrafía y Sedimentología

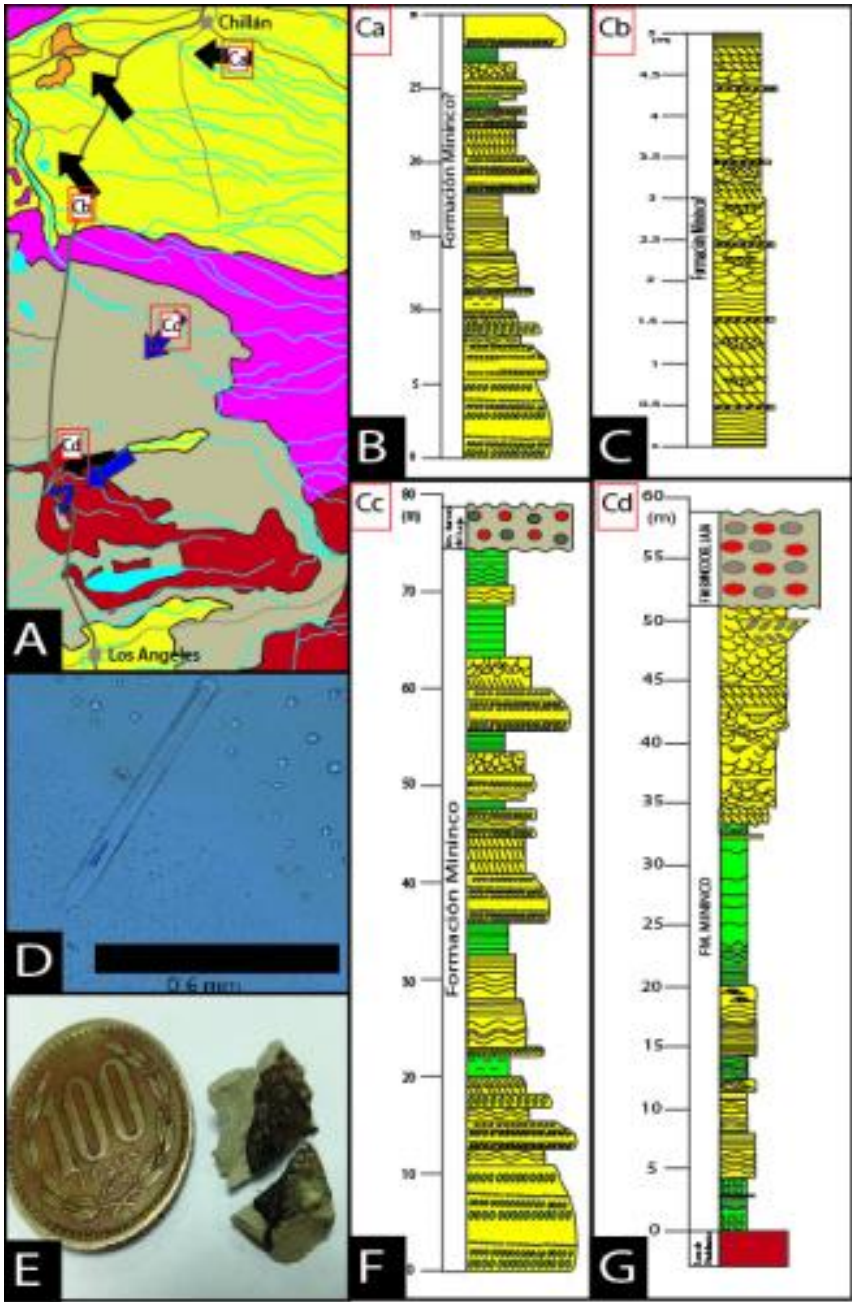


Figura 1. A) Área de estudio. Mapa modificado de Mapa geológico de Chile: Versión digital del SERNAGEOMIN de la zona centro-sur. B) Columna del sector sur de Chillán. C) Columna de afloramientos aislados en la Ruta 5 sur. D) Foto de diatomea (montada con aceite de inmersión). E) Angiosperma fósil de Salto del Laja. F) Columna Salto del Itata. G) Columna del Salto del Laja. En la Figura A) Las flechas indican las direcciones de paleocorrientes. Negras: Paleocorrientes de arenas. Azules: Paleocorrientes de gravas. En el mapa, las Formaciones Mininco y Banco del Laja están representadas por gris y rojo respectivamente. Mientras que el amarillo son depósitos cuaternarios y lila son depósitos piroclásticos.

ESSP-SG1: Sesión General Estratigrafía y Sedimentología

Estratos del Cañón del Loa: nuevo registro sedimentario paleógeno en la cordillera de la Costa del norte de Chile (21°S)

Fernando A. Sepúlveda[1], Paulina Vásquez[1].
(1) Geología Regional, Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago, Chile

Introducción. Actualmente, no existen antecedentes de registro sedimentario cenozoico previo al Oligoceno Superior en la cordillera de la Costa del norte de Chile. Los depósitos cenozoicos anteriores a esta etapa solo afloran en la depresión Central (Fm. Azapa: García et al., 2004), precordillera (Fm. Sichal: Blanco y Tomlinson, 2006) o en diversas cuencas intramontanas en la cordillera Principal (e.g., Fm. Calama: May et al., 2005). En este trabajo se presenta una nueva unidad para el registro estratigráfico Cenozoico pre-Oligoceno Superior de la cordillera de la Costa del norte de Chile, denominada Estratos del Cañón del Loa (Vásquez et al., en preparación). Esta unidad aflora en las inmediaciones del cañón del río Loa, en su curso inferior, y se encuentra bajo depósitos aluviales del Oligoceno Superior-Mioceno. La caracterización de esta unidad y los datos geocronológicos presentados en este resumen fueron obtenidos durante el levantamiento geológico 1:100.000 de las cartas Guanillos del Norte y Salar de Llamara (Vásquez et al., en preparación) en el contexto del Plan Nacional de Geología a cargo de SERNAGEOMIN. Definición y distribución. Esta unidad corresponde a una secuencia sedimentaria continental, compuesta por conglomerados de clastos redondeados a muy redondeados, en su mayoría clasto-soportados, con menores intercalaciones de areniscas. En general, se presentan en capas de espesores decimétricos, con laminación incipiente a bien desarrollada. El tamaño promedio de los clastos varía entre 6 y 25 cm y las capas tienen pobre a regular selección. La unidad se presenta bien consolidada, con zonas acotadas donde sus capas están pobremente litificadas. Sus afloramientos se encuentran tanto en la parte superior del cañón del río Loa, entre el cerro Paiquina por el oeste y los cerros de Calate por el este, como en afloramientos diseminados en el margen occidental de la cordillera de la Costa al norte del cañón del río Loa. Esta unidad tiene un espesor máximo de 300 m, se dispone en discordancia erosiva sobre las rocas paleozoicas y mesozoicas, y está cubierta, en discordancia de erosión y, localmente, en discordancia angular, por depósitos aluviales del Oligoceno Superior - Mioceno. Localmente, en el cañón del río Loa es posible reconocer un potente paleosuelo entre las ambas unidades (Fig.1), el que evidencia un notable hiato sedimentario previo a la depositación de la unidad más joven. Perfiles estudiados. En este trabajo se analizaron dos perfiles, uno en los afloramientos más septentrionales de esta unidad en la quebrada a la latitud de la playa Boca del Diablo (ca. 21°10'S) y otro en la secuencia que se observa al este del cerro Paiquina (*ca*. 21°25'S). En los primeros afloramientos se observó una secuencia de conglomerados grano- y estrato-decreciente, consolidada a pobremente litificada, dispuestos en estratos gruesos (30-100 cm) de color blanquecino-parduzco, clasto-soportados y de media selección, localmente con bases erosivas y gradación normal, con predominio de estratificación planar. Los clastos tienen tamaños que varían entre 0,01 y 1 m, mientras que la matriz tiene tamaño arena gruesa. Los clastos son subredondeados a redondeados y corresponden a andesitas, intrusivos monzoníticos a monzodioríticos y cuarzo. El cemento incluye halita, sulfatos y menores contenidos de carbonatos (Gómez, 2002). Los clastos se disponen, en su mayoría, de forma caótica, aunque se observó imbricación en forma local, hacia la parte superior de la secuencia. En forma local, hacia la base de la secuencia se observaron estratos de crecimiento e intercalaciones de areniscas gruesas. Gómez (2002) postuló que estos sedimentos se habrían depositado mediante flujos de detritos y corrientes trenzadas en una depresión intramontana, con aportes provenientes desde el Norte, Sur y Este. Los afloramientos al este del cerro Paiquina corresponden a una secuencia pobremente litificada, de color blanquecina-amarillenta a gris-blanquecina, compuesta por estratos muy gruesos (>100 cm) de conglomerados polimícticos a oligomícticos, clasto-soportados, con pobre a media selección. Los clastos son redondeados y tienen tamaños entre 5 y 60 cm, con un promedio entre 10 y 20 cm. La composición de los clastos varía según la composición del basamento, y fueron observados clastos de rocas metamórficas, intrusivos, calizas y areniscas. Localmente, se encuentran imbricados e indican una dirección de aporte hacia el suroeste. Hacia los límites meridionales de los afloramientos, se observaron intercalaciones de brechas angulosas monomícticas, pardo-rojizas, en estratos masivos con moderada selección, donde predominan clastos volcánicos (95%) tamaño ripio (256-64 mm). Estas capas engranan con los conglomerados, lo que permite interpretar estas rocas como lóbulos laterales en la cuenca de depósito (facies de borde de cuenca). En general, las características sedimentológicas de los depósitos indican que la depositación se realizó en un ambiente aluvio-fluvial. Edad y correlaciones. No se han logrado obtener edades radiométricas en esta unidad. Sin embargo, su edad mínima está acotada por la edad máxima de la unidad aluvial que la cubre, cuya base fue datada en 24,69±0,09 Ma (Oligoceno Superior). Dada la potencia de los Estratos del Cañón del Loa (*ca*. 300 m) se postula una edad máxima en el Oligoceno para esta unidad. Los Estratos del Cañón del Loa son crono-litoestratigráficamente equivalente a la sección inferior del Grupo Moquegua en Perú ("Moquegua B" de Roperch *et al*., 2006), la que aflora en la cordillera de la Costa (*ca*. 16°S). Esta última unidad se compone de conglomerados gruesos, presenta una superficie de erosión que la separa de la unidad que la cubre ("Moquegua C" *sensu* Roperch et al., 2006), y tiene un rango de edad entre 44 y 30 Ma (Roperch et al., 2006; Decou et al., 2011). Estos antecedentes sugieren que el paleosuelo que se generó en el techo de los Estratos del Cañón del Loa responde a un hiato depositacional de naturaleza regional, y que la edad de esta unidad podría, probablemente, extenderse hasta el Eoceno. Cuencas de depositación e implicancias tectónicas. La predominancia de



fuentes locales en los clastos que componen las rocas de esta unidad revelaría procesos de denudación y exhumación dentro de la cordillera de la Costa. Por otra parte, observaciones en terreno permitieron comprobar que las cuencas donde se acumularon los depósitos de esta unidad corresponden a hemigrábenes generados a partir del fallamiento normal de estructuras asociadas al Sistema de Fallas de Atacama (SFA) (Fig.1A). Las estructuras que se desarrollaron al occidente de la traza principal del SFA tienen manteos hacia el oeste, mientras que las estructuras desarrolladas al este de la traza principal tienen manteos hacia el este. Este arreglo estructural generó, a gran escala, un alto topográfico (paleo-horst) en dirección Norte-Sur, con cuencas extensionales simétricas a cada flanco. En la pared sur del cañón del río Loa, al oeste de la traza principal del SFA, se observó el desarrollo de estratos de crecimiento a partir de un hemigraben generado por una falla normal de alto ángulo (Fig.1A). Además, en la localidad del primer perfil se evidenció que las capas de esta unidad presentan un pliegue sinclinal suave aledaño a la falla normal de dirección Este-Oeste que limita sus afloramientos por el norte. Esto sugiere que la actividad normal de esta falla, la cual también forma parte del SFA, se prolongó después de la depositación de estas capas. Estos antecedentes indican que la acumulación de los sedimentos de esta unidad estuvo asociada a sedimentación sin-tectónica de estructuras ligadas al SFA, y que, localmente, la actividad normal de estas estructuras continuó después de su depositación. Directamente al norte del área de estudio, se determinó a partir de edades U/Th-(He) que entre los 50 y 40 Ma (Eoceno) hubo un periodo de enfriamiento en la cordillera de la Costa (Juez-Larré et al., 2010), el que ha sido atribuido al levantamiento y exhumación de la cordillera de la Costa y/o a un cambio en la dinámica de subducción de las placas. Este evento es contemporáneo con la fase tectónica Incaica principal en la Precordillera (46 a 37 Ma, *sensu* Charrier et al., 2007). Estos datos sugieren que este evento tectónico pudo haber causado el desarrollado una serie de cuencas extensionales en el antearco de esta región, donde se depositaron los sedimentos de los Estratos del Cañón del Loa. Referencias Blanco, N.; Tomlinson, A.J. 2006. Formación Sichal: sedimentación aluvial (Eoceno-Oligoceno) sintectónica al evento orogénico Incaico, II región de Antofagasta, Chile. *In* XI Congreso Geológico Chileno, Actas 2: 29-32. Antofagasta. Charrier, R., Pinto, L.; Rodríguez, M.P. 2007. Tectonostatigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile. In: Moreno, T.; Gibbons, W. (eds.) The Geology of Chile. The Geological Society, London, 21–114. Decou, A.; von Eynatten, H.; Mamani, M.; Sempere, T.; Wörner, G. 2011. Cenozoic forearc basin sediments in Southern Peru (15-18°S): Stratigraphic and heavy mineral constraints for Eocene to Miocene evolution of the Central Andes. Sedimentary Geology 237: 55-72. García, M.; Gardeweg, M.; Clavero, J.; Hérail, G. 2004. Hoja Arica, Región de Tarapacá. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica No. 84, 150 p., 1 mapa escala 1:250.000, Santiago. Gómez, C. 2002. Geología del área suroccidental de salar Grande, sectores Caleta Guanillo del Norte, Cerro Península y Salina Guanillo, entre las coordenadas 7.655.000N- 7.662.000N, línea de Costa y 402.000E, Primera Región de Tarapacá, Chile. Memoria para optar al título de geólogo. Universidad Católica del Norte, Antofagasta. 133 p. Juez-Larré, J.; Kukowsky, N.; Dunai, T.J.; Hartley, A.J.; Andriessen, P.A.M. 2010. Thermal and exhumation history of the Coastal Cordillera arc of northern Chile revealed by thermochronological dating. Tectonophysics 495: 48-66. May, G.; Hartley, A.; Chong, G.; Stuart, F.; Turner, P.; Kape, S. 2005. Eocene to Pleistocene lithostratigraphy, chronostratigraphy and tectono-sedimentary evolution of the Calama Basin, northern Chile. Revista Geológica de Chile 32: 33-58. Roperch, P., Sempere, T., Macedo, O., Arriagada, C., Fornari, M., Tapia, C., García, M., Laj, C., 2006. Counterclockwise rotation of late Eocene–Oligocene fore-arc deposits in southern Peru and its significance for oroclinal bending in the central Andes. Tectonics 25, TC3010, doi:10.1029/2005TC001882. Vásquez, P.; Sepúlveda, F.A.; Quezada, A.; Aguilef, S.; Franco, C.; Blanco, N. (en preparación). Cartas Guanillos del Norte y Salar de Llamara, Regiones de Tarapacá y Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica. 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.

ESSP-SG1: Sesión General Estratigrafía y Sedimentología

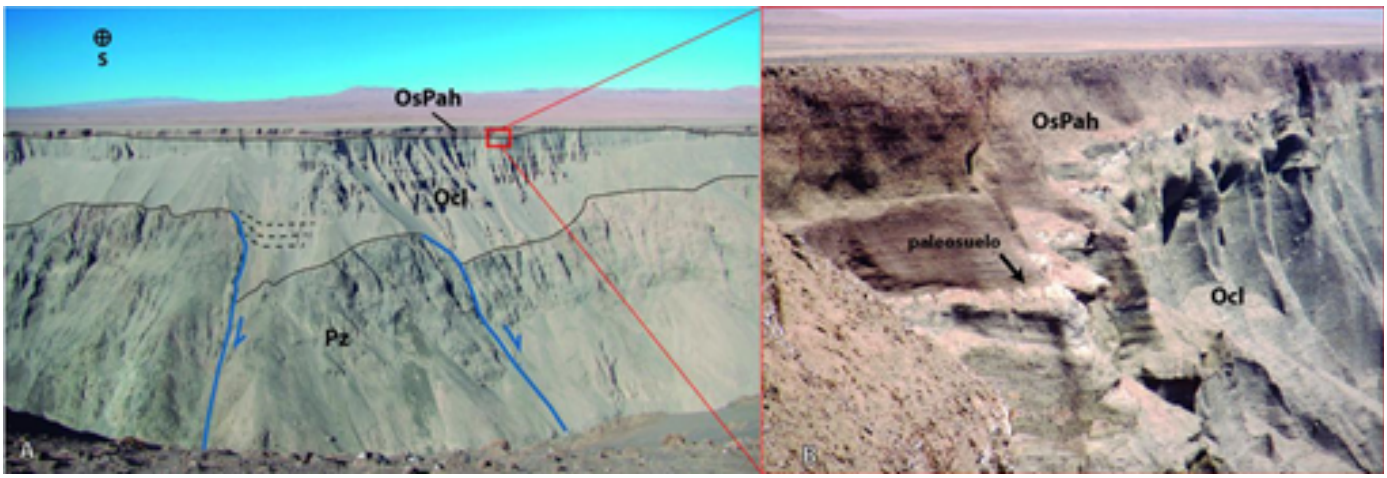


Figura 1. Imágenes de afloramientos de los Estratos del Cañón del Loa (Ocl) en el borde sur del mismo cañón. A) Hemigrábenes formados a partir de fallas normales a subverticales (azul) donde se acumularon los depósitos de Ocl. Se observa sedimentación sin-tectónica (línea segmentada). B) Detalle del paleosuelo entre Ocl y depósitos aluviales más del Oligoceno Superior-Plioceno (OsPah: Gravas de Alto Hospicio).

ESSP-SG1: Sesión General Estratigrafía y Sedimentología

Lithostratigraphy and geochronology of the Guadal Formation on Meseta Cosmelli and its links with Early Miocene transgressive events in Patagonia

Raúl Agustín Ugalde[1], J. Enrique Bostelmann[3,2].
(1) PEDECIBA Geociencias, Facultad de Ciencias, Universidad de la República
(2) Instituto de Ecología, Programa de Doctorado en Ciencias Mención Ecología y Evolución, Universidad Austral de Chile, Valdivia, Chile
(3) Instituto de Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias, Universidad Austral de Chile, Valdivia, Chile

At the southern shore of the General Carrera Lake in Aysén, Chilean Patagonia, a relict Cenozoic sedimentary basin, Meseta Cosmelli, arose from the lake-level at 600 masl to more than 1900 masl. This depocenter is characterized by a N-S triangular shape, disconnection from other Cenozoic depocenters north and south, and by a large synclinal structure in a pop-up basin, who controls the thickness and exposures of the infill. The stratigraphy includes four lithostratigraphic units ranging from the middle Eocene to the lower–middle? Miocene, mostly continental and marine. The Guadal Formation (GF) represents the northwestern–most extension of the epicontinental early Miocene *Patagonian transgression*. Overlies in paraconformity to the Oligocene–early Miocene? continental San José Formation, and transitionally underlies the fluvial Santa Cruz Formation (SCF), which reaches up to ca. 700 m thick in the southwest of the basin. Exposures of the GF were measured and analyzed at the north–western and southern basin margin, in Río San Martín, Pampa Guadal and Pato Raro. Additional observations were made at Pampa Castillo. Total thickness is ca. 75 m, where 8 lithofacies were identified, dominated by fine to coarse sandstones and mudstones. 6 facies association were proposed, that supports a shallow marine to estuarine depositional environment. Abundant fossil invertebrates preserved as casts and rare marine vertebrate bones dominates the associations 1, 2 and 5. The biogeographic affinity of the fossil fauna is Atlantic as recognized previously, sharing more than 95% of the recorded species with Argentinean units north, east and south of the study area (Chenque, El Chacay, Monte León and Estancia 25 de Mayo formations). Three LA-ICP-MS U-Pb ages on detrital zircons provide geochronological control. One sample at the transitional top suggest a maximum depositional age (MDA) of ca. 22 Ma, with a younger zircon of 17.5 ± 0.6 Ma. Two samples from the overlying SCF gives MDAs of 18.41 ± 0.24 and 17.5 ± 0.17 Ma. On the localities the unit bear strong folding and dipping, including subvertical exposures in Pampa Castillo and Pato Raro. Lithological and architectural similitudes with the near El Chacay Formation in Argentina allow a direct correlation, composing a northern embayment of the *Patagonian transgression* during the Burdigalian. The GF was syntectonic deposition during subsidence as response to the compressional uplift of the Patagonian Andes, beginning at 23.5 Ma.

ESSP-SG1: Sesión General Estratigrafía y Sedimentología

Lithostratigraphy of the Cenozoic sedimentary series of Sierra Baguales, Magallanes, Chile

Raúl Agustín Ugalde[1], J. Enrique Bostelmann[3,2], Julie Fosdick[4], Matías Alarcón[5], José Luis Oyarzún[6].
(1) PEDECIBA Geociencias, Facultad de Ciencias, Universidad de la República, Montevideo, Uruguay
(2) Programa de Doctorado en Ciencias Mención Ecología y Evolución, Instituto de Ecología, Facultad de Ciencias, Universidad Austral de Chile, Valdivia, Chile
(3) Instituto de Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias, Universidad Austral de Chile, Valdivia, Chile
(4) Center for Integrative Geosciences, University of Connecticut, Storrs, United States
(5) Escuela de Geología, Facultad de Ciencias, Universidad Austral de Chile, Valdivia, Chile
(6) Parque Geo-Paleontológico La Cumbre-Baguales, Chile

An extended record of Cenozoic sedimentary successions is preserved in few places in Chilean Patagonia. Sierra Baguales is one of them, with its high quality time-transgressive exposures. To advance on our understanding of the Magallanes Basin history, we present a review of published and new work based on 7 years of data, including a new regional map. The oldest Cenozoic unit unconformably overlies the Maastrichtian Dorotea Fm. The 170 m thick succession of coarse conglomerate, fine to coarse sandstone, and siltstone represents a deltaic/estuarine shallow marine environment. Paleontological, geochronological, and lithological correlation with both the Man Aike and Lower Member of the Río Turbio formations suggest a middle Eocene age for this unit. Its upper limit marks an erosional contact overlain by a 130 m thick unit of green to grayish massive sandstone and siltstone with heterolithic bedding. Shallow marine and estuarine conditions are inferred for this unit. Fossil vertebrates and geochronological control supports an early Oligocene age (~32 Ma). Lithostratigraphic correlation with the exposures of the Upper Member of the Río Turbio Fm. in Cancha Carrera is proposed, suggesting an important regional hiatus between both shallow marine Paleogene units. A second major erosional unconformity tops the Oligocene unit, underlying a continental sequence of 130 m thick massive mudstone with fine to middle conglomerate and fine to coarse sandstone. Estuarine and coastal brackish environments are proposed for this unit previously assigned to the Río Leona Fm. In the southern border of Sierra Baguales, it is laterally replaced by the 194 m thick fluvial Río Guillermo Fm. The upper contact of both units forms a transition to the early Miocene (20–19 Ma) shallow marine Estancia 25 de Mayo Formation, a 143 m thick succession representing the local expression of the *Patagonian transgression*. Finally, the basin records a transition from estuarine to fluvial deposits of the 178 m thick Santa Cruz Fm., which includes fossiliferous levels bearing *Notohippidian* age mammals (19–18 Ma). This unit is covered by Miocene-to-Quaternary? Plateau Basalts and the Quaternary cover. Sierra Baguales records major Cenozoic environmental changes, with shallow marine and estuarine embayments dominating the Paleogene, followed by a shift to terrestrial coarse-grained sedimentation driven by a pulse of compressional tectonics associated to important changes in the subduction regime.

ESSP-SG1: Sesión General Estratigrafía y Sedimentología

Variación del nivel del mar durante el Neógeno en Chile Central: Eustatismo vs Tectonismo

Dominique Valdivia[1], Sara Elgueta[1], Felipe Del Valle[1], Carlos Marquardt[1], Gonzalo Yañez[1], Andrew Hodgkin[2].
(1) Departamento de Ingeniería Estructural y Geotécnica, Escuela de Ingeniería, Pontificia Universidad Católica de Chile, Santiago, Chile
(2) Consultor independiente

Introducción Durante el Neógeno - Cuaternario se desarrollaron cuencas marinas y transicionales a lo largo del margen andino, entre los 02°S y 47° Lat. S, y en la zona del antearco más cercana a la fosa o a la zona de subducción de placa de Nazca bajo la placa Sudamericana (Le Roux et al., 2016). En general el espacio de acomodación y sus depósitos sedimentarios asociados están controlados por un balance entre las variaciones eustáticas del nivel del mar, variaciones en el régimen tectónico y el aporte de sedimentos (Marquardt et al., 2003; Le Roux et al., 2005) La subsidencia local fue controlada principalmente por un régimen extensional iniciado durante el Mioceno Superior y que está asociado a un sistemas de grabenes y hemigrabenes de dirección NS a NW-SE (Laursen et al., 2002; Lavenu y Encinas, 2005; Mordojovic, 1981; Le Roux et al., 2006). En general sus depósitos sedimentarios se asocian a ambientes de plataforma y de transición hacia litorales, los que contienen una variada biodiversidad de vertebrados e invertebrados que han sido ampliamente estudiados y han permitido establecer ambientes, edades y relaciones bioestratigráficas, entre otros (Herm, 1969; Tavera, 1960; Suárez et al., 2003; Gutiérrez et al., 2013; Carrillo-Briceño et al., 2013; Encinas et al., 2014; Le Roux et al., 2014). En particular, entre las latitudes 32,5°S y 34°S se extiende la cuenca de Navidad, la cual posee varios depocentros, uno de ellos ubicado en su extremo norte en la localidad de Horcón (Fig. 1), asociado a las rocas sedimentarias de la formación homónima (Thomas, 1958). El objetivo del presente trabajo es entregar nuevos antecedentes estratigráficos de la Formación Horcón. Con ello es posible relacionar la variación de los ambientes depositacionales, cambios de facies sedimentarias y balance entre eustatismo y tectonismo en la zona de Chile Central a la escala del Neógeno y Cuaternario. Metodología Se realizaron campañas de terreno entre las comunas de Puchuncaví, Quintero y Concón, donde se levantaron columnas estratigráficas. A partir de ellas se reconocen unidades litoestratigráficas, discordancias y estructuras sedimentarias, las cuales permiten establecer facies sedimentarias y correlaciones estratigráficas. Marco Geotectónico La Formación Horcón fue definida por Thomas (1958) y redefinida por Tavera (1960). Corresponde a una secuencia sedimentaria de ambiente marino poco profundo a transicional. Aflora entre las localidades de Maitencillo y Horcón, su localidad tipo, como un acantilado continuo. En Quintero, Los Maitenes, Mantagua y las Gaviotas se exponen en quebradas y cárcavas labradas sobre sus depósitos debido a su baja cohesión. Se extiende hasta el borde occidental de la Cordillera de la Costa. Se compone principalmente de areniscas finas a medias felds-líticas, conglomerados matriz soportados y fangolitas en menor proporción. Sobreyace en discordancia al basamento granítico Jurásico y a la Formación Navidad Esta unidad está cubierta por paleodunas cuaternarias. Es correlacionable con la Formación La Cueva y engrana lateralmente con la Formación Confluencia, unidad de depósitos sedimentarios continentales. Se le asignó edad Plioceno de acuerdo a la asociación fosilífera según asociación de invertebrados (Nielsen, 2012; Tavera, 1960), condrictios fósiles (Carrillo-Briceño, 2013) y vertebrados marinos (Chávez Hoffmeister et al., 2014; De Los Arcos et al., 2017). Ello le otorga un alto valor geopatrimonial tal que sus afloramientos en Quirilluca, Playa Larga y Los Maitenes constituyen geositios protegidos por la Sociedad Geológica de Chile. Análisis estratigráfico En su localidad tipo en Caleta Horcón, se describe de base a techo una columna estratigráfica la que permite definir ambientes y facies sedimentarias a partir de la interpretación de texturas y estructuras sedimentarias (Fig 2). Unidad Inferior Corresponden a una facies de arenisca lítica gruesa micro-conglomerádica micácea, mal seleccionada, clastos angulosos de esfericidad media a alta. Sobreyace en discordancia al basamento granítico Jurásico y a la Formación Navidad. El aporte sedimentario proviene casi exclusivamente de su erosión. Está interestratificada con Arenisca lítica muy fina, gris verdosa con concreciones calcáreas. Unidad Superior Está constituida por tres facies: (a) Areniscas medias litofeldespáticas inmaduras fosilíferas con bivalvos y gastrópodos en posición de vida, color marrón oscuro, medianamente consolidadas. (b) Areniscas finas a medias felds-líticas pobremente consolidadas, color gris medio a gris claro,algunas de ellas fosilíferas (bivalvos, gastrópodos y foraminíferos), moderadamente bioturbadas. Se encuentran interestratificadas con niveles conglomerádicos polimictos de 50 cm a 1 m de espesor, la composición de los clastos es principalmente volcánica. (c) Areniscas finas a medias felds-quarcíferas inmaduras fosilíferas (vertebrados y bivalvos) color gris medio a gris claro, algunos niveles son finamente laminados, o poseen estratificación cruzada en artesa. Discusión Los depósitos de la unidad inferior se asocian a ambientes de alta energía de Playa y Frente de Playa. Al ser depositados en forma discordante, implican la existencia de un hiatus de entre al menos el Cretácico Inferior y el Mioceno. La interestratificación de areniscas gruesas a muy gruesas y areniscas muy finas se asocian a la generación de un espacio de acomodación en la cuenca. Tal que hacia el Plioceno superior ocurrió una ingresión marina local, donde desde un ambiente de alta energía se transforma paulatinamente en ambientes marinos poco profundos y bahías protegidas de baja energía. Los depósitos de la unidad superior están asociados a ambientes de baja energía, de ambientes neríticos con bivalvos en posición de vida y foraminíferos que varía hacia ambientes más someros y de aguas cálidas donde convivieron invertebrados, vertebrados marinos (de Los Arcos et al., 2017), condrictios (Carrillo-Briceño et al., 2013)

Por la asociación fosilífera de la Formación Horcón, inicialmente se le asignó una edad Plioceno Superior (Tavera, 1960). Adicionalmente, De Los Arcos et al. (2017) reconocieron una falange de *Thalassocnus* (Mammalia, Folivora), probablemente más joven que *T. natans* cuya edad máxima se encuentra entre 7.1 y 5.93 Ma. Carrillo-Briceño et al. (2013) clasificó el material fosilífero perteneciente a 12 taxa de condrictios fósiles tal que fue posible corroborar su edad Plioceno. Sin embargo dataciones recientes de U-Pb en Zircones detríticos (Cuevas, 2017) indican que la población de zircones más jóvenes en la unidad tienen una edad entre 7.2 y 1.6 Ma; por su parte la población de zircones más jóvenes de la unidad 12 tienen una edad entre 9.6 y 4 Ma. A partir de todo lo anterior, se puede establecer que la base de la secuencia no puede ser más joven que 2.58 Ma. Por lo cual de los análisis realizados por Cuevas (2017) es posible deducir que aquellos cristales con edades entre 2.58 y 1.6 Ma no guardan relación con la edad real de la unidad. Por lo que la edad probable de depositación se encuentra entre los 7.2 y 2.58 Ma. Con respecto a los cambios eustáticos globales, se conoce que durante Mioceno tardío ocurrió un evento transgresivo registrado a lo largo de la cuenca del Pacífico (Hansen et al., 2013; Zachos et al., 2008). Asimismo se reconoce que posteriormente el nivel del mar descendió progresivamente tal que para el Plioceno, el nivel del mar varió entre +20m y -50m, con un promedio de +15m para el Plioceno temprano (Hansen et al., 2013). Por lo tanto el control eustático por sí solo no generaría el espacio de acomodación de los sedimentos. No obstante, pudo ser un factor que propicie la erosión del basamento granítico y la existencia de ambientes depositacionales de alta energía asociados al miembro inferior de la secuencia. Es por esta razón que las facies de ambientes de costa afuera del miembro superior dan cuenta que posteriormente ocurrió subsidencia en la cuenca posterior a 7.2 Ma. Lo cual fue controlado probablemente por un factor tectónico tal que se genere un régimen extensional local. Ello pudiera asociarse a estructuras de graben y hemigraben reconocidos en perfiles de reflexión sísimica en cuencas marinas de Mataquito y Valparaíso (Mordojovic, 1981; Laursen et al., 2002) cercanas al área de estudio. La acción conjunta de la variación del ángulo de subducción, tasa de convergencia entre las Placas Farallón, Nazca con la placa Sudamericana (Martinod et al., 2010) y subducción de la Dorsal de Juan Fernández (JFR) generaron subsidencia local (Le Roux et al., 2016; Yañez et al., 2001). Desde ca. 10 Ma, la subducción de JFR favoreció la acumulación de sedimentos provenientes desde el sur (Yañez et al., 2001). Los autores agradecemos al proyecto FONDEF D10E1027 por el financiamiento de las campañas de terreno y permitir la presentación de este trabajo. Referencias Carrillo-Briceño, J. D., Gonzalez-Barba, G., Landaeta, M. F., & Nielsen, S. N. (2013). Condrictios fósiles del Plioceno superior de la Formación Horcón, Región de Valparaíso, Chile central. *Revista chilena de historia natural*, *86*(2), 191-206. Chávez Hoffmeister, M. C., Briceño, J. D. C., & Nielsen, S. N. (2014). The evolution of seabirds in the Humboldt Current: New clues from the Pliocene of central Chile. *PloS one*, *9*(3). Cuevas Olguín, R. (2017).Análisis de los depósitos sedimentarios Terciarios-Cuaternarios en el área de Quintero-Placilla (~33°S) y sus implicancias paleogeográficas De Los Arcos, S.., Partarrieu, D., Carrillo-Briceño, J., & Amson, E. (2017). The Southernmost Occurrence of the Aquatic Sloth *Thalassocnus* (Mammalia, Tardigrada) in Two New Pliocene Localities in Chile. *Ameghiniana*, *54*(4), 351-369. Gutiérrez, N. M., Hinojosa, L. F., Le Roux, J. P., & Pedroza, V. (2013). Evidence for an Early-Middle Miocene age of the Navidad Formation (central Chile): Paleontological, paleoclimatic and tectonic implications. Andean geology, 40(1). Hansen, J., Sato, M., Russell, G., & Kharecha, P. (2013). Climate sensitivity, sea level and atmospheric carbon dioxide. *Phil. Trans. R. Soc. A*, *371*(2001), 20120294. Herm, D., 1969. Marines Pliozän and Pleistozän in Nord- und Mittel.Chile unter besonderer Berücksichtigung der Entwicklung der Mollusken-Faunen. Zitteliana, München. Laursen, J., Scholl, D. W., & von Huene, R. (2002). Evolution of the late cenocoic Valparaiso forearc basin in central Chile: Forearc basin response to ridge and seamount subduction. Tectonics, 21, 1-27. Le Roux, J. P., Achurra, L., Henríquez, Á., Carreño, C., Rivera, H., Suárez, M. E., ... & Gutstein, C. S. (2016). Oroclinal bending of the Juan Fernández Ridge suggested by geohistory analysis of the Bahía Inglesa Formation, north-central Chile. Sedimentary Geology, 333, 32-49. Le Roux, J. P., Olivares, D. M., Nielsen, S. N., Smith, N. D., Middleton, H., Fenner, J., & Ishman, S. E. (2006). Bay sedimentation as controlled by regional crustal behaviour, local tectonics and eustatic sea-level changes: Coquimbo Formation (Miocene–Pliocene), Bay of Tongoy, central Chile. *Sedimentary Geology*, *184*(1-2), 133-153. Marquardt, C., Wilke, H., Frassinetti, D., Marincovic, N., Vargas, G., y Suárez, M. E. (2003). Cambios relativos del nivel del mar durante el Neógeno: El caso de la Formación La Portada, Península de Mejillones. In Abstracts X Congreso Geológico Chileno. Martinod, J., Husson, L., Roperch, P., Guillaume, B., & Espurt, N. (2010). Horizontal subduction zones, convergence velocity and the building of the Andes. *Earth and Planetary Science Letters*, *299*(3-4), 299-309. Mordojovich, C. (1981). Sedimentary basins of Chilean Pacific offshore. Suarez, M. E., Encinas, A., & Ward, D. (2004). An Early Miocene elasmobranch fauna from the Navidad Formation, Central Chile, South America. *Cainozoic Research*, *4*(1/2), 3-18. Tavera, J. (1960). El Plioceno de Bahía Horcón en la provincia de Valparaíso. *Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Anales*, *17*, 346-367. Thomas, H. 1958. Geología de la Cordillera de la Costa entre el valle de La Ligua y la cuesta de Barriga. Inst. Invest. Geol. (Chile), Bol., No. 2, 86 p. Yáñez, G. A., Ranero, C. R., Huene, R., & Díaz, J. (2001). Magnetic anomaly interpretation across the southern central Andes (32–34 S): The role of the Juan Fernández Ridge in the late Tertiary evolution of the margin. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 106(B4), 6325-6345.

ESSP-SG1: Sesión General Estratigrafía y Sedimentología

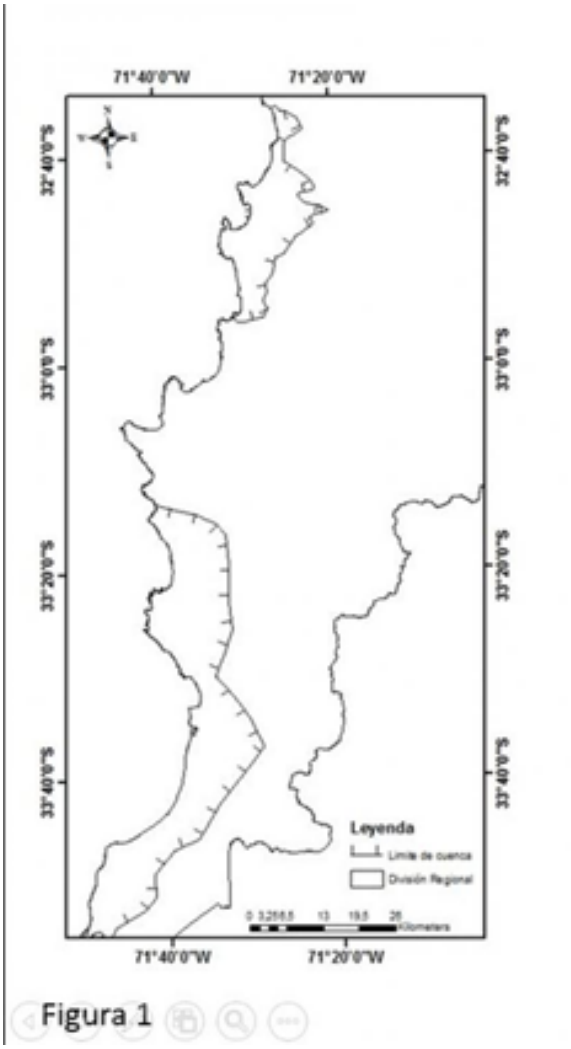


Figura 1

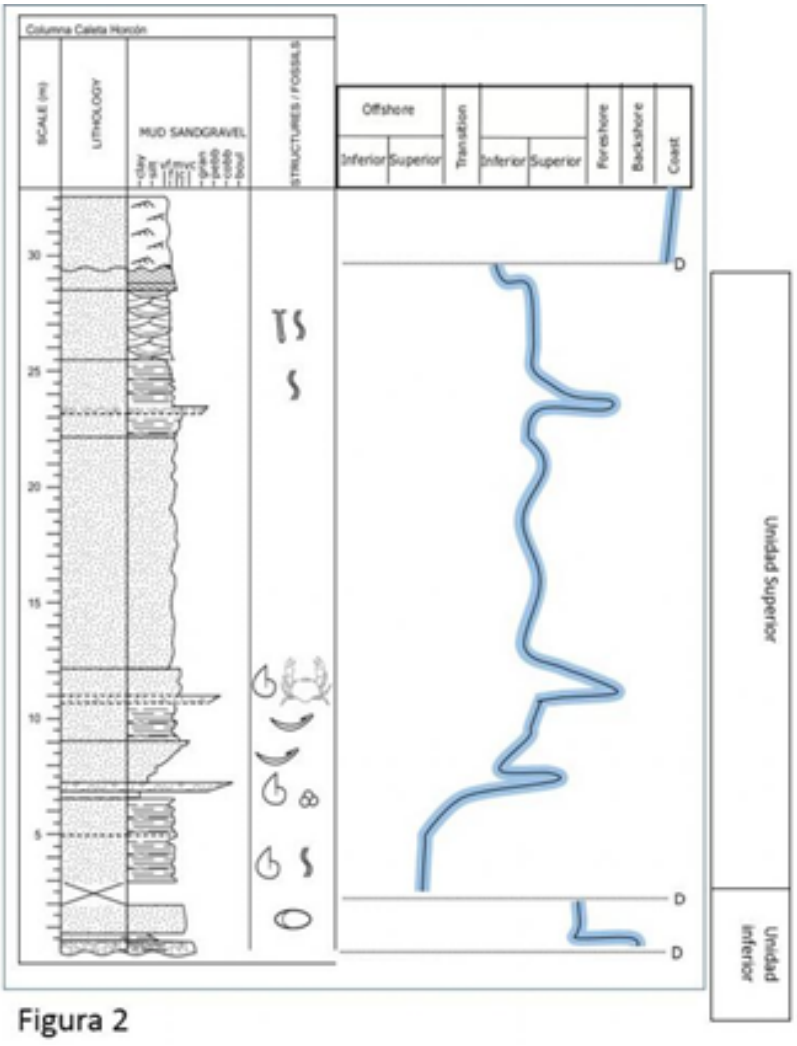


Figura 2

Figura 1: Mapa de ubicación de cuenca de Navidad. Área de estudio se localiza en el depocentro norte en la localidad de Horcón

Figura 2: Columa estratigráfica de la localidad tipo de la Formación Horcón. Se presenta interpretación de las variaciones relativas del nivel del mar

ESSP-SG1: Sesión General Estratigrafía y Sedimentología

Estratigrafía y petrogénesis de la Formación Palomares, Volcanismo Mioceno en la Región de Magallanes.

Aníbal Ignacio Velásquez[1], Danilo González[1], Alvaro Pérez[1].
(1) ENAP

Introducción La Formación Palomares es parte del paquete sedimentario que representa el último estadio en el desarrollo de la cuenca de Magallanes. Su nombre proviene del trabajo de Keidel y Hemmer (1931) quienes denominaron a las rocas aflorantes al oriente del canal Fitzroy como "estratos de Palomar" y fue González (1952, 1953) quien las estudió en profundidad y extensión, las definió como unidad informal y las dividió en dos miembros, separadas de las unidades que hoy se reconocen como parte de la Formación El Salto. González describió las unidades como rocas sedimentarias conforme a los criterios aceptados en la época, reconociendo areniscas con estratificación cruzada, conglomerados brechosos y tobas compuestas exclusivamente de clastos volcánicos cuya fuente suponía al oeste del Cerro de la Virgen y norte de Cordillera Pinto. Esta unidad constituye una importante fuente potencial de agua subterránea, puesto que ciertos niveles de toba lítica azulada, que en ella se intercalan, actúan como acuíferos de agua meteórica. Al este de la Laguna Blanca (Cortés, 1963), en la porción norte de Tierra del Fuego (Mordojovich, 1950) y en Punta Delgada (González, 1979) estos reservorios conforman cuencas artesianas. Esta condición es especialmente atendida por ENAP, particularmente en el norte de Tierra del Fuego, donde está concentrada buena parte de sus faenas productivas. En este trabajo se presenta una revisión actualizada de la estratigrafía y petrología de Palomares, con base en los actuales modelos que fueron inicialmente propuestos en la década del 70 (*e.g.* Sparks y Walker, 1973), y en la década del 80, cuando las sucesiones volcánicas y sus modelos propuestos conforman un paradigma de amplio dominio dentro de la comunidad geológica (Fischer y Schmincke, 1984; Cas y Wright, 1987). Lo aquí expuesto es parte del estudio en curso de ENAP que versa sobre las unidades estratigráficas del terciario de todo el sector chileno de la Cuenca, e incluye parte del trabajo inédito de Velásquez (2016). Estratigrafía Los afloramientos asignados a esta formación se emplazan en las serranías al norte y este del Seno Skyring, en los valles fluvioglaciares desde los cerros de Monte Alto, hasta la Cumbre de San Gregorio, y en el sector norte de la Isla Grande de Tierra del Fuego (Figura 1a). A través de numerosos sondajes ha sido reconocida en el subsuelo del sector extraandino de la provincia de Magallanes, y en el sector norte de la Isla Grande de Tierra del Fuego, donde yace bajo una cobertura fluvioglaciar de 10 a 150 m de espesor. De este modo la extensión de la formación en el sector chileno se estima en 19000 km^2. El área de este estudio comprende los afloramientos de los escarpes entre la Cordillera Vidal y Villa Tehuelches, los de Cerro Palomares, los afloramientos en carreteras y valles al sur de Cerro Sombrero y los registros en pozos cercanos a éstos. A continuación, se describe la litología en los afloramientos más característicos (Figura 1b). En el cerro Mocho de la cordillera Vidal se exponen aproximadamente 215 m de sucesiones de tobas de cristales, blancas y masivas, con esporádicos clastos mayores en su base, tobas de ceniza fina, blancas con abundantes pómez, brechas negras, monomícticas, compuestas de clastos basálticos escoriáceos altamente vesiculados, además de un nivel de basaltos de olivino (Figura 1b1). En acantilados del cerro de la Virgen, al norte de este sector, afloran brechas monomícticas, compuestas por clastos basálticos. A los pies de cerro Mocho la unidad descansa en aparente concordancia sobre las fangolitas pardas y areniscas conglomeráticas de la Formación el Salto. Mientras que en las faldas del cerro de la Virgen, según González y Tapia (1952a), se dispone en forma discordante sobre esta misma formación. En el sector de Las Nieves afloran intercalaciones de tobas cristalinas blancas masivas con lapilli acorazado, esporádicamente restos de madera carbonizada en posición vertical y ocasional presencia de restos óseos. Se distinguen niveles de tobas de ceniza fina, blanca, lateralmente continuas de hasta un metro de espesor y tobas líticas azulosas con estratificación cruzada (Figura 1b2, Figura 1c). En estas últimas se observa mayor proporción de juveniles pumíceos de gran tamaño. En general la relación de contacto en la base de estas capas es erosiva. En este mismo sector, en el pozo San Antonio-1, se advierte que Palomares sobreyace a depósitos de El Salto. En el Cerro Palomares la sección se compone principalmente por intercalaciones de tobas vítreas, y tobas líticas de espesor variable entre 1 y 15 m, el contacto entre ellos puede variar de gradacional a neto erosivo en niveles gruesos (Figura 1b3). Si bien, en este estudio no se encontró el contacto basal de esta unidad en este sector, González y Tapia (1952b) señalaron el contacto concordante entre la Formación El Salto y la Formación Palomares, al sur del escarpe occidental del cerro Palomares. Al costado de la ruta Y-79, en Tierra del Fuego afloran tobas de ceniza blanca intercaladas por niveles arenosos, compuestos principalmente de líticos azulados, y vitroclastos (Figura 1b4). Inmediatamente al sur de estos afloramientos, areniscas de similar aspecto se encuentran bioturbadas. En los sondeos contiguos a estos afloramientos se observa a Palomares dispuesta sobre las pelitas gris claras con microfauna marina, ocasionalmente arenosas hacia la base, que informalmente han sido denominadas *arcilla marina*. Esta capa es fácilmente distinguible desde Punta Espora hacia el sur. Al oeste de este contorno yace directamente sobre la Formación Filaret. Las dataciones en basaltos mediante el método K/Ar, indican la edad de 19,3 ± 0,8 Ma. para una muestra obtenida en Cordillera Vidal, y de 19,8 ± 0,9 Ma. para la segunda muestra obtenida en cercanías de Rio Rubens. A la vez la datación en circones de tobas recuperadas a través de un testigo de esta unidad en el pozo Gallegos Chico-1 (entre 455 y 461 m bajo mesa rotaria) señalan 18,28 ± 0,4 Ma. (Pinto *et al*. 2017) (Fig 1b3). Estas edades ubican la formación Palomares en el Burdigaliano (Mioceno Inferior). Petrogénesis Los depósitos del sector continental asignados a la



formación Palomares, se interpretan principalmente como depósitos de carácter volcánico explosivo, con menor proporción de depósitos efusivos. Como parte de los procesos de volcanismo explosivo se reconocen flujos piroclásticos, caracterizados por niveles tobáceos cristalinos masivos y, con mayor influencia oleadas piroclásticas representadas por los abundantes depósitos de tobas líticas con estratificación cruzada a lo largo del área de estudio. A partir del análisis preliminar de la estratificación cruzada dentro de los depósitos de tobas líticas, y basado en los modelos de Schmincke *et al*. (1973), se interpreta que las oleadas piroclásticas provienen del oeste-suroeste. Teniendo en cuenta la distribución de los depósitos, caracterizados por el predominio de facies gruesas al oeste (brechas) y finas hacia el este (tobas de ceniza blanca en Villa Tehuelches), se postulan que estos representan gradaciones laterales de las oleadas piroclásticas, similares a las descritas por Chough y Sohn (1990), lo que a su vez coincide con el rasgo de la estratificación cruzada en los sectores intermedios, reforzando que el origen del volcanismo que deriva en las sucesiones de Palomares tendría su origen al oeste de Cordillera Vidal. Lo expuesto en el párrafo anterior implica que la subdivisión inicial de la formación Palomares en el piso San José, correspondiente a bancos de conglomerados finos a areniscas conglomeráticas, areniscas de grano fino, color azul; de toba blanquizca fina y ceniza volcánica, y el piso Penitente, descrito como bancos de tobas amarillentas a blanquizcas, de grano fino a grueso, formado por ceniza volcánica, gránulos de pómez, vidrio volcánico, granitos de zeolita, feldespato alcalino y cuarzo (Gonzalez, 1953), junto al piso superior definido por González (1952, 1953) para la Formación El Salto, el Piso San Antonio, formaría parte de las variaciones laterales del depósito generado por los procesos volcánicos previamente descritos en este trabajo, y no unidades verticalmente relacionadas, como habían sido definidos en un principio. La química de las rocas es coincidente con volcanismo de arco debido a subducción. Además, las edades obtenidas asocian estos depósitos al Mioceno temprano. De este modo es posible en primera instancia correlacionar estos depósitos con las edades obtenidas para un intrusivo y un dique (Morello *et al.,* 2001) en el sector de cabo Camden, costa sur del Seno Otway, siendo estos, junto a los depósitos en cordillera Pinto, posibles fuentes de origen del evento magmático descrito en este trabajo. Como hipótesis, la presencia puntual de facies bioturbadas y horizontes eminentemente marinos (*arcilla marina*), en Tierra del Fuego, son indicativas de condiciones subacuáticas, estos depósitos podrían relacionarse directamente a la *arcilla marina* o bien ser parte de la base de la Formación Palomares, infiriéndose una variación paleoambiental entre los sectores estudiados. Referencias Cas, R. A. F., Wright, J. V., 1987. Volcanic successions, modern and ancient. Chapman & Hall, London, 522p. Chough, S. K., Sohn, Y. K., 1990. Depositional mechanics and sequences of base surges, Songaksan tuff ring, Cheju Island, Korea: Sedimentology, v. 37, p. 1115-1135. Cortés, R., 1963. La cuenca artesiana de Laguna Blanca. Informe Inédito, Archivo Técnico, ENAP. Fisher, R. V., Schmincke, H. U., 1984. Pyroclastic rocks. Springer-Verlag, Berlin, 472 p. González, E., 1952. Levantamiento geológico estructural en el área de Estancia El Salto-Sección Las Coles. Informe Inédito, Archivo Técnico, ENAP. González, E., 1953. Estratigrafía y distribución de los grupos El Salto y Palomares en gran parte de la Cuenca de Magallanes. Informe Inédito, Archivo Técnico, ENAP. González, E., Tapia, G., 1952a. Levantamiento geológico en el área cordillera Vidal – rio Pérez. Informe Inédito, Archivo Técnico, ENAP. González, E., Tapia, G., 1952b. Informe geológico preliminar en el anticlinal Manzano y área de los cerros Palomares – Estancia rio Verde. Informe Inédito, Archivo Técnico, ENAP. González, E., 1979. El agua subterránea en el área de Punta Delgada. Inédito, Archivo Técnico, ENAP. Kaidel, I., Hemmer, A., 1931. Informe preliminar sobre las investigaciones efectuadas en la región petrolífera de Magallanes en los meses de verano de 1928-1929 (12-XII-1929). Boletín Minero, Sociedad Nacional de Minería, año 47, v. 48(388), Santiago, p. 706-717. Mordojovich, C., 1950. Cuenca artesiana de Península Espora. Inédito, Archivo Técnico, ENAP. Morello, R., San Ramón, M., Prieto, A., Stern, C. R., 2001. Nuevos antecedentes para una discusión arqueológica en torno a la obsidiana verde en Patagonia meridional. Anales del Instituto de la Patagonia, v. 29, p. 129-148. Pinto, J., González, D., Agurto, C., 2017. Implementación de técnicas analíticas a muestras de rocas del Terciario de la Cuenca de Magallanes. Informe de avances, Archivo Tecnico, ENAP. Schmincke, H. U., Fisher, R.V., and Waters, A.C., 1973. Antidune and chute and pool structures in base surge deposits of the Laacher See area, Germany. Sedimentology, v. 20, p. 553-574. Sparks R.S.J. and Walker G.P.L., 1973. The Ground Surge Deposit: a Third Type of Pyroclastic Rock. Velasquez A., 2016. Condiciones depositacionales de la formación Palomares, XII región de Magallanes. Memoria para optar al título de geólogo. Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile. Santiago, 159p.

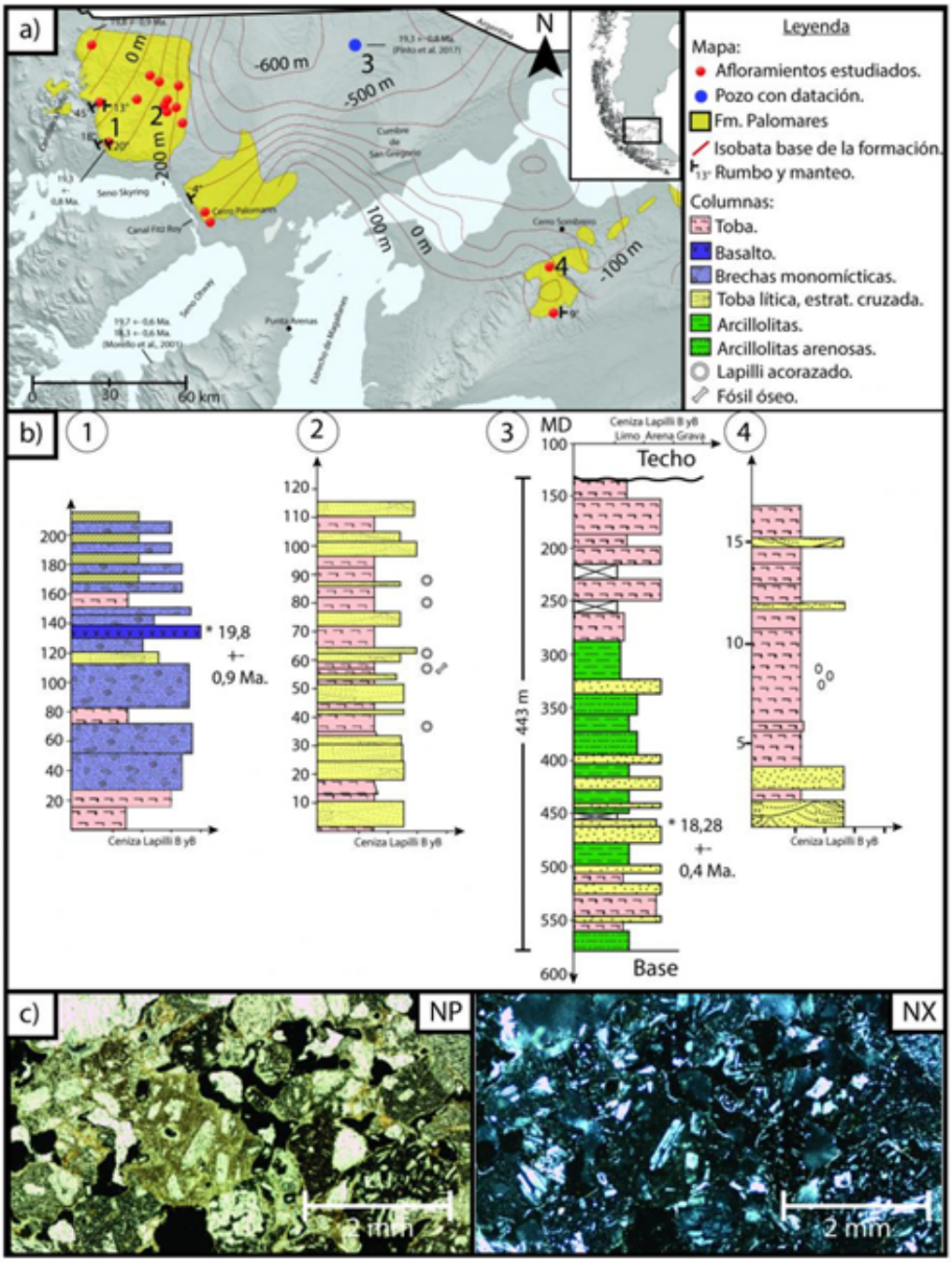


Figura 1a. Mapa en profundidad del límite inferior de la Formación Palomares. Se incluye la distribución de los afloramientos y las ubicaciones visitadas en terreno; 1b1. Columna estratigráfica del escarpe de Cerro Mocho; 1b2. Columna estratigráfica de un escarpe en el sector de Las Nieves. 1b3. Columna estratigráfica de la Formación Palomares en el pozo Gallegos Chico-1; 1b4. Columna estratigráfica al borde de la ruta y-79 en Tierra del Fuego. 1c. Cortes transparentes de tobas líticas obtenidas del sector de Las Nieves.

ESSP-SG2: Sesión General Paleontología

Posibles ícnitas de locomoción acuática/natación de dinosaurios ornitópodos en el Cretácico Inferior de Atacama (Quebrada Descubridora, norte de Chile)

Manuel Abad[1], Erick Vargas[1], Mauricio Soto[1].
(1) Universidad de Atacama

A pesar de la amplia representación de las formaciones geológicas continentales mesozoicas en Atacama, hasta la fecha son escasos los trabajos que citan o describen yacimientos de icnitas de dinosaurios. El trabajo de referencia en la región se desarrolla en la Quebrada Descubridora, próxima a la localidad de Tierra Amarilla, específicamente en la parte alta de la Fm Pabellón, de edad Cretácico inferior (Rubilar-Roger *et al.*, 2014). En este sector se han descrito niveles con huellas tridáctilas correspondientes a la locomoción de ornitópodos, probablemente hadrosauriformes basales. El objetivo de este trabajo es describir nueva icnofauna atribuida a dinosaurios en afloramientos cercanos a los anteriores, que parece registrar un contexto paleoambiental, comportamiento del productor e interacción con el sustrato distintos a los descritos en investigaciones previas. La sucesión geológica en la zona está conformada por una alternancia de areniscas, calizas con rudistas, calcarenitas y lutitas. En conjunto, la evolución vertical de facies registra una somerización progresiva hacia techo, partiendo de condiciones submareales someras y finalizando con el desarrollo de lagunas costeras protegidas al abrigo de flechas litorales (Masse *et al.*, 2015). Las icnitas se describen en una laja de 40 m^2 de areniscas finas donde aparecen diversos tipos de huellas aisladas o formando rastros, tentativamente asignadas ornitópodos de pequeña talla. Este nivel se encuentra intensamente bioturbado por *Thalassinoides* y presenta laminación algal a techo, que suelen aparecer afectadas por las pisadas. Aunque se describen icnotaxones con la característica forma de "trébol" bien definida y de escasa profundidad, predominan en el yacimiento las icnitas tridáctilas con geometría en planta circular, profundas, con desarrollo corto de dígitos redondeados, que tienden a penetrar en la vertical en el sustrato. La impresión del talón suele estar ausente y puntalmente se han observado evidencias de excavación en sentido contraria a la marcha, con desplazamiento de sedimentos hacia la parte anterior de la huella. Otras icnitas consisten en el rastrillado de los dígitos pedales o la inserción del dígito III sobre el sustrato. Esta icnofacies ha sido interpretada como el registro de la locomoción acuática y natación en una laguna litoral de sustrato blando, saturado en agua, desarrolladas por individuos de varias dimensiones y/o con diferentes alturas de lámina de agua (Romilio *et al.*, 2013).

ESSP-SG2: Sesión General Paleontología

Paleoicnología de la Fm Bahía Inglesa en el Sector Puerto Viejo-Las Salinas (Neógeno de Atacama, Chile)

Brian Aguilera[1], **Manuel Abad**[1].
(1) Universidad de Atacama

Los depósitos de carácter marino litoral de edad neógena que afloran a lo largo de la costa de Atacama poseen un elevado interés paleoicnológico, dada la abundancia y diversidad de los icnotaxones que se observan en sus materiales. Paradójicamente, son escasos los trabajos en que se menciona esta característica en la Fm Bahía Inglesa (Pyenson et al., 2014; Le Roux et al., 2016) y ausentes las investigaciones que abordan de forme específica su estudio. El objetivo de esta contribución es describir las principales icnoasociaciones de esta unidad en el sector Puerto Viejo-Las Salinas (Atacama, Norte de Chile), enmarcarlas dentro de la correspondiente icnofacies y esbozar el contexto paleoambiental en que se originaron. Se reconocen 2 unidades informales (U1 y U2) en la zona de estudio (Aguilera, 2018), separadas por una suave discordancia angular erosiva. La U1 está constituida principalmente por areniscas y calizas bioclásticas, que definen un sistema de playas arenosas adyacente a acantilados rocosos en un contexto deposicional de bahía en condiciones marinas abiertas y dominada por el oleaje. En ella se ha identificado el predominio de la icnoasociación *Ophiomorpha* y *Skolithos* y, en menor medida, se reconocen los icnogéneros *Macaronichnus* y *Gyrolithes*. En conjunto, estos icnotaxones pueden agruparse en la icnofacies *Skolithos* de Gilbert y Martinell (1998), dominando la componente vertical en las estructuras e indicando la existencia de un sustrato arenoso dinámico, con continuos cambios en la posición de la interfase sedimento-agua. Generalmente se asocia a un contexto deposicional costero, incluso intermareal. La U2 se caracteriza por depósitos lutíticos e intercala paquetes de calizas bioclásticas y areniscas con estratificación cruzada. Se ha interpretado como un sistema de laguna costera protegida sometida a la acción de tormentas. En esta unidad predominan el desarrollo de entramados de galerías horizontales de *Thalassinoides* desarrollados en sustratos firmes (*firmgrounds*), con aparición subordinada de galerías de *Ophiomorpha*, *Arenicolites* y *Gyrolithes* en los niveles de granulometría más gruesa. La icnofacies de *Glossifungites* de Gilbert y Martinell (1998) se caracteriza por superficies de omisión tipo *firmground* y se asocia a bajas tasas de sedimentación en medios intermareales a submareales restringidos, permitiendo la litificación parcial del sustrato y su colonización prolongada por fauna endobentónica.

ESSP-SG2: Sesión General Paleontología

Moluscos del Mioceno Inferior de Chiloé, Región de Los Lagos, Chile: resultados preliminares

Francisca A. Ampuero[1,2], Esteban A. Rodriguez[2], Luis A. Quinzio-Sinn[1], Sven N. Nielsen[2].
(1) Departamento Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias Químicas, Universidad de Concepción, Concepción , Chile
(2) Instituto de Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias, Universidad Austral de Chile, Valdivia, Chile

De la Isla Grande de Chiloé se han descrito 3 secuencias sedimentarias de edad Mioceno Inferior: (1) la Formación Lacui definida por Valenzuela (1982), la cual es una secuencia volcanosedimentaria de origen parálico a marino, (2) los Estratos de Cucao (Quiroz *et al*., 2004) conformada por una secuencia sedimentaria marina, cuyas facies indicarían depositación por corrientes de turbidez (Tavera *et al*., 1985) y (3) los Estratos de Chonchi (Quiroz *et al*., 2004), conformada por areniscas fosilíferas marinas, con facies que sugieren ambientes intermareales a submareales. Poseen fósiles de foraminíferos, cnidarios, briozoos, equinodermos, bivalvos, gastrópodos, escafópodos, cefalópodos, decápodos elasmobranquios, y fragmentos de troncos. Estas unidades fueron a veces consideradas coetáneas en la literatura, pero esta supuesta correlación no ha sido formalmente establecida. A partir del muestreo de 5 columnas distribuidas en Punta Pirulil en Cucao, Nalhuitad en Isla Lemuy y las playas Chaumán y Moncol cerca de Ancud, complementado por muestras de Punta Chocoi frente Ancud en el continente, en el presente trabajo se identifica y describe el contenido fósil de gastrópodos y bivalvos, con la finalidad de complementar el conocimiento sobre estas unidades y, mediante las relaciones faunísticas y la sedimentología, verificar la equivalencia temporal e inferir las condiciones paleoambientales de estas secuencias. En base a las similitudes y diferencias faunísticas se pueden establecer, preliminarmente, condiciones similares para los Estratos de Chonchi, los Estratos de Cucao y parte de la Formación Lacui, mientras que las otras secciones de esta formación, precisamente las columnas de Playa Chaumán y Playa Moncol, representarían probablemente ambientes distintos. Este trabajo es financiado por el proyecto Fondecyt N° 1150664 *Miocene marine diversity along the coast of central to southern Chile across multiple taxa*.

ESSP-SG2: Sesión General Paleontología

Taxonomía y ambiente depositacional de la fauna de ammonoideos del Jurásico de la Formación Profeta

María Barrera[1], Carla Torres[1], Hans - G Wilke[1].
(1) Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ingeniería y Ciencias Geológicas, Universidad Católica del Norte

Para esta investigación fueron recolectadas muestras de ammonoideos de la Formación Profeta (González *et al*., 2015) en el sector Cerro Islote, aproximadamente a 190 km al sureste de Antofagasta en la Cordillera de Domeyko, Región de Antofagasta, Chile.

La Formación Profeta es definida como una secuencia de rocas calcáreas, siliciclásticas y evaporíticas con abundante contenido fósil de edad Rético superior–Tithoniano y que se subdivide en cuatro miembros, siendo el miembro 1 el más antiguo y el miembro 4 el más joven (González *et al*.,2015). Este último, de edad Oxfordiano– Tithoniano, es definido como una secuencia de color pardo amarillento a verdoso y pardo rojizo, compuesto por areniscas calcáreas, coquinas, lutitas calcáreas y calizas con algas.

Las muestras corresponden a cinco columnas estratigráficas realizadas en el miembro 4 de la formación. El estudio sistemático de los ammonoideos se llevó a cabo considerando tanto las características morfológicas como caracteres mensurables, con el fin de reconocer géneros y especies. Además, se realizó el análisis de facies de estas rocas y se determinó el ambiente depositacional de la unidad.

Para el área estudiada se determinaron *Perisphinctes* (*Dichotomoceras*) *andium*, *P.* (*Subdiscosphinctes*) aff. *acandai*, *P.* (*Antilloceras*) aff. *prophetae*, *Perisphinctes* sp., *Cubasphinctes* aff. *durangensis*, *Mirosphinctes* sp., *Euaspidoceras* aff. *tarapacaense*, *Euaspidoceras* sp. A, *Euaspidoceras* sp. B, *Cubaspidoceras carribeanum*, *Cubaspidoceras* aff. *kuteki*, *Gregoryceras* (*Gregoryceras*) cf. *fouquei* y *Ochetoceras* sp.

A partir de los ammonoideos determinados, se logró identificar las Biozonas estándar *Plicatilis*, *Transversarium* y *Bifurcatus*, asignando al área de estudio del miembro 4 de la Fm. Profeta una edad Oxfordiano medio.

Mediante el análisis de facies, se interpretó que el ambiente depositacional evoluciona desde zonas marinas someras de margen de plataforma a zonas de llanuras supramareales, cuyos procesos de profundización y somerización quedan evidenciados a través de las asociaciones de facies.

Por último, se comparó la fauna de ammonoideos con la de las provincias andina, caribeña y del Tethys para así poder comprender la evolución faunística y las influencias migratorias desde el Tethys.

ESSP-SG2: Sesión General Paleontología

Los Gastrópodos Miocenos del Grupo Chaicayán, golfo Tres Montes, región de Aysén, Chile

Javiera Paz Bravo[1], Sven Nielsen[1], Leonardo Pérez[2].
(1) Instituto de Ciencias de la Tierra, Ciencias, Universidad Austral de Chile, Valdivia, Chile
(2) Museo Nacional de Historia Natural, Chile

Abstract. El Grupo Chaicayán (46-47°S), ubicado en el golfo Tres Montes, región de Aysén, es una de las unidades más meridionales del Neógeno de Chile. Considerado como una secuencia marina del Neógeno, que hasta la fecha no se han determinado sus formaciones, ni caracterizado su estratigrafía y material fosilífero en detalle. Con el objetivo de aportar en información para futuros estudios respecto a esta secuencia se caracterizan y dan a conocer los distintos géneros y especies de gastrópodos, junto con su distribución geográfica a través del golfo Tres Montes. De este modo, se extiende el gradiente latitudinal de diversidad para el Mioceno de Chile hacia el sur. Palabras clave: Gastropoda, Mioceno, Grupo Chaicayán, Golfo Tres Montes, Paleontología sistemática.

1. Introducción

El grupo Chaicayán es considerado como una de las secuencias dentro de lo que Martinez-Pardo (1990) denomina "Secuencia Neógeno del Pacífico Suroriental I" (SNPSO-I). El grupo Chaicayán se expone en un grupo de islas e islotes hacia el interior del golfo Tres Montes, junto con las costas al sur del fiordo Newman y fiordo San Pablo (Forsythe *et al.*, 1985). Ha sido caracterizado como marino y litológicamente, está constituido por areniscas, limolitas y escasos conglomerados. Forsythe *et al.* (1985) describen esta secuencia y la consideran desde el Oligoceno Temprano hasta el Mioceno Tardío. Lo que posteriormente es acotado por Frassinetti (2006) comparando su fauna con la presente en la Formación Navidad (Encinas *et al.*, 2006), la cual es atribuida al Mioceno Temprano (Finger, 2013). Esto también es corroborado por Stott y Webb (1989) quienes a través del LAD de *Neogloboquadrina continuosa* junto con magnetoestratigrafía estiman una edad del Mioceno tardía temprana para depósitos sedimentarios del fiordo San Pablo. DeVries *et al*. (1984) fueron los primeros en mencionar los afloramientos fosilíferos Neógenos en el Golfo Tres Montes, en dicho trabajo, las faunas registradas para las islas Hereford y Crosslet corresponden a *Astele*, *Glossaulax*, *Echinophoria*, "*Fusus*", *Oliva* y *Cancellaria*, en cuanto a bivalvos reconocen *Panopea* y *Nucula*. Destaca la presencia del cefalópodo *Aturia* en isla Hereford, cuyo rango de distribución conocida va entre el Paleoceno y Mioceno, dando una edad mínima. Covacevich y Frassinetti (1986) hacen una revisión del genero *Cancellaria* entre los 34° y 47 °S. En donde para el interior de Golfo Tres Montes (46° y 47°S) se describe *C. crossletensis*. Este gastrópodo, junto a las faunas que se asocian a él presentan un alto grado de similitud con las faunas de Fm. Navidad, atribuida al Mioceno Inferior (Finger, 2013). De este modo, es posible relacionar las faunas del Golfo Tres Montes con otras formaciones neógenas de Chile central. Otra de las especies descritas en la zona corresponde a *Glycymeris taitaoensis* (Bivalvia), desde Fiordo Newman e isla Crosslet (Frassinetti y Covacevich, 1991). La cual se asocia a géneros de bivalvos como *Lima*, *Chione*, *Raeta*, *Nucula*, *Nuculana*, entre otros, mientras que para gastrópodos se agregan *Penion*, *Neverita*, *Scaphander*, *Echinophoria*, *Distorsio*, entre otros. Frassinetti (2006), da a conocer 25 especies de moluscos provenientes de las islas Hereford y Crosslet, junto con sus relaciones faunísticas. Entre estas faunas se agrega a lo anteriormente mencionado "*Pyrula*", *Trophon*, *Adelomelon* y *Miomelon*. Mientras que para bivalvos *Nucula*, *Glycymeris*, *Chlamys*, *Lucinoma*, *Raeta*, *Gari*, *Retrotapes*, *Chione* y *Panopea*. Posteriormente, Nielsen y Frassinetti (2007) adicionan seis "volutas". Estas corresponden a *Palaeomelon tucapeli*, *P. angoli*, *Adelomenlon colocoloi*, *A. caupolicani*, *Miomelon lautaroi* y *Pachycymbiola? galvarinoi*. Siendo este el último trabajo realizado sobre los invertebrados fósiles del Grupo Chaicayán.

2. Resultados Preliminares

En esta investigación se hace una descripción taxonómica de los gastrópodos fósiles presentes en el grupo Chaicayán. Como se mencionó anteriormente, los estudios paleontológicos de la zona de interés abordan de forma muy grosa la fauna presente. Lo cual desemboca en la problemática que diversos géneros de gastrópodos y otros moluscos se deben actualizar. Es decir, algunas especies no pertenecen a los géneros asignados en la literatura, como es el caso de "*Fusus*" cf. *pyruliformis* y "*Pyrula*" *exigua*, mientas que otros pueden estar descritos de forma informal o, simplemente no han sido descritos anteriormente (como *Peonza* sp. nov.). Se identificaron preliminarmente alrededor de 30 especies de gastrópodos entre las islas e islotes del golfo Tres Montes y los fiordos San Pablo y Newman. Estas especies corresponden a *Astele chilensis*, *Astele* sp., *Cancellaria crossletensis*, aff. "*Pyrula*" *exigua*, *Adelomelon colocoloi*, *A. caupolicani*, *Adelomelon* sp., *Miomelon lautaroi*, *Palaeomelon tucapeli*, *Palaemoelon* aff. *domeykoana*, *Peonza* sp. nov., *Echinophoria* sp. nov., *Distorsio ringens*, *Penion macsporrani*, *P. subregularis*, *Penion* sp., *Trophon* sp., cf. *Pleurotoma* sp., *Incatella* sp. nov., *Struthiochenopus* sp., *Crepidula* sp, *Oliva* sp. y *Glossaulax pachystoma.* Además, se reconocieron algunos géneros de bivalvos como *Chione*, *Limopsis* y *Lucinoma.* La fauna asociada incluye a *Aturia* sp. (Cephalopoda),

Dentalium spp., *Oculina* sp. (Cnidaria), *Flabellum* sp. (Cnidaria), Crustácea, Brachiopoda, Cirripedia y Echinoidea. Cabe destacar que, este trabajo muestra la aparición más austral conocida de *Distorsio ringens*, *Astele chilensis, Penion subregularis, Glossaulax pachystoma* y "*Pyrula*" *exigua*.

3. Discusión

La identificación y distribución de las faunas presentes en el área de estudio permiten: (1) Extender el gradiente latitudinal de diversidad para el Mioceno de Chile (Kiel y Nielsen, 2010) hacia el sur; (2) Hacer una comparación con otras faunas presentes para el Neógeno de Chile. Ya que, especies como *Astele chilensis*, *Distorsio ringens* y "*Pyrula*" *exigua* se encuentran registradas en otras formaciones de edad similar de Chile central (ej. Fm. Navidad) y (3) Complementar futuras investigaciones asociadas al Grupo Chaicayán y la evolución faunística de la zona. Agradecimientos Este trabajo fue financiado por el Proyecto Fondecyt 1150664. Se agradece profundamente a Rodrigo Moreira junto con la ayuda del barco Saoirse y su tripulación Greg, Keri, y Pichidaengui. Referencias Covacevich, V. y Frassinetti, D. 1986. El género Cancellaria en el Mioceno de Chile con descripcion de cuatro especies nuevas (Gastropoda: Cancellariidae). *Revista Geologica de Chile* 33–67. DeVries, T., Stott, L. y Zinsmeister, W. 1984. Neogene fosiliferous deposit in southern Chile. *Antartic Journal* 12–13. Encinas, A., Le Roux, J.P., Buatois, L.A., Nielsen, S.N., Finger, K.L., Fourtanier, E. y Lavenu, A. 2006. Nuevo esquema estratigráfico para los depósitos marinos mio-pliocenos del área de Navidad (33o00'-34o30'S), Chile central. *Revista geológica de Chile* 33: 221–246. Finger, K.L. 2013. Miocene foraminifera from the south-central coast of Chile. *Micropaleontology* 59: 341–492. Forsythe, R., Olsson, R., Johnson, C. y Nelson, E. 1985. Stratigraphic and Micropaleontologic observations from the Golfo de Penas - Taitao Basin, Southern Chile. *Revista Geológica de Chile* 3–12. Frassinetti, D. 2006. MOLUSCOS FÓSILES DEL MIOCENO MARINO DE ISLAS CROSSLET Y HEREFORD (GOLFO TRES MONTES, AISÉN, CHILE). *Boletín del Museo Nacional de Historia Natural* 55: 61–74. Frassinetti, D. y Covacevich, V. 1991. NUEVA ESPECIE DE GLYCYMERIDIDAE (MOLLUSCA , BIVALVIA) PARA EL MIOCENO DEL GOLFO TRES MONTES (AISEN, CHILE). 42: 121–129. Kiel, S. y Nielsen, S.N. 2010. Quaternary origin of the inverse latitudinal diversity gradient among southern Chilean mollusks. *Geology* 38: 955–958. Martinez-Pardo, R. 1990. Major Neogene events of the Southeastern Pacific: the Chilean and Peruvian record. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 77: 263–278. Nielsen, S.N. y Frassinetti, D. 2007. THE NEOGENE VOLUTIDAE (GASTROPODA: NEOGASTROPODA) FROM THE PACIFIC COAST OF CHILE. *Society* 81: 82–102. Stott, L. y Webb, P. 1989. The *Neogloboquadrina continuosa* last appearance datum level in the South Pacific. *Micropaleontology* 35: 63–71.

ESSP-SG2: Sesión General Paleontología



Figura 1. Área de estudio y puntos de muestreo (del 1 al 36) del golfo Tres Montes.

ESSP-SG2: Sesión General Paleontología

Evidencias de paleoincendios durante el Optimo Climático del Eoceno Medio (MECO) en la Cuenca de Arauco, Chile Central.

Angelo Castillo[1], **Patricio Zambrano[1]**.
(1) Geologia, Ingenieria, Universidad Andrés Bello

En Chile, los trabajos relacionados a paleoincendios son muy escasos. El reconocimiento de este tipo de evento en el registro fósil se basa, principalmente, en la aparición de carbón fósil (fusain) dentro de una amplia gama de depósitos sedimentarios, como también en algunas rocas volcánicas. Se estudiaron los depósitos turbidíticos de la Formación Millongue (Cuenca de Arauco) cuyo registro muestra la presencia de partículas de carbón fósil durante toda la secuencia analizada, sin embargo, el mayor registro de carbón fósil se presenta en una capa conglomerática situada en el intervalo superior de dicha Formación (observada en las localidades de Caleta Quiapo y Llico). Según el análisis microscópico de secciones transversales de troncos se observó que están constituidos, principalmente, por macérales pertenecientes al grupo de inertinitas (fusinitas y semifusinitas). El análisis de los troncos al microscopio de barrido permite indicar que las estructuras internas de las plantas presentan una homogenización de las paredes celulares, siendo estas las características físicas más comúnes del carbón fósil producto de incendios forestales. Se realizó un estudio bioestratigráfico de la sección contenedora de carbón fósil mediante el análisis de foraminíferos planctónicos, lo cual sugiere una edad entre 44 a 40 Ma para la capa conglomerática identificando, además, una asociación foraminífera típica del evento MECO. Este evento fue un periodo de calentamiento global puntual en la curva de enfriamiento climático continua durante el Eoceno. Del estudio petrográfico se infiere un importante componente de líticos volcánicos (andesitas) y piroclastos (espículas de vidrio y fragmentos de pómez) lo que sugiere que la proveniencia de los sedimentos estuvo, probablemente, vinculada a un arco volcánico contemporáneo. Se sugiere que el aporte de carbón fósil (fusain) seria producto de paleoincendios asociados a volcanismo durante un periodo de fuerte calentamiento global ocurrido durante el Eoceno medio en la zona centro-sur de Chile.

ESSP-SG2: Sesión General Paleontología

Nuevos antecedentes paleobotánicos en la Formación Zamek en la localidad de Zamek Hill, Bahía Almirantazgo, Isla Rey Jorge, Antártica.

Roy Fernández-Jiménez[1], Tania Dutra[2,3], Marcelo Leppe[4].
(1) Departamento Ciencias de la Tierra , Ciencias Químicas, Universidad de Concepción, Concepción, Chile
(2) Postgraduation Program in Geology, Universidade do Vale do Rio dos Sinos Unisinos, São Leopoldo, Rio Grande do Sul, Brasil
(3) Paleontological Laboratory and Museum (MHGEO), Universidade do Vale do Rio dos Sinos Unisinos, São Leopoldo, Rio Grande do Sul, Brasil
(4) Laboratorio de Paleobiología, Instituto Antártico Chileno, Punta Arenas, Chile

Se describen nuevos antecedentes de megaflora asociados a depósitos volcanoclásticos para la base de la Formación Zamek (Grupo Glaciar Baranowski) en su localidad tipo Zamek Hill. Esta sucesión es parte del registro estratigráfico de la actividad magmática del arco volcánico de las islas Shetland del Sur durante el Cretácico-Paleógeno en la Isla Rey Jorge. Los niveles fosilíferos corresponden a tobas cristalinas y lapillitas tobáceas líticas, las que presentan estructuras de marcas de gotas de lluvia, ondulitas asimétricas, grietas de desecación, y además de una gran cantidad de minerales ferromagnesianos, que dan una coloración parda rojiza característica al nivel portador. Se realiza un análisis de fertilidad palinológica, para rocas de los niveles fosilíferos en el Laboratorio de Paleobiología de Patagonia y Antártica, resultando ausencia de palinomorfos para dichos estratos. El material colectado *in situ* corresponde a impresiones de hojas, donde se distingue un ensamble predominante de *Nothofagus* y otras angiospermas; morfotipos *Magnoliidaephyllum*, *Dicotylophyllum* y el hallazgo de la especie *Ficophyllum skuaensis*, que es previamente descrito para la sección Skua Bay, Península de Fildes, Isla Rey Jorge. Las características que permiten identificar el material al género *Nothofagus*, corresponden a hojas de margen dentado, venación de primer orden craspedódroma y secundarias basales ramificadas. Estos nuevos antecedentes se deben a la exposición de un nuevo afloramiento por retroceso del glaciar Sphinx en los últimos años en la base de Zamek Hill, lo que ha permitido identificar y relacionar la proveniencia de improntas foliares previamente halladas en materiales morrénicos frente a Zamek Hill y en las cercanías de Block Point. La asociación con materiales *in situ* que se encuentran por sobre los niveles estratigráficos descritos en el presente trabajo, permitió extender el conocimiento de la sucesión estratigráfica y fosilífera para la Formación Zamek en su sección estratotipo. *Agradecimientos a Proyecto Fondecyt N° 1151389 "Paleogeographic patterns v/s climate change in South America and the Antarctic Peninsula during the latest Cretaceous: a possible explanation for the origin of the Austral biota?", Dra. Verónica Pineda, Dr. Harufumi Nishida, Profesora Sylvia Palma, Dr. Luis F. Hinojosa, Leslie Manríquez, Héctor Mansilla y las bases científicas Copacabana (NOOA, USA) y Henryk Arctowski (Polonia).*

ESSP-SG2: Sesión General Paleontología

Primer registro de biohermos serpúlidos en terrazas marinas pleistocenas del norte de Chile

Ariel Godoy[1], **Manuel Abad** [2], Enrique Bernárdez[2], Edgardo Hinojosa[1], Karyme Soleman[1], Nelson Pereira[1].
(1) Geologia, Ingenieria , Universidad de Atacama
(2) VRIP, Universidad de Atacama

El borde costero de Atacama es conocido por su gran riqueza paleontológica, ya señalada por Darwin (1846) y destacada en el trabajo de Philippi (1887). En el entorno de la localidad de Bahía Inglesa han sido citadas numerosas especies de vertebrados del Neógeno a partir del trabajo de Long (1993), con asociaciones paleontológicas muy diversificadas y abundantes hallazgos en el entorno del Parque Paleontológico Los Dedos (localidad Mina Fosforita de los autores) que han sido objeto de numerosas publicaciones. Por el contrario, existen aún grandes carencias de investigaciones destinadas a profundizar en la paleontología de los depósitos marinos cuaternarios aflorantes en este sector (Araya et al., 2015). La característica geomorfológica más reseñable de la zona de estudio son las terrazas marinas, diferenciándose hasta 6 niveles correlacionados con altas paradas marinas de los MIS 11 a 5c que se distribuyen a cotas topográficas entre los 10 m y 150 m s.n.m. (Marquardt et al., 2004). Sus depósitos están constituidos principalmente por conglomerados bioclásticos y coquinas, ocasionalmente cementadas, con laminación inclinada y horizontal. En el marco del proyecto FIC 1507, financiado por GORE de Atacama, se ha procedido a estudiar estos cortejos morfo-sedimentarios, poniéndose de manifiesto la existencia de diversos arrecifes de serpúlidos en la terraza marina con cota próxima a 100 m s.n.m. Estas bioconstrucciones, con formas domales de alturas próximas a 1 m, están conformadas por tubos de serpúlidos en disposición paralela, los cuales poseen diámetros del orden de 1-2 mm. Se instalan directamente sobre el conglomerado transgresivo basal de la terraza, formando cuerpos aislados que tienden aparecer próximos entre sí y alineados paralelos a la paleocosta. La aparición de este tipo de bioconstrucciones supone la primera cita para el Pleistoceno del norte de Chile de biohermos de serpúlidos, constituyendo su presencia un aporte significativo a la reconstrucción de las condiciones paleoambientales en que se desarrollaron las terrazas marinas en este sector. Formaciones muy similares han sido descritas en el Cuaternario de Túnez y Caribe (Davaud et al., 1996; Windsor et al., 2012), en lagunas costeras de salinidad variable, desarrolladas bajo climas áridos, en la zona infralitoral superior (1-4 m de profundidad), bajo la acción moderada del oleaje, donde estos cuerpos aparecen contiguos a llanuras mareales arenosas y playas interiores.

ESSP-SG2: Sesión General Paleontología

Análisis preliminar de asociaciones de foraminíferos actuales y neógenos en Bahía inglesa (Caldera, Atacama)

Edgardo Hinojosa[1], Enrique Bernárdez[2], Manuel Abad[2], Ariel Godoy[1].
(1) Departamento de Geología, Universidad de Atacama
(2) Vicerrectoría de Investigación y Postgrado, Universidad de Atacama

En el marco del proyecto FIC Los Dedos financiado por el Gobierno Regional de Atacama, se realiza un estudio comparativo entre asociaciones registradas de foraminíferos obtenidas en la excavación paleontológica del Parque de Los Dedos y las actuales presentes en la bahía. Hasta la fecha no había trabajos realizados en Atacama destinados al análisis de las asociaciones microfaunísticas de medios costeros y marinos actuales y los factores que controlan su distribución. Este trabajo trata de paliar parcialmente esta carencia e intentar establecer una base sobre la que realizar comparaciones con las asociaciones registradas en el Neógeno a fin de establecer un control sobre los factores paleoambientales en que fueron producidas. El muestreo de las asociaciones actuales de la bahía se realizó con una draga Van Venn de fabricación propia, a profundidades entre 0 y 52 m, recolectándose un total de 26 muestras. El tamaño de grano de los sedimentos varia desde arenas medias a finas, en ocasiones arena ligeramente limosa. Se separaron de cada muestra 100 g para levigar, utilizándose solo las fracciones mayores a 63 um para el análisis micropaleontológico, y otros 100 g para análisis granulométrico. Los primeros resultados muestran un aumento en la relación individuos/gramo en paralelo a la batimetría y distancia a la costa, pasando de unas pocas decenas de individuos/gramo en las muestras de la línea de costa a concentraciones de más de mil individuos/gramo a profundidades de más de 40 m. La diversidad de las asociaciones actuales y la concentración de caparazones de foraminíferos planctónicos se incrementa en el mismo sentido. Los principales géneros de foraminíferos bentónicos hallados hasta ahora identificados son *Ammonia*, *Elphidium*, *Bulimina*, *Bolivina*, *Rosalina* y *Quinqueloculina*, mientras que los foraminíferos planctónicos están representados fundamentalmente por especies del género *Globigerina*. En la excavación paleontológica se han tomado muestras en 10 niveles que están siendo procesadas en este momento. Las asociaciones registradas serán sometidas a Análisis de Clúster Jerárquico mediante el software estadístico SPSS v24, asociando grupos de especies con similares patrones de distribución espacial. Además, utilizando el software PAST, se calcularán índice α de Fisher, índice de Shannon y porcentajes de dominancia, para conocer con mayor detalle la estructura de las asociaciones y los factores ambientales que condicionan su distribución en el sistema.

ESSP-SG2: Sesión General Paleontología

Floras del Mesozoico temprano de Chile: estado actual del conocimiento y perspectivas futuras

Philippe Moisan[1], Teresa Torres[2], Rodrigo Gonzalez[3], Hans-Gerhard Wilke[4], Robinson Reyes[5], María José Barrios[6], Héctor Olivares[7].
(1) Departamento de Biología y Química, Facultad de Ciencias Naturales, Universidad de Atacama
(2) Departamento de Producción Agrícola, Facultad de Ciencias Agronómicas, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(3) Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ingeniería y Ciencias Geológicas, Universidad Católica del Norte, Antofagasta, Chile
(4) Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ingeniería y Ciencias Geológicas, Universidad Católica del Norte, Antofagasta, Chile
(5) Departamento Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias Químicas, Universidad de Concepción, Concepción, Chile
(6) Departamento de Geología, Facultad de Ingeniería, Universidad de Atacama, Copiapó, Chile
(7) Departamento de Física, Facultad de Ciencias Naturales, Universidad de Atacama, Copiapó, Chile

El Mesozoico temprano representa uno de los episodios más críticos en la evolución de la vida a lo largo de la historia de la Tierra, ya que fue afectado por dos extinciones masivas, y por tanto, representa un intervalo de tiempo de transición, recuperación y diversificación de varios grupos vegetales en los ecosistemas terrestres. En Chile, las floras del Mesozoico temprano, principalmente del Triásico Superior, se encuentran bien representadas en su mayoría por impresiones foliares, y en menor medida por compresiones foliares, maderas petrificadas y palinomorfos. El registro fósil indica una alta diversidad taxonómica en la composición paleoflorística de las floras del Triásico Superior (e.g. Fm. La Ternera y Fm. Santa Juana) para el margen sudoccidental del Gondwana. A pesar de que varias localidades fosilíferas han sido estudiadas en las últimas décadas, es necesario una reinvestigación de las floras del Mesozoico temprano en Chile, basado en material recientemente recolectado y depositado en museos e instituciones universitarias, para así proporcionar información taxonómica actualizada y nuevas interpretaciones mediante el uso de técnicas modernas y avances actuales en el área de la paleobotánica, y también para obtener relevante información paleoecológica basada en características macro y micromorfológicas de las plantas fósiles y en evidencias de interacciones entre plantas e insectos. Sumado a aquello, las edades y la taxonomía vegetal de algunas localidades fosilíferas deben ser reinterpretadas (e.g. Fm. Tuina, Fm. Pular, Fm. El Bordo), como también nuevas localidades con plantas fósiles (e.g. Fm Mamiña, Fm. Profeta, Fm. Sierra de Varas, Fm Quebrada del Salitre) deben ser estudiadas en detalle, para así determinar su composición paleoflorística y poder correlacionarlas con otras secuencias sedimentarias coetáneas con plantas fósiles de Chile y del resto del Gondwana. Se pretende a partir de estos estudios, y desde una perspectiva multidisciplinaria, incrementar el conocimiento paleobotánico y paleoecológico de las secuencias sedimentarias del Mesozoico temprano de Chile, para poder tener un mejor entendimiento de la evolución de los ecosistemas terrestres durante el Mesozoico temprano.

ESSP-SG2: Sesión General Paleontología

Sistemática y tafonomía de peces óseos en la excavación paleontológica de Los Dedos (Mioceno superior, Atacama, Chile): resultados preliminares.

Camila Francisca Palacio[1], Enrique Bernárdez[2].
(1) Copiapo, Ciencias de la Ingenería, Universidad de Atacama
(2) Vicerrectoría de Investigación y Posgrado, Universidad de Atacama, Copiapo, Chile

La excavación paleontológica está inserta en el Proyecto FIC financiado por el Gobierno Regional de Atacama denominado: "Estudio geológico, excavación paleontológica y revalorización del yacimiento paleontológico de "Los Dedos" (Caldera, Atacama): Hacia la creación de un Geoparque del Desierto y Costas de Atacama". La excavación, con un área de 20 metros cuadrados permitió extraer más de 8 toneladas de material para su procesamiento por tamizado en laboratorio. El tamizado, con una malla mínima de 0,25 mm de luz, se encuentra todavía en proceso y de momento se ha triado parte del material recuperado en malla por encima de los 2 mm de luz. La excavación, realizada en escalones, afecta a nueve niveles estratigráficos, numerados de techo a muro. Por lo que respecta a los actinopterigios los niveles que se han revelado más productivos son los LDS-8 y LDS-6. Hasta el momento se han recuperado 15 neurocráneos más o menos completos y varios miles de dientes y vertebras. Los taxones identificados por el momento en base a neurocráneos corresponden a representantes de las familias Clupeidae (*Brevoortia*? sp.), Merlucciidae (*Merluccius* sp.), Labridae y Ophidiidae, y se identificó una vértebra como Perciformes *incertae sedis*. El material dentario por el momento es de difícil asignación taxonómica aunque incluye un posible representante de la subfamilia Serrasalminae. El resto de los dientes se reparten en al menos una veintena de diferentes morfotipos en curso de estudio. El estado tafonómico de los neurocráneos procedentes de los niveles LDS-8 y LDS-6 es resedimentado, y un único neurocráneo recuperado del nivel LDS-4 esta reelaborado. El material dentario está predominantemente resedimentado aunque en la mayoría de los niveles se incluyen algunos elementos reelaborados. Como procesos de alteración tafonómica destacan la abrasión y la presencia en uno de los morfotipos de frecuentes bioerosiones atribuibles a carroñeo. Algunos dientes presentan corrosiones probablemente producidas por el paso a través del tracto digestivo de otros animales.

ESSP-SG2: Sesión General Paleontología

Peces fósiles del Plioceno y Pleistoceno de Coquimbo (30°S): significado paleoambiental e implicancias bioestratigráficas

Diego Partarrieu[1,2], Pablo Oyanadel-Urbina[3], Luisa Pinto[1], Jaime A. Villafaña[4], F. Amaro Mourgues[2], Martín Chávez-Hoffmeister[5], Catalina Orellana[6], Alex Alballay[3], Marcelo Rivadeneira[3,7,8], Jorge Carrillo-Briceño[9,10].
(1) Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(2) Terra Ignota - Consultoría en Patrimonio y Geociencias, Chile
(3) Laboratorio de Paleobiología, Centro de Estudios Avanzados en Zonas Áridas, Coquimbo, Chile
(4) Departamento de Paleontología, Universidad de Viena, Viena, Austria
(5) Instituto de Ciencias de la Tierra, Universidad Austral de Chile, Valdivia, Chile
(6) Departamento de Ciencias Ambientales, Universidad Católica de Temuco, Temuco, Chile
(7) Departamento de Biología Marina, Universidad Católica del Norte, Coquimbo, Chile
(8) Departamento de Biología, Universidad de La Serena, La Serena, Chile
(9) Palaeontological Institute and Museum, Universidad de Zúrich, Zúrich, Suiza
(10)

Los ensambles de peces fósiles han demostrado tener un potencial como indicadores ambientales y biogeográficos del pasado geológico. Además, determinados taxa han sido también considerados como posibles marcadores bioestratigráficos a nivel regional y mundial. Por estas razones, el estudio de la paleoictiofauna marina del Neógeno y Cuaternario de Chile puede aportar información importante sobre la evolución oceanográfica, climática y biótica en el Océano Pacífico suroriental en los últimos 23 millones de años. Con miras a este objetivo, en el presente trabajo reportamos los ensambles de peces fósiles encontrados en sedimentos pliocénicos y pleistocénicos de la bahía de Coquimbo y discutimos su significado. Los especímenes fósiles estudiados provienen de dos nuevas localidades, y fueron recolectados mediante métodos de excavación, colecta superficial, lavado y tamizado de sedimento. Abundantes elementos dentales y postcraneales (vértebras) son referidos, siendo varios de éstos clasificados hasta nivel genérico o específico. Con base en las preferencias ecológicas de estos taxa y de sus congéneres vivientes, se proponen inferencias paleoambientales para estos ensambles. Finalmente, se realizó una revisión del registro fósil de la región, con el objetivo de discutir los rangos bioestratigráficos de los taxa en el Pacífico suroriental. Los ensambles fósiles procedentes de sedimentos pliocénicos de la Formación Coquimbo están compuestos de 10 taxa correspondientes a 9 familias. Algunos de los hallazgos constituyen los primeros en su tipo para esta formación. Siete taxa corresponden a formas que existen actualmente en la región, mientras otros tres han sido extirpados de ésta. En su conjunto, el ensamble de peces sugiere condiciones de aguas cálidas a temperadas en ambientes de baja profundidad. Para el Pleistoceno de Coquimbo, el ensamble fósil está representado por 20 taxa correspondientes a 17 familias. Estos hallazgos constituyen uno de los escasos registros de peces fósiles para sedimentos pleistocénicos en Chile. No obstante, evidencias tafonómicas preliminares sugieren que parte de este ensamble podría haber sido removilizado desde los estratos pliocénicos subyacentes. Estudios tafonómicos en curso contribuirán a precisar la procedencia estratigráfica de estos materiales, permitiendo así evaluar su verdadero significado y alcance.

ESSP-SG2: Sesión General Paleontología

Sistemática y tafonomía de tiburones Lamniformes de la excavación paleontológica del Parque Los Dedos (Mioceno Superior, Caldera, Atacama).

Karyme Soleman [1], Enrique Bernárdez[2].
(1) Departamento de geología , Facultad de ingeniería , Universidad de Atacama, Copiapó, Chile
(2) Vicerrectoría de Investigación y Postgrado, Universidad de Atacama, Copiapó, Chile

En el marco del proyecto FIC Los Dedos financiado por el Gobierno Regional de Atacama se está realizando el estudio sistemático y tafonómico de los dientes de tiburones Lamniformes obtenidos en la excavación paleontológica realizada en el interior del Parque Paleontológico Los Dedos.

La excavación paleontológica, con un área de 20 m^2, se realizó en forma escalonada afectando a nueve niveles estratigráficos. (enumerados de arriba hacia abajo de LDS-1 a LDS-9). En estos materiales se realizó un tamizaje previo en campo de algunos de los niveles con malla de 2 cm tras el cual se trasladaron a laboratorio unas 8,5 toneladas de roca disgregada. En la actualidad se está procediendo al tamizaje en laboratorio con malla mínima de luz 0,25 mm. Hasta el momento se han tamizado unas 2,6 toneladas, incluyendo la totalidad de los materiales procedentes del nivel LDS-8, el más productivo, y se ha triado bajo lupa binocular la totalidad de la fracción de tamaño superior a 2 mm y parte de la fracción entre 1 y 2 mm. Como resultado se han obtenido por el momento unos 5.000 dientes de seláceos de los que aproximadamente unos 500 corresponden a representantes del orden Lamniformes. Hasta el momento se han podido identificar 11 taxones pertenecientes al orden Lamniformes: *Otodus (Megaselachus) megalodon, "Carcharias"* sp., *Lamna* sp., *"Isurus"* sp., *Odontaspis* cf. *ferox, Carcharodon carcharias, Carcharodon hubbelli, Cosmoplitodus hastalis, Cetorhinus* sp., *Megachasma* cf. *applegatei* y *Alopias* aff. *vulpinus*.

Desde un punto de vista tafonómico las asociaciones registradas en los niveles LDS-8, LDS-7 y LDS-1 constan de elementos reelaborados y resedimentados, la del nivel LDS-6 incluye elementos reelaborados, acumulados y resedimentados y la del nivel LDS-2, con un muy escaso número de dientes, parece constar solo de elementos acumulados. Entre los procesos de alteración tafonómica más frecuentes destaca la abrasión y la distorsión tafonómica fosildiagenética en fase epidiagenética, con formación de grietas que provocan que un alto porcentaje de los dientes se recupere fragmentado.

ESSP-SG2: Sesión General Paleontología

Factores paleoecológicos basados en la relación organismos-sustrato en turbiditas durante el Optimo Climático del Eoceno Medio (MECO), en la Cuenca de Arauco, Chile Central.

Patricio Zambrano[1], Angelo Castillo[1].
(1) Geologia, Ingenieria, Universidad Andrés Bello

El Grupo Lebu (Paleogeno), de la Cuenca de Arauco (Chile Central), está caracterizada por una serie de parasecuencias progradacionales y retrogradacionales que reflejan periodos de transgresiones marinas y regresiones normales, lo cual permitió el establecimiento de ambientes parálicos alternados con sedimentos marinos de plataforma. Durante la ultima transgresión de este periodo (Formación Millongue) se generaron depósitos transgresivos asociados a turbiditas de plataforma en las cuales se reconoció una asociación de foraminíferos planctónicos constituida por *Globigerinatheka index, Globigerinatheka subconglobata, Subbotina eocaena, Subbotina linaperta, Subbotina corpulenta, Turborotalita carcoselleensis, Jenkinsina columbiana* y *Orbulinoides beckmanni,* la cual sugiere una edad Luteciano al Priaboniano (44 – 36 Ma). Por otra parte esta asociación de foraminíferos es típica del evento MECO (Middle Eocene Climatic Optimum), la cual es primera vez que es documentada para el sector sur del cono de sudamerica. Además, los depósitos se caracterizan por presentar una icnofauna residente (K-selected) correspondientes a estructuras de alimentación (*fodichnia*) de alto escalonamiento caracterizada por *Zoophycos*, *Chondrites*, *Stelloglyphus*, *Hyllichnus* y *Polykampton*, la cual se presentan en una asociación de icnofábricas compuestas por sustitución y por migración, lo que sugiere condiciones de sedimento disaeróbicas y tasas de acreción vertical de sedimentos. Por otra parte, flujos hiperpícnicos con alto contenido de fitodetritos, posiblemente asociados a input de materia vegetal por paleoincedios, permite el establecimiento de una asociación icnológica oportunista (R-selected), colonizadores multi-capa, constituida por estructuras de habitación (dwelling) caracterizada por *Thallasinoides*, *Ophiomorpha*, *Taenidium* y *Phycodes*, la cual está ligada a ambientes de mayor energía (cambios hidrodinámicos), mayor oxigenación y abundantes partículas de materia orgánica en suspensión y que presentan icnofabricas simples. La evidencia icnológica refleja la compleja relación entre la velocidad de sedimentación, oxigenación y aportes de nutrientes asociados a una alta productividad de materia vegetal aportada por un aumento de paleoincedios hacia el continente asociado además a un alto aporte de material piroclasticos asociado a un volcanismo explosivo contemporaneo.

ESSP-1: El Cretácico de Chile y Sudamérica

El Cretácico temprano de la cuenca Neuquina, centro-oeste de Argentina: nuevos datos bioestratigráficos, cicloestratigráficos y geocronológicos

Beatriz Aguirre-Urreta[1], Marina Lescano[1], Mathieu Martinez[2], Maisa Tunik[3], Andrea Concheyro[1], Julieta Omarini[3], Victor Alberto Ramos[1].
(1) Instituto de Estudios Andinos Don Pablo Groeber, Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires
(2) Géosciences Rennes, Université de Rennes 1, Rennes, Francia
(3) Instituto de Investigación en Paleobiología y Geología, Universidad Nacional de Rio Negro, General Roca, Argentina

Los pisos estándar del Cretácico Inferior están basados en secciones estratigráficas ubicadas en el Tethys occidental y están definidos principalmente sobre la base de bioestratigrafía de amonites y de nanofósiles calcáreos, los que han sido calibrados con la secuencia M de crones de polaridad magnética. Sin embargo, la casi falta de edades radiométricas de alta resolución ha impedido la construcción de una escala de tiempo geológica precisa para el intervalo en cuestión. Esta situación se ve claramente reflejada en la Tabla Cronoestratigráfica Internacional publicada por la Comisión Internacional de Estratigrafía (http://www.stratigraphy.org/ICSchart/) donde todas las edades absolutas de los límites desde la base del Berriasiano (~ 145 Ma) hasta la base del Albiano (~ 100 Ma), o sea todo el Cretácico inferior, son aproximadas. La cuenca Neuquina en el centro-oeste de Argentina es un excelente sitio para realizar estudios bioestratigráficos, cicloestratigráficos y radioisotópicos en parte de este intervalo, dados sus completos afloramientos donde se registran abundantes mega, microfósiles y nanofósiles a lo que se agrega la presencia de tobas de caída intercaladas en las espesas sucesiones sedimentarias. Aquí nos concentramos en la Formación Agrio, unidad compuesta de rocas siliciclásticas y carbonatadas marinas e integrada por tres miembros (Pilmatué, Avilé y Aguada de la Mula). La formación se ha estudiado durante más de 20 años y su contenido rico en amonites y nanofósiles calcáreos permite datarla en el intervalo entre el Valanginiano inferior alto y el Hauteriviano superior. Por lo tanto, la Formación Agrio representa una oportunidad única para producir una escala astrocronológica anclada en cuatro edades CA-ID-TIMS U-Pb, calibrar las zonas/subzonas de amonites andinos y vincular esta escala de tiempo absoluta a la cronoestratigrafía estándar del área occidental de Tethys. Los resultados obtenidos permiten no solo alargar considerablemente la duración del Hauteriviano sino también modificar sus límites inferior y superior. Por lo tanto, nuestros nuevos datos refuerzan la necesidad de modificar sustancialmente las edades absolutas actualmente aceptadas para este importante intervalo en la historia del Mesozoico.

ESSP-1: El Cretácico de Chile y Sudamérica

El límite Jurásico-Cretácico en la Formación Vaca Muerta, Andes de Argentina: bioestratigrafía y geocronología

Beatriz Aguirre-Urreta[1], Marina Lescano[1], Rafael Lopez-Martinez[2], Luis Lena[3], Veronica Vennari[4], Andrea Concheyro[1], Maximiliano Naipauer[1], Victor Alberto Ramos[1].
(1) Instituto de Estudios Andinos Don Pablo Groeber, Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires
(2) Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, México DF, México
(3) Départament de Geologie, Université de Genève, Ginebra, Suiza
(4) Museo de Historia Natural de San Rafael, Argentina

Rocas asignables a la Formación Vaca Muerta han sido mencionadas en la literatura desde los pioneros reconocimientos de Darwin, aunque su estudio pormenorizado se desarrolla a lo largo del siglo XX con numerosos trabajos que han analizado su distribución areal, su desarrollo estratigráfico, su contenido fosilífero, etc. A éstos se sumaron importantes trabajos de la industria para estudiarla como roca madre de petróleo y gas y su reciente valoración como un yacimiento de hidrocarburos no convencionales en el siglo XXI ha impulsado precisos y variados estudios para entender su desarrollo paleogeográfico y cuantificar ajustadamente sus reservas. Trabajos multidisciplinarios de los autores de este resumen comprenden el estudio de amonites, calpionélidos y nanofósiles calcáreos para producir un esquema bioestratigráfico detallado, así como el análisis geocronológico de alta precisión de tobas de caída intercaladas en la sucesión sedimentaria. El estudio sobre la distribución de calpionélidos en la bien documentada sección de Las Loicas permitió el reconocimiento de las zonas de Crassicollaria del Tithoniano superior y la zona de Calpionella, subzona Alpina del Berriasiano inferior. La primera aparición de *Nannoconus wintereri* puede correlacionarse con la parte superior de la zona de Crassicollaria mientras que la primera aparición de *Nannoconus kamptneri minor* y *N. steinmani minor*con los primeros registros de la subzona Alpina, zona Calpionella. Los amonites se identificaron sobre la base de abundante material que define las zonas de acuerdo con la clásica bioestratigrafía de amonites andinos. La distribución de los calpionélidos en la sección de Las Loicas es muy similar a la reportada en secciones cubanas y mexicanas mostrando una buena correlación entre ambas áreas. A conclusiones similares se llega con el estudio de los bioeventos de nanofósiles que presentan características cosmopolitas o con una marcada afinidad con el Reino del Tethys, situación que facilita utilizar el esquema biozonal propuesto para la región tethyana. Las dataciones absolutas corresponden a análisis CA-ID-TIMS U-Pb en circones en tobas intercaladas tanto en el Tithoniano tardío como en el Berriasiano temprano de la localidad de Las Loicas con edades que oscilan alrededor de 140 Ma lo que permite postular que el límite J/K se aleja totalmente de la propuesta actual de 145,7 Ma que corresponde a la Tabla Cronoestratigráfica Internacional de la Comisión Internacional de Estratigrafía.

ESSP-1: El Cretácico de Chile y Sudamérica

Estratigrafía de la Formación Quiriquina en el Sector de Faro Carranza, Región del Maule, Chile Central

Nataly Castro[1,2], Christian Salazar[3], Mario E. Suarez[2], Sandra Gonzalez[4], Pierre Descote[1].
(1) Ciencias de la Tierra, Facultad Ingeniería,Geología, Universidad Andrés Bello, Santiago, Chile
(2) Atacama Fosil Research,Caldera, Chile
(3) Escuela de Geología, Facultad de Ingeniería, Universidad del Desarrollo, Santiago, Chile
(4) AMSA,Santiago, Chile

En la región del Maule, 30 km al sur de Constitución, en el área costera de Faro Carranza y Santos del Mar, se exponen sucesiones que debido a la afinidad litológica y al contenido fosilífero han sido identificados previamente como una sección parcial de la Formación Quiriquina, cuya localidad tipo se encuentra en la Isla Quiriquina en la bahía de Concepción. Tras un trabajo de campo,se realizó un levantamiento estratigráfico forjando una columna generalizada denominada "Sección Loanco" de 115 m de espesor. En esta sección se distinguen 4 unidades litológicas de base a techo: Unidad 1 conformada por un conglomerado medio, clastosoportado, verdoso y fosilífero; Unidad 2 correspondiente a areniscas amarillas cuarcíferas alternadas con niveles conglomerádicos finos, Unidad 3 compuesta de areniscas limolíticas alternadas con areniscas calcáreas con concreciones y finalmente la Unidad 4 conformada por areniscas limolíticas intensamente bioturbadas. La Unidad 1 y 2 sobreyacen en discordancia de erosión al Basamento Metamórfico, por otro lado, el contacto entre la Unidad 2 y 3 es transicional; mientras que la Unidad 3 infrayace en discordancia angular y paraconformidad a la Unidad 4.

En la Unidad 1 se visualizaron mayoritariamente bivalvos presentes como bioclastos en el conglomerado, mientras que en la Unidad 3 se describieron ammonoideos, bivalvos, decápodos, fragmentos óseos y troncos fósiles la mayoría recolectados de las concreciones de composición arenisco-calcárea.

Litoestratigráficamente la unidad 1,2 y 3 pueden correlacionarse respectivamente con las unidades "conglomerado basal", "areniscas amarillas" y "areniscas con concreciones calcáreas" de la localidad tipo "Bahía Las Tablas" de la Formación Quiriquina(Concepción).

En cuanto a la edad de la sección Loanco, a las Unidades 1,2 y 3 se les asigna una edad Maastrichtiana tardía por la presencia de *Diplomoceras cylindraceum, Grosouvrites joharae* y *Pseudophilites indra.* Para la Unidad 4 estudios anteriores mencionan una posible edad Eocena superior.

La sección Loanco, se habría desarrollado en un ambiente somero de plataforma continental siliciclástica, transgresiva con bajas tasas de sedimentación.

ESSP-1: El Cretácico de Chile y Sudamérica

Proyecto El Way: bioestratigrafía, ambiente y afinidades palebiogeográficas

Nathalia Fouquet Jó[1], Hans-G. Wilke[1], Miguel Company Sempere[2].
(1) Departamento Ciencias Geológicas, Facultad Ingeniería y Ciencias Geológicas, Universidad Católica del Norte, Antofagasta, Chile
(2) Departamento Estratigrafía y Paleontología, Facultad de Ciencias, Universidad de Granada, Granada, España

En la Cuenca de Coloso y a 18 km de Antofagasta se encuentra la Formación El Way, una sucesión de rocas calcáreas que contienen un registro paleontológico abundante y diverso que va desde el Barremiano tardío al Aptiano tardío, y posiblemente hasta el Albiano temprano. La sucesión marina se divide de base a techo en cuatro unidades: la unidad A está caracterizada principalmente por calizas arenosas y areniscas calcáreas marrones; la unidad B está compuesta por calizas y calizas arenosas recristalizadas y de color gris; la unidad C, similar a la primera, son calizas arenosas, areniscas calcáreas y margas marrones y amarillas; y, por último, la unidad D se conforma por calizas arenosas, areniscas calcáreas y conglomerados. La paleontología de la formación, objetivo central de este estudio, está dada por la ocurrencia de, en orden de abundancia, bivalvos, equinoideos, ammonoideos, corales, gastrópodos, serpúlidos y braquiópodos, además de briozoos, algas y foraminíferos. Estos invertebrados se distribuyen principalmente en las primeras tres unidades, reduciéndose a escasos fragmentos en la última unidad. En conjunto la estratigrafía y paleontología de la formación reflejan en su base y techo la transición continental-marina, mientras que las distintas unidades marcan episodios de transgresión y regresión de segundo orden. Las asociaciones de facies realizadas dan cuenta de un ambiente de plataforma interna, que se mueve cerca de la línea de costa, con sectores de distinta energía y temperaturas cálidas que permitieron la vida y diversidad de especies en organismos como por ejemplo los corales. Finalmente, los resultados del proyecto han permitido establecer afinidades con la Cuenca de California y especies comunes con la Cuenca de Neuquén. Además, se ha llegado a comprobar la existencia de especies endémicas en la Cuenca de Coloso.

ESSP-1: El Cretácico de Chile y Sudamérica

Estratigrafía y análisis tafonómico en la localidad tipo de la Formación Lo Valdés (Jurásico Superior - Cretácico Inferior), Chile central

Rodrigo Gonzalez[1], Christian Salazar[2].
(1) Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(2) Escuela Geología, Facultad de Ingeniería, Universidad del Desarrollo, Santiago, Chile

Se realiza una sección de la Formación Lo Valdés en su localidad tipo con el fin de analizar en detalle la estratigrafía y tafonomía presente en sus afloramientos, para determinar en detalle sus ambientes y procesos asociados, para contribuir en el conocimiento de la problemática del Jurásico – Cretácico en Chile central. La sección estudiada tiene una potencia de 573 metros, de los cuales 544 metros corresponden a la Formación Lo Valdés, mientras que los metrajes restantes son utilizados para contextualizar los límites de ésta formación en su base y techo con la Formación Baños Morales y la unidad volcaniclástica indefinida, respectivamente. Dentro de la sección se reconocen los Miembros Escalador (74 metros), Placa Roja (191 metros) y Cantera (252 metros), además de un dique andesítico de 21 metros entre los primeros dos miembros, obteniéndose una buena correlación con los trabajos más actuales realizados en esta localidad. Dentro de las unidades litológicas de cada miembro se realiza el análisis tafonómico de las concentraciones fósiles de organismos bentónicos a una escala decimétrica-métrica, con el objetivo de identificar tafofacies, interpretar su génesis y determinar el grado de mezcla espacial y temporal asociada. Así, se identifican tres ambientes de sedimentación en la sección: el Miembro Escalador indica una dominancia de ambiente de rampa interna (distal), el Miembro Placa Roja se asocia a una rampa media y en el Miembro Cantera se interpreta como rampa externa (proximal); donde cada rampa se asocia a tres tafofacies particulares.

Palabras Clave: Procesos tafonómicos, Tafofacies, Bivalvos, Paleoambiente, Cordillera de los Andes.

ESSP-1: El Cretácico de Chile y Sudamérica

Geología de las formaciones Lo Prado y Veta Negra del Cretácico Inferior en la Cordillera de la Costa, Chile central

Samantha Leiva Mera[1], Sebastián Ortega Verdugo[1], Christian Salazar[2].
(1) Geología, Facultad de Ingeniería, Universidad Andrés Bello, Santiago, Chile
(2) Escuela de Geología, Facultad de Ingeniería, Universidad del Desarrollo, Santiago, Chile

En este trabajo se expone un mapa geológico realizado en estas formaciones del Cretácico Inferior, entre el sector Cuesta Lo Prado y Quebrada de La Plata (33°27' – 33°30› S). Las formaciones Lo Prado y Veta Negra se componen principalmente por rocas volcánicas e hipabisales, donde la diferencia principal de estas dos formaciones es la presencia de rocas sedimentarias marinas en la Formación Lo Prado y rocas sedimentarias continentales para la Formación Veta Negra. De acuerdo con los datos de campo las formaciones tendrían una disposición NNW-SSE con leves variaciones hacia el NW-SE y N-S, y manteos entre 35°-60° hacia el E-NE. Las litologías presentes muestran una fuerte influencia volcánica en las unidades litológicas, evidenciado en las sucesiones volcánicas como en las rocas sedimentarias detríticas descritas en el área. La Formación Lo Prado se caracteriza por la presencia de brechas volcanoclásticas, brechas volcánicas, lavas andesítico/basálticas, tobas líticas y cristalinas, conglomerados y areniscas, además se registra la presencia de rocas sedimentarias marinas como areniscas, limolitas y lutitas con una restringida potencia y extensión. En estos niveles la fauna fósil es escasa y está representada por moluscos como bivalvos, gastrópodos y ammonites de muy mala preservación, de forma local se observan afloramientos de rocas carbonatadas oolíticas. La Formación Veta Negra está compuesta de lavas andesíticas/basálticas, brechas volcánicas y tobas líticas, intruidas por cuerpos hipabisales de composición diorítica, de amplia extensión en la zona de estudio. Las unidades litológicas registradas sugieren una cercanía al arco volcánico para estas formaciones principalmente continentales donde las rocas sedimentarias representarían sectores inundados por aguas marinas someras. El volcanismo ocurriría de manera sincrónica con la depositación de estos sedimentos evidenciado en las intercalaciones entre distintos niveles de rocas volcánicas y sedimentarias. Las rocas carbonatadas descritas por autores anteriores serían poco representativas como se propuso, dado que existen niveles de otras litologías como lavas afaníticas y areniscas con una fuerte alteración carbonática, en sectores descritos como calizas.

ESSP-1: El Cretácico de Chile y Sudamérica

Estratigrafía de secuencias y rocas madre del Cretácico Inferior de la Cuenca de Magallanes, extremo austral de Chile.

David Méndez Kinsley[1], Jorge Moraga Benavides[2].
(1) Exploraciones, Empresa Nacional del Petróleo (ENAP), Punta Arenas, Chile
(2) Exploraciones, ENAP - Sipetrol, Santiago, Chile

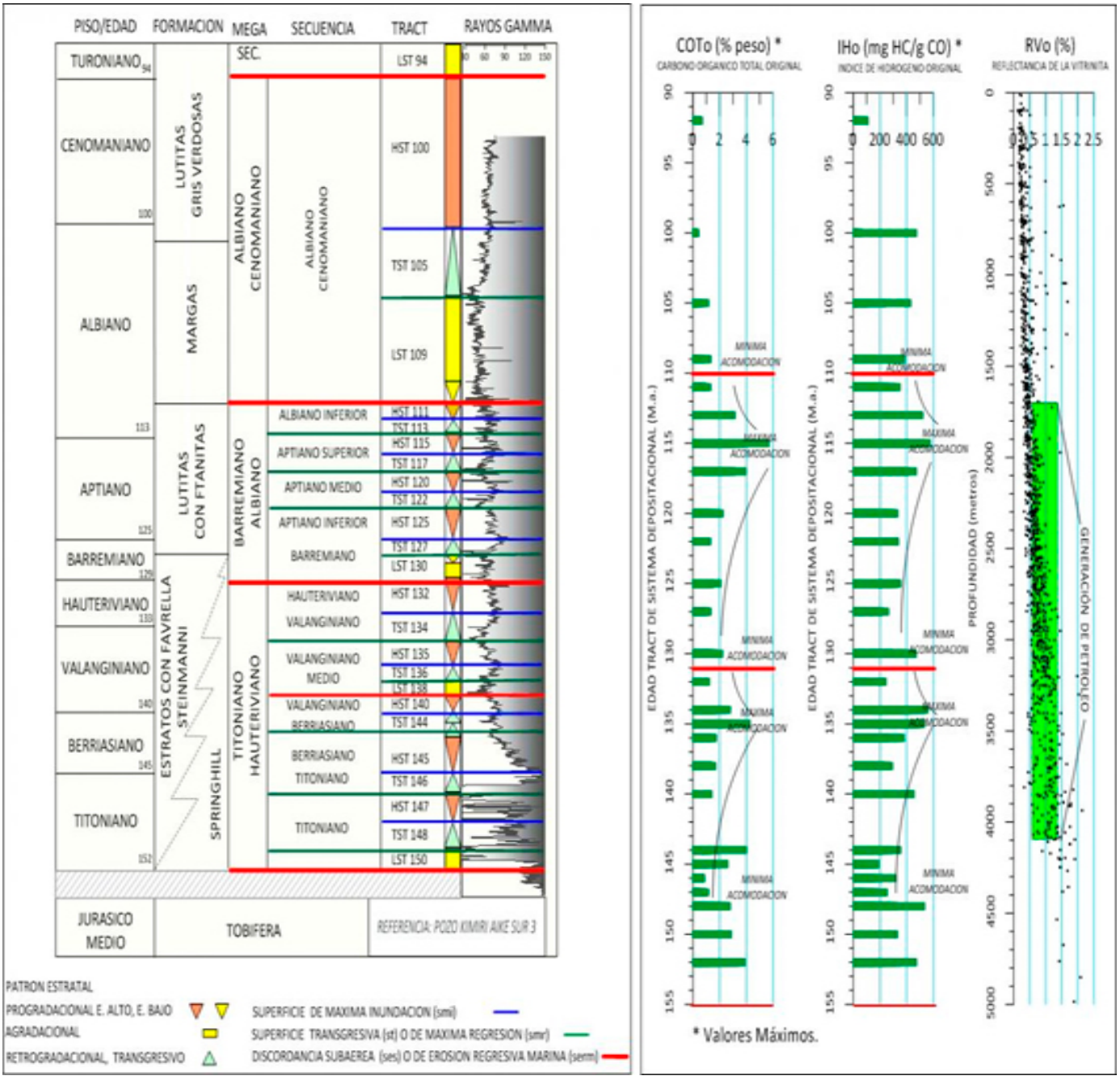
El exitoso resultado en la explotación de petróleo, en recursos no convencionales, obtenido por empresas internacionales que operan en las cuencas del hemisferio norte, ha estimulado a la Empresa Nacional del Petróleo a iniciar la exploración de dichos objetivos en la cuenca de Magallanes, en el extremo austral de Chile. En ese contexto, los trabajos han comenzado con la revisión estratigráfica de las unidades del Cretácico inferior, en el marco conceptual del análisis de secuencias (sensu Catuneanu et al., 2009) basada principalmente en la interpretación de perfiles de pozos, para luego caracterizar geoquímica y mineralógicamente las unidades, definiendo los intervalos con atributos de roca madre y posibles de fracturar hidráulicamente. El intervalo litoestratigráfico analizado en orden cronológico, incluye las formaciones Springhill, Estratos con Favrella Steinmanni, Lutitas con Ftanitas y Margas (Cañón, 2000) (Figura 1, izquierda) conformadas por fangolitas silíceas más o menos ricas en arcillas o en sílice, con participación subordinada de fangolitas calcáreas y volcanoclásticas, en laminaciones o capas delgadas y variable contenido de micro y macrofósiles. En ese intervalo se reconocen 24 *tracts* de sistemas depositacionales (Figura 1, izquierda). Estas unidades están caracterizadas por tendencias estratales divergentes, hacia máxima o mínima arcillosidad, observada en las curvas de rayos gama (Van Wagoner et al., 1990) que se relacionan con la creación o reducción del espacio de acomodación, respectivamente. Sus límites basales corresponden a discordancias de erosión regresivas marinas, en los *tracts* de estado bajo (LST), superficies transgresivas en los *tracts* transgresivos (TST) y superficies de máxima inundación en los *tracts* de estado alto (HST). La denominación de estas unidades incluye la edad tentativa, en M.a., asignada al límite basal del *tract*, con la escasa y poco precisa información de cronología existente (Natland et. al, 1974; Cañón, 2000; Arbe, 2002) ajustada según la carta global de límites de secuencias y de superficies de máxima inundación publicada por Wordnardt (1999). La sucesión de *tracts* permite definir diez secuencias, con una ciclicidad aproximada del orden de 4 a 5 M.a., que representan ciclos de creación-reducción del espacio de acomodación y tres megasecuencias, de aproximadamente veinte millones de años cada una, limitadas por discordancias de erosión regresivas marinas regionales, similares a las descritas e interpretadas como regresiones forzadas de origen tectónico, por Arbe (2002) en el territorio argentino de la cuenca. La megasecuencia del Titoniano al Hauteriviano, está caracterizada por la sucesión de cinco secuencias que agregan espacio de acomodación. Estas representan un episodio retrotransgresivo, controlado por subsidencia termal post rift, que avanza hacia el sureste, escalando contra un paleoalto de rocas jurásicas ubicado en el sector oriental de la cuenca. Predominan en su composición, areniscas cuarzosas en la base y fangolitas arcillosas ricas en sílice, con materia orgánica oxidada y de origen de reciclados terrestres (maderas y hojas) que evolucionan hacia fangolitas de facies marinas con influencia terrestre. El contenido en carbono orgánico y la calidad de roca madre tiende a mejorar en las secuencias del Valanginiano medio y del Valanginiano-Hauteriviano, hacia el techo de la megasecuencia, donde se reconocen unidades con máximos de carbono orgánico total original entre 2 y 4 (% peso) con índices máximos de hidrógeno original entre 400 y 500 (mg HC/g CO) (Figura 1, derecha). Las fangolitas tendrían, en general, un comportamiento dúctil a la deformación. La megasecuencia de edad Barremiano al Albiano, constituida por cuatro secuencias, se inicia en regresión forzada, en el límite Hauteriviano-Barremiano, con el desarrollo de una discordancia de erosión regresiva marina. Las secuencias basales, del Barremiano al Aptiano inferior y del Aptiano medio, incluyen litofacies volcanoclásticas, que demuestran actividad magmática coetánea, sin embargo todas las secuencias están constituidas primariamente por fangolitas silíceas ricas en arcillas. La megasecuencia finaliza con las secuencias del Aptiano superior y Albiano inferior, que caracterizan un período de máxima expansión marina, al que se asocia el desarrollo de las más ricas rocas madre de la cuenca, con valores de carbono orgánico total original máximos entre 3 y 6 (% peso) y de índices máximos de hidrógeno original sobre 400 (mg HC/g CO) (figura 1, derecha). La naturaleza de composición silícea de las fangolitas en la megasecuencia, favorece su comportamiento frágil a la deformación. La megasecuencia del Albiano al Turoniano se deposita tras el desarrollo de una nueva discordancia de erosión regresiva marina, que inicia un período de regresión forzada, en el cual se depositan fangolitas masivas levemente calcáreas, marcadamente agradacionales, estériles en contenido de carbono orgánico (*tract* LST 109, TST 105 y HST 100). Luego, a partir de la transgresión del Albiano superior y en el estado alto del Cenomaniano, se depositan fangolitas que incluyen material volcanoclástico. El notable desarrollo de un estado bajo prolongado tras la discordancia basal, interpretada como producto de una regresión forzada y la participación de material volcanoclástico, sugiere el desarrollo de la megasecuencia en una cuenca de trasarco, probablemente subsidente por deformación cortical flexural. En el área de la cocina de generación de petróleo, se ha descartado la existencia de rocas madre en esta megasecuencia. De acuerdo a los antecedentes de reflectancia de la vitrinita procedentes de 100 pozos, la ventana de generación de petróleo, se define aproximadamente entre los 2.000 y los 4.000 metros de profundidad (Figura 1) con una desviación regional de alrededor de 500 metros tanto en el techo como en la base, asociada a las variaciones regionales en la gradiente geotermal (entre 4 y 6,5 °C/100 m) más alta hacia el este. La definición de estratigrafía de secuencias de alta resolución ha permitido precisar los intervalos

estratigráficos del Cretácico inferior de la cuenca, con mejores probabilidades de resultados económicos aceptables en la exploración de petróleo, en recursos no convencionales, que se encuentran en los *tracts* terminales de cada megasecuencia. En efecto, se han identificado en las secuencias del Aptiano superior, Albiano inferior y del Valanginiano medio y Valanginiano Hauteriviano, unidades portadoras de rocas madre con buen contenido de carbono orgánico y con materia orgánica de buena calidad, de acuerdo al tipo de kerógeno, todas en ventana de generación de petróleo bajo los 2.000 metros de profundidad. De estos intervalos, lideran el ranking de favoritas, las fangolitas silíceas de las secuencias del Aptiano en los *tracts* de sistemas depositacionales, TST 117, HST 115 y TST 113. Aunque se agregan, se precisa la ubicación y se caracteriza las rocas madres del Cretácico inferior, en el cuadro de sistema petrolero de la cuenca de Magallanes, falta probar la productividad de estas rocas, con la perforación de pozos exploratorios y la aplicación de la nueva tecnología de terminación y de fracturamiento hidráulico. Por el momento, dada la profundidad de los objetivos (entre los 3.000 y 4.000 metros) el riesgo económico de estos objetivos es muy alto para proceder en la perforación y evaluación de un pozo.

Agradecimientos Los autores agradecen a los Sres. Lisandro Rojas, Gerente de Exploraciones de ENAP; Ivan Arriagada, Gerente de Exploraciones de ENAP-Magallanes y Pablo Mella, Jefe del Departamento de Exploraciones de ENAP-Magallanes por autorizar la publicación de este trabajo.

Referencias Arbe H., 2002: Análisis Estratigráfico del Cretácico de la Cuenca Austral. In: M.J. Haller (Ed.): Recursos Naturales de Santa Cruz. Relatorio del XV Congreso Geológico Argentino. Cañón A., 2000: Nuevos Antecedentes en la Estratigrafía de la Cuenca de Magallanes. Apartado de Anales del Instituto de la Patagonia – Serie Ciencias Naturales. Catuneanu O., Abreu V., Bhattacharya J.P., Blum M.D., Dalrymple P.G., Eriksson P.G., Fielding C.R., Fisher W.L., Galloway W.E., Gibbling M.R., Giles K.A., Holbrook J.M., Jordan R., Kendall C.G.St.C., Macurda B., Martinsen O.J., Miall A.D., Neal J.E., Strasser A., Tucker M.E., Winker C., 2009: Towards the standardization of Sequence Stratigraphy. Natland M.L., González E., Cañón A. y Ernst M., 1974: A System of Stages for Correlation of Magallanes Basin Sediments; The Gological Society of America, Inc., Memoir 139. Van Wagoner J.V., Mitchum R.M., Campion K.M., Rahmanian V.D., 1990: Siliciclastic Sequence Stratigraphy in Well Logs, Cores and Outcrops. AAPG Methods in Exploration Series # 7, Tulsa Oklahoma. Wordnardt W., 1999: Revision of Sequence Boundaries and Maximum Flooding Surfaces: Jurassic to Recent. Micro-Strat Inc.; OTC 14072 - Offshore Technology Conference, Houston, Texas.

ESSP-1: El Cretácico de Chile y Sudamérica



Izquierda: Cuadro estratigráfico secuencial del Cretácico inferior de la cuenca de Magallanes. Se incluye la litoestratigrafía como referencia. Derecha: Caracterización geoquímica orgánica resumida de los tracts de sistemas depositacionales y ventana de generación de petróleo a partir de datos de reflectancia de vitrinita (RVo). Los valores de índice de hidrógeno originales (IHo) mayores a 300 mg HC/g CO sugieren productividad de petróleo. Las curvas de COTo (carbono orgánico total original) e IHo muestran tendencias de enriquecimiento que pueden vincularse a la evolución en cada megasecuencia, desde rocas madre depositadas en espacio de acomodación reducido y ambiente oxigenado, a rocas madre depositadas en ambiente anóxico con máximo espacio de acomodación.

ESSP-1: El Cretácico de Chile y Sudamérica

Estratigrafía y geoquímica de la Formación Toqui en la zona de Palena (entre 43°34` - 43°36`S), sur de Chile.

Melany Muñoz Peralta[1], Christian Salazar [2].
(1) Departamento de Geología, Ingeniería y Ciencias Geológicas, Universidad Católica del Norte, Antofagasta, Chile
(2) Escuela de Geología, Ingeniería, Universidad del Desarrollo, Santiago, Chile

La Cuenca de Aysén, formada durante el Mesozoico entre los 43º y 50ºS posee importantes sucesiones volcánicas y sedimentarias que indican un ciclo de transgresión –regresión marina, representado por el Grupo Coyhaique. La Formación Toqui, comprende una de las tres formaciones del interior de la cuenca. Debido a las controversias y aumento de estudios en los últimos años al desarrollo y límite J/K en Sudamérica, sumado a la falta de estudios paleontológicos, geoquímicos y estratigráficos de detalle, se realizará un levantamiento geológico de afloramientos en la comuna de Palena, Región de los Lagos. La Formación Toqui fue analizada en las secciones El Aceite y Cementerio, con una potencia de 92 y 17 m respectivamente, consistente de calizas, areniscas calcáreas, lutitas, volcarenitas, paraconglomerados y niveles de coquinas con abundantes ostras. En 10 de las muestras obtenidas de las dos columnas estratigráficas, se hicieron análisis de fluorescencia de rayos X para interpretar los procesos que constituyeron las sucesiones volcano – sedimentarias de la zona de estudio, incluyendo una caracterización geoquímica de niveles de lutitas, areniscas y volcarenitas para una posterior interpretación de ambiente tectónico a partir de resultados obtenidos de elementos mayores. Preliminarmente se identifican asociaciones de facies agrupadas en dos ambientes; frente de playa inferior (rampa media) y costa afuera (rampa exterior). Sin embargo, las litologías presentes indican un ambiente mixto, del tipo siliciclástico – carbonático. A partir de relaciones entre óxidos mayores (SiO_2/Al_2O_3, K_2O/Na_2O, Fe_2O_3/K_2O y K_2O/Al_2O_3) y clasificaciones geoquímicas de areniscas, se concluye la existencia de areniscas principalmente sódicas, inmaduras, con aportes principalmente de plagioclasas y líticos volcánicos, con una importante fracción arcillosa y bajo contenido de feldespatos. Para determinar la procedencia tectónica, se utilizan diversos diagramas geoquímicos donde se obtiene principalmente un ambiente de arco de islas maduro con un arco magmático activo de composición principalmente intermedia.

ESSP-1: El Cretácico de Chile y Sudamérica

Estratigrafía de la Formación Lo Valdés (Jurásico Superior – Cretácico Inferior) en las secciones Laguna Ruhillas y Norte Río Volcán, chile Central

Rodrigo Orrego[1], **Christian Salazar[2]**.
(1) Departamento de Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias Químicas, Universidad de Concepción, Concepción, Chile
(2) Escuela de Geología, Facultad de Ingeniería, Universidad del Desarrollo

Dos secciones de la Formación Lo Valdés, denominadas como Norte Río Volcán (NRV) y Laguna Ruhillas (LR), han sido estudiadas considerando su estratigrafía, petrografía, bioestratigrafía de ammonites, con el fin aportar nuevos antecedentes a las sucesiones que representan el límite Jurásico-Cretácico. La sección Norte Río Volcán tiene 417 m de potencia y la sección Laguna Ruhillas se estima en 300 m, en ellas se reconocen los miembros Escalador, Placa Roja y Cantera. Ambas secciones están constituidas por rocas siliciclásticas y carbonáticas , representados por areniscas calcáreas, lutitas calcáreas, calizas lutíticas, calizas arenosas, calizas y un nivel de toba. El registro fósil en ambas secciones es abundante y diverso, identificando ammonites, ostras, trigonias, otros bivalvos, equinodermos, gastrópodos, corales, inocerámidos, algas, anélidos, briozoos, foraminíferos, calciesferas, radiolarios y fragmentos de vertebrados asignados a Ichtyosauria indet. y Thalattosuchia indet.. Se estudiaron 22 especímenes de ammonites para la sección Norte Río Volcán y 344 ejemplares para Laguna Ruhillas. *Olcostephanus* sp. es un nuevo registro para el Valanginiano de la Formación Lo Valdés,así como *Tirnovella kayseri* para el Miembro Escalador. En base al estudio bioestratigráfico de ammonoideos y a correlaciones con secciones cercanas, se establece una edad para la Formación Lo Valdés que abarca desde la parte inferior del Titoniano superior al Hauteriviano superior. A partir del estudio y descripción de facies, se determinan tres sub-ambientes deposicionales, característicos de ambientes marinos, los cuales son: frente de playa inferior (rampa interna), transición de costa afuera (rampa media) y costa afuera (rampa externa). A lo largo de la sucesión estratigráfica es posible reconocer diferentes ciclos de profundización y somerización.

ESSP-1: El Cretácico de Chile y Sudamérica

Petrografía, estratigrafía y análisis de procedencia de las rocas de la Formación Lo Prado, Cordillera de la Costa, Chile central

Sebastian Ortega Verdugo[1], Samantha Leiva Mera[2], Christian Salazar[3].
(1) Geología, Facultad de Ingeniería, Consultorias Geologicas Geosalazar, Santiago, Chile
(2) Geología, Facultad de Ingeniería, Universidad Andrés Bello, Santiago, Chile
(3) Escuela de Geología, Facultad de Ingeniería, Universidad del Desarrollo, Santiago, Chile

La Formación Lo Prado, que aflora en la vertiente Este de la Cordillera de la Costa en Chile central, presenta su desarrollo más típico en los cerros ubicados al sur de la Cuesta Lo Prado, lugar donde fue definida originalmente, como una Formación integrada por areniscas oscuras, finas a gruesas, lutitas bien estratificadas, varias capas lentiformes de caliza y numerosos bancos de conglomerados también lentiformes; estas capas se encuentran intercaladas con tobas arenosas, brechas tobíferas y lavas andesíticas algunas del tipo ocoíta. En base al registro fósil de *Holocoptychites neuquenensis* recolectados en la zona sur de la Cuesta Lo Prado es posible asignarle una edad Hauteriviano inferior. En este trabajo, a partir de los datos recolectados en terreno, se presentan nuevos antecedentes sobre la petrografía y estratigrafía, así como también los primeros datos acerca de la procedencia sedimentaria utilizando el método de Gazzy-Dickinson en areniscas para la Formación lo Prado en su localidad tipo. En el sector de Cuesta Lo Prado las litologías corresponden principalmente a una sucesión de rocas volcano-sedimentaria, volcánica y sedimentaria predominantemente continental con afloramientos de rocas sedimentarias marinas restringidas. Esta sucesión tiene un espesor de 1022 m. Hacia el Sur en el sector de Quebrada de La Plata la formación se caracteriza como una sucesión volcano-sedimentaria, volcánica y sedimentaria de carácter continental con afloramientos marinos acotados, pero más abundantes que en el sector de Cuesta Lo Prado, con un espesor de 1453 m. Petrográficamente las rocas sedimentarias clásticas presentan evidencias de poco transporte y retrabajo, evidenciado tanto en la baja madurez textural y composicional, por lo que se interpreta una proximidad relativamente cercana a la fuente. Considerando los análisis de procedencia, se sugiere que la fuente de los sedimentos correspondería a un arco volcánico activo e inmaduro. Se propone para el área de estudio un tipo de ambiente sedimentario caracterizado por un fuerte control tanto volcánico como tectónico en el aporte sedimentario denotado tanto por la mineralogía y las características texturales de los componentes clásticos de las rocas siliciclásticas, donde el volcanismo es sincrónico con la sedimentación.

ESSP-1: El Cretácico de Chile y Sudamérica

Environmental implications of limestones of the Toqui Formation (Tithonian-Hauterivian?), based on microfacies analysis of core-samples in El Toqui Mine area (45°02'S), Aysén Region, Chile.

Hermann Rivas[1], Christian Salazar[2], Wolfgang Stinnesbeck[1].
(1) Institut für Geowissenschaften, Universität Heidelberg, Heidelberg, Germany
(2) Carrera de Geología, Universidad del Desarrollo, Santiago, Chile

Abstract
The Toqui Fm., regarded to be the basal member of the Coyhaique Group, is a volcanoclastic succession with occasional intercalated limestone units. Calcareous beds comprise bivalve coquinites (floatstone) with variable terrigenous-volcanic content and isolated oyster build-ups (bindstones). These carbonate-rich sediments represent a shallow-water marine environment with normal salinity; they were located in a back-reef position of a rimmed-carbonate shelf. The carbonate-dominated shelf was placed between volcanic island chains along a N-S directed fault-bounded intra-arc basin. Microfacies analysis of outcrop and core-samples from the Toqui Mine provides evidence for significant burial diagenesis.

Introduction
The Aysén Basin (or Río Mayo Embayment) was an Upper Jurassic to Early Cretaceous intra-arc to back-arc basin which developed between 43° and 49°-50° S on southern Chile and Argentina (e.g. Aguirre-Urreta & Ramos, 1981; Bell *et al*., 1994). It has also been depicted as the northern part of the Austral Basin (e.g. Suárez *et al*., 2010). The basin fill comprises basal acid volcanic rocks of the Ibáñez Fm. (Upper Jurassic-Valanginian) and about coeval sediments known as the Coyhaique Group (Tithonian-Aptian). The latter is conformed, from base to top, by the Toqui Fm. (volcanoclastic sedimentary), the Katterfeld Fm. (pelagic mudstone), and the Apeleg Fm. (sand-siltstone) and has been interpreted as a transgressive-regressive cycle (e.g. Suárez & De La Cruz, 1994). This work is focused on the sedimentology, diagenesis and paleoenvironmental implications of limestone intercalated within the Toqui Formation; it is based on the petrographic analysis of core samples and one outcrop from the El Toqui Mine district.

Location and Materials
The sampling area is located in the Aysén Region of Southern Chile, 60 km north of the regional capital of Coyhaique, near the Toqui River, within the El Toqui Mine perimeter (45°02'S, 71°56'W), property of the Laguna Gold Company. We summarize the petrographic analysis of 56 thin sections, 25 of them from limestone, from four core samples (codes PDT21, ASN09, LCS453, DCE19), and an outcrop located at the former entrance of the San Antonio pit (ESA). All sections revised here come from the southern bank of the E-W trending Toqui River. Core samples PDT21, ASN09 and LCS453 are from the central part of the district, at close distance to San Antonio Hill, while DCE19 is from the NW area, near Concordia Creek.

Stratigraphy
Surface sections of the Toqui Fm. in the area dip by about 15° to the SE (ESA) while in the core samples, the dip-angle is 20° - 40° and eventually reaches 60° (with respect to core). The following main lithologies have been identified, from base to top:
Unit 1 (>60 m): intercalation of green (Chl-Ep) to purple volcanic sandstone, lithic tuff and volcanic breccia. The latter is clast- to matrix-supported, with clasts reaching diameters of up to 1.5 m. Beds are internally massive or with diffuse to sharp parallel bedding.
Unit 2 (45 m): volcanic sandstone, ash-tuff and limestone, with intercalations of thin lithic tuff with fiamme-like textures. Fossil content reaches between 10-40%. Bed boundaries are usually sharp, but gradual contacts also occur. In the surface section (ESA), the limestone forms layers of up to 2.2 m thickness. It is formed by reworked bioclasts, principally bivalves, but intervals with scarce fossils and wavy bedding also exist. In addition, an oyster build-up was identified near the contact with Unit 3 (Fig.1-B).
Unit 3 (74 m): finely laminated ash tuff, with fine- to medium-grained volcanic sandstone intercalations and sharp to diffuse parallel bedding. Isolated lithic tuff is frequent in the unit. Occasionally, limestone beds of ca. 2 m thickness and petrographical similarity to those of Unit 2 are present near the top.
Unit 4 (105 m): massive or finely laminated black shale. Rare intercalations of fine-grained, tuffaceous sandstone reaching thicknesses of a few centimeters. Intrusive sills have been identified near the base of unit 4 causing local silicification and textural changes.
Rhyolitic intrusions are frequently observed in all units, but most are identified disconformably cutting units 2 and 3. They reach higher thicknesses in the central-eastern part of the district and are thinner towards the NW (e.g. 82.8 m in PDT21 versus 4.98 m in DCE19).

Carbonate Petrography
At large scale (e.g. outcrop), limestone units are conformed by meter-sized, planar bedding and consist of reworked shell material (e.g. large bivalves), thus forming bioclastic floatstones. In surface, one bed found in Unit 2 underlying a thick volcanic ash layer, consists of articulated oysters, thus depicting evidence of an organic oyster build-up (bindstone). Oyster sizes in this biostrome reach up to 10 cm length (Fig.1-A).
At thin section level, the limestone represents bioclastic floatstones to wackestones, but fitted packstones are also present in

condensed layers. The limestones are compositionally impure, presenting terrigenous contribution of fine-medium-grained, volcanic clasts and plagioclase. Bioclasts are granule to pebble-sized, although smaller fragments occur. The matrix is micrite, but occasional neomorphic features are present reaching to secondary microspar. Pyroclastic input may also be present, but cannot be identified based on the thin section analysis.

Fossil content is mostly fragmented, with shells presenting angular to sub-rounded margins, while preservation is variable. Bivalves are the most abundant bioclast (10-50% bulk rock), but echinoderms (<5%) and serpulids (1%) are also present. Bivalves comprise abundant oyster fragments, identified by their irregular foliated microstructure. In smaller shell fragments the internal structure is no longer visible due to spar cement replacement (casts). These fragmented or complete bivalves are curved, to straight shaped, showing the bivalve sagittal section or sinuous ribbing patterns. Evidence of bivalves with prismatic shells is rare. Bivalves other than oysters have not been assigned to any group in particular, due to the bad preservation of the shells.

Echinoderms fragments are usually rounded, with circular, ovoidal and irregular shapes. They are easily recognized based on their subtle to marked speckled calcite texture, and spine radial patterns.

Serpulids are usually fragmented and either appears isolated or grouped in nests. They have a circular to ovoid cross-section, and a multi-layered microstructure. On the inside, some preserve geopetal structures and cements (Fig.1-D).

Non-skeletal grains involve infrequent big-sized (up to 1.5 mm), ovoidal to sub-angular peloids that are interpreted as reworked intraclasts. Smaller-sized peloids may represent pellets.

Terrigenous material is mainly composed of sub-angular to sub-rounded, andesitic to rhyolitic volcanic clast and euhedral to subhedral crystals of feldspar, mainly plagioclase. Quartz is scarce.

Diagenesis and Alteration

Alteration of limestone is quite variable within the region, and fast and sharp differences in preservation are seen. Despite cementation was difficult to identify due to neomorphism, columnar-fibrous to granular transitions have been observed inside serpulid tubes, as well as blocky cement between peloids and syntaxial cement in echinoderm fragments. Neomorphism is substantial, with micrite-microspar transformation in numerous samples. Almost all non-ostreid bivalve shells consist of spar mosaic (drusy, granular, blocky). Oysters present recrystallization as identified by spar mosaics following relic lamination and marginal chalcedony patches due to replacement.

Volcanic clasts co-occur with oxides and opaque minerals. They show signals of devitrification, thus presenting felsitic texture, or replacement of microliths. Illite and/or calcite partial replacement is also common in isolated feldspar crystals.

Compaction is evidenced by fitted fabrics and pressure solution structures (microstylolites and horse-tail structures) (Fig.1-C). Skarn features are indicated by marble transformation and mineralization in some limestone beds (Fig.1-E).

Discussion

According to the regional stratigraphy, units 1 and 4 are assigned to the Ibáñez Fm. (U1) and Katterfeld Fm. (U4). The Toqui Fm. comprises units 2 and 3, showing marked boundaries at base and relatively fast transition at top.

The fossil assemblage consisting of bivalves, echinoderms and polychaetids evidences a shallow marine environment of normal salinity, located proximal to explosive volcanic activity (e.g. De La Cruz *et al*., 2003). Bioclasts comprise a low diversity of organisms. The oysters have previously been identified as *Exogyra* cf. *couloni* by Tapia (1984) (as cited in Bussey, 2010), althought, recent systematic revision of similar oysters have re-interpreted these bivalves as being more related to *Aetostreon* sp. (Rubilar, 2003). Marked lateral facies changes (e.g. De La Cruz *et al*., 2003), significant volcanic input, and the presence of reworked and in-situ shallow-water faunal assemblages (oysters, polychetids), indicate that the depositional environment corresponds to an open marine-platform (Facies Zone 7 of the Wilson Model, as illustrated in Flügel (2010)). This narrow, rimmed carbonate shelf developed along shoals between active volcanic islands, located along a fault-bounded intra-arc basin (e.g. Dorobek, 2008). Floatstone facies represent local reworking, probably associated with storm events.

The district was affected by overwhelming burial diagenesis. Bedding-concordant pressure-solution structures are interpreted as the result of compaction instead of tectonic forcing. Intrusive-related contribution to the deformation cannot be discarded.

Relative low thickness and sudden lithological changes between calcareous and volcanoclastic units, are indicative of non-optimal environmental conditions, caused by extremely high pyroclastic input and possible changes in subsidence.

Acknowledgments

We gratefully acknowledge assistence in the field by SCMET - Laguna Gold geologists Olga Veloso and Roberto Pincheira, as well as, technicians José Barría y Humberto Labra. Sample preparation was supervised by Joachim Fillauer (Universität Heidelberg). This work was funded by FONDECYT 11140176 and scholarship CONICYT PCHA/BECAS CHILE 72170384.

References Aguirre-Urreta, M.B., & Ramos, V. 1981. Estratigrafía y paleontología de la alta cuenca del río Roble, Cordillera Patagónica, Provincia de Santa Cruz. Actas del VIII Geológico Argentino, San Luis, 3, 101-138. Bell, C., Townsend, M., Suárez, M., & De La Cruz, R. 1994. The depositional environments of the Lower Cretaceous Coyhaique Group, Aysén Basin, southern Chile (45°-46°). Actas del VII Congreso Geológico Chileno, Concepción, 1, 402-403. Bussey, S., Kakarieka, A., & Meinert, L. 2010. Skarn, porphyry, vein and replacement mineralization in the Toqui District, Southern Chile. Society of Economic Geology Special Publication, 15, 399-420. De

La Cruz, R., Suárez, M., Belmar, M., Quiroz, D., Bell, M., 2003. Geología del area Coihaique-Balmaceda, Región de Aysén del General Carlos Ibáñez del Campo. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, No. 80, 40 p., 1 mapa escala 1:100.000. Dorobek, S., Draut, A., Clift, P., & Scholl, D. 2008. Carbonate-platform facies in volcanic-arc settings: Characteristics and controls on deposition and stratigraphic development. Geological Society of America, Special Papers, 436, 55. Flügel, E. 2010. Microfacies of Carbonate Rocks: analysis, interpretation and application. Berlin: Springer Verlag; 984 p. Rubilar, A. 2003. Nuevos estudios acerca de las ostras del Cretácico Inferior de Chile. Actas del X Congreso Geológico Chileno, Concepción; 10 p. Suárez, M., & De La Cruz, R. 1994. Estratigrafía y paleogeografía mesozoica de Aisen Nororiental (45-46 lat. S), Chile. Actas del VII Congreso Geológico Chileno, Concepción, 1, 538-542. Suarez, M., De La Cruz, R., Bell, M., & Demant, A. 2010. Cretaceous slab segmentation in southwestern Gondwana. Geological Magazine, 147(2), 193-205.



Figure 1: A: Parabiostromes from Toqui Fm. cropping out near San Antonio Creek (ESA); arrows show changes in lithology. FS: floatstone; RS: rudstone-floatstone; W: limestone with wavy-bedding; T: ash-tuff layer; BS: rudstones, possible oyster build-up related. B: Sharp boundary between Unit 2 limestones and Unit 3 ash-tuffs. LS: limestones. C-D: thin sections of floatstones from the DCE19 core-sample, showing lithology, fossils and pressure-solution structures. H: horse-tail structure; P: pressure-solution stylolite; S: serpulid tube; C: fibrous (columnar) and drusy cement filling; B: recrystallized bivalve (sparite). E: DCE19 core-samples showing altered (left) and non-altered (right) limestones (floatstones) of Toqui Fm. O: oyster fragment. Scale-bar: 1 cm (core samples); 1 mm (thin sections).

ESSP-1: El Cretácico de Chile y Sudamérica

Ammonites from the Tithonian – Hauterivian (Upper Jurassic – Lower Cretaceous) Lo Valdés Formation in central Chile

Christian Salazar[1], Wolfgang Stinnesbeck[2].
(1) Escuela de Geología, Facultad de Ingeniería, Universidad del Desarrollo, Santiago, Chile
(2) Biostratigraphie und Paläoökologie, Instituts für Geowissenschaften, Universität Heidelberg, Heidelberg, Deutschland

The Lo Valdés Formation in the Andes of central Chile contains abundant and well preserved ammonites, indicating a Tithonian-Hauterivian age (Late Jurassic-Early Cretaceous) for this unit. In the type locality at Lo Valdés, also in Cajón del Morado and Cruz de Piedra sections, a total of 39 species were distinguished referred to 22 genera. This faunal assemblage is here described and discussed for the first time. *Aulacosphinctes proximus*, *Micracanthoceras spinulosum*, *Corongoceras* cf. *koellikeri*, *Substeueroceras koeneni*, *Argentiniceras fasciculatum*, *Pseudofavrella angulatiformis*, *Crioceratites andinum* and *Crioceratites diamantense*were informally recorded previously from the Lo Valdés Formation. *Frenguelliceras magister* is a new record for the unit and for central Chile. *Pterolytoceras exoticum*, *Aspidoceras rogoznicense*, *Micracanthoceras microcanthum*, *Micracanthoceras vetustum*, *Corongoceras lotenoense*, *Corongoceras mendozanum*, *Spiticeras acutum*, *Spiticeras pricei*, *Spiticeras spitiense*, *Groebericeras rocardi*, *Berriasella jacobi*, *Malbosiceras malbosi*, *Chigaroceras bardensis*, *Tirnovella kayseri*, *Thurmaniceras thurmanni*, *Crioceratites perditum* and *Bochianites* sp. are first registers for Chile. *Lytohoplites paredesi* n. sp., *Lytohoplites zambranoi* n. sp., *Lytohoplites varelae* n. sp. and *Lytohoplites rauloi* n. sp. are new species. *Parodontoceras* is here considered a junior synonym of *Substeueroceras*. Other lectotypes were designated for *Micracanthoceras spinulosum*, *Micracanthoceras vetustum*, *Spiticeras acutum*, *Substeueroceras calistoide*, *Argentiniceras fasciculatum*, *Tirnovella kayseri*, *Crioceratites andinum*, *Crioceratites diamantense* and *Crioceratites perditum*. *Spiticeras acutum* is considered a morphologically variable taxon. *Berriasella "jacobi fraudans"*is considered a synonym of *B. jacobi*; nevertheless *B. jacobi* is a widely used index taxon for the base of the Berriasian and the name should be kept. This discussion should be solved through an article in the Bulletin of Zoological Nomenclature. The following upper Tithonian to upper Hauterivian index fossils are used to subdivide the Lo Valdés Formation:*Micracanthoceras microcanthum* (lower Upper Tithonian), *Corongoceras alternans*, *Berriasella jacobi*, *Groebericeras rocardi*, *Substeueroceras koeneni* (lower Lower Berriasian), *Thurmanniceras thurmanni*, *Argentiniceras fasciculatum* and *Crioceratites diamantense*.

ESSP-1: El Cretácico de Chile y Sudamérica

Biostratigraphy and bioevents during the Tithonian – Hauterivian from central Chile

Christian Salazar[1], Wolfgang Stinnesbeck[2].
(1) Escuela de Geología, Facultad de Ingeniería, Universidad del Desarrollo, Santiago, Chile
(2) Biostratigraphie und Paläoökologie, Instituts für Geowissenschaften, Universität Heidelberg, Heidelberg, Deutschland

Data of "relative abundance", "relative richness", "Evenness and Shannon diversity index" of Baños del Flaco and Lo Valdés formations are integrated and the data set was grouped in stratigraphic intervals, which correspond to the 9 biozones identified. The "abundance" increases gradually from the lower part of the middle Tithonian to the upper Tithonian, with the highest values reached during the upper Tithonian. From the upper Tithonian to the upper Valanginian the "relative abundance" decreases gradually. Ammonites are rare to absent in the upper Valanginian to lower Hauterivian interval and the "relative abundance" drops to low values or even zero but rises again to low "relative abundance" levels in the Upper Hauterivian. "Richness" is high during the middle and upper Tithonian and into the lower Berriasian. During this latter stage numbers decrease to the lower Valanginian. No ammonites were identified for the upper Valanginian and lower Hauterivian interval. "Richness" is low for the upper Hauterivian. Our species turn-over analysis of ammonites based on sections. Zero similarity between the lower and the middle Tithonian; from the upper Tithonian to the upper Berriasian, similarity values increase gradually, coincident with the gradual decline of the diversity. Values indicate highest similarity values during the upper Tithonian, coincident with a high diversity; similarity declines (20%) during the lower Berriasian as most taxa registered in the upper Tithonian are absent during the lower Berriasian. Ecological indices, such as "relative abundance", "relative richness", "evenness" and the "Shannon" diversity index, show that the highest relative abundance and diversity were reached during the middle to upper Tithonian, with the main bioevent at the end of the upper Tithonian The ecological index is still high for the lower Berriasian, with the highest richness, but taxa differ between these stages, with the exception of *Substeueroceras callistoide*, and the Jaccard index is low. Relative richness and relative abundance of Baños del Flaco and Lo Valdés formations, during the Tithonian to Hauterivian, the ecological index shows similar values during the Tithonian and Berriasian; 41% and 41% richness and 43% and 42% abundance. During the Valanginian the richness and abundance decrease abruptly to values 12% and 13% respectively. During the Hauterivian the values are lower, due to low ammonites collected in the sections.

ESSP-1: El Cretácico de Chile y Sudamérica

Paleobiogeography of Upper Jurasic and Lower Cretaceous from Central Chile

Christian Salazar[1], Wolfgang Stinnesbeck[2].
(1) Escuela de Geología, Facultad de Ingeniería, Universidad del Desarrollo, Santiago, Chile
(2) Biostratigraphie und Paläoökologie, Instituts für Geowissenschaften, Universität Heidelberg, Heidelberg, Deutschland

For decades the Late Jurassic – Lower Cretaceous ammonite assemblages in South America have been considered to be dominated by endemic taxa, complemented by a minor Tethyan influence. Our analysis of Middle Tithonian to Lower Valanginian ammonites of Central Chile also indicates a high degree of endemism, but Indo-Pacific, Caribbean, Tethyan and Boreal influences are much stronger than previously thought. Endemic and Indo-Pacific taxa dominated during the Tithonian, but connections with the Indo-Austral province, the Tethyan. In the Berriasian endemic ammonites decrease and cosmopolitan taxa dominate whereas the Indo-Pacific influence remains important. The Valanginian is characterised by a decrease in Cosmopolitan ammonites. During this time the Tethyan influence dominates in the region. Endemic, Indo-Pacific and Boreal influences are still present. The Hauterivian is not well represented; only three species are recorded with low abundances. Data shows that the Tithonian to Valanginian is dominated by Endemic species (33% Richness and 31% Abundance), followed by Indo-Pacific (21% Richness and 25% Abundance), and Tethyan affinities (14% Richness and 16% Abundance). A Boreal influence is less evident but is still represented by 9% species Richness and 13% Abundance. Taxa endemic to Central Chile and Argentina and Tethyan species are the dominant ammonites during the Tithonian, changing abruptly during the Berriasian where the Cosmopolitan and Indo-Pacific influences increase and these taxa form the dominant group, while Tethyan and Endemic ammonites dominate during the Valanginian. This abundance of endemic taxa during the Tithonian suggests that Central Chile may not have been well connected with the Tethyan region and that the Hispanic Corridor was closed. Indo-Pacific affinities, on the other hand, result from an open Indo-Austral seaway. During the Berriasian, the dominance of Cosmopolitan and increasing abundance of Indo-Pacific taxa suggests that new pathways opened between Antarctica and South America – Africa. These connections were likely established via the Indo-Austral seaway and the new connection through the Hispanic Corridor. Subsequently during the Valanginian, Tethyan, Indo-Pacific and Boreal taxa are present in Central Chile and Endemic ammonites are equally abundant. This may correspond to a similar grade of exchange through both the Hispanic Corridor and the Indo-Austral seaway.

ESSP-1: El Cretácico de Chile y Sudamérica

Depositional Facies of the Lo Valdés Formation (Upper Jurassic – Lower Cretaceous), from Central Chile

Christian Salazar[1], Wolfgang Stinnesbeck[2].
(1) Escuela de Geología, Facultad de Ingeniería, Universidad del Desarrollo, Santiago, Chile
(2) Biostratigraphie und Paläoökologie, Instituts für Geowissenschaften, Universität Heidelberg, Heidelberg, Deutschland

Transgressive intervals are represented by calcareous sandstone and sandy-limestone of shoreface origin. The layers present cross lamination, horizontal lamination and few ooids, characteristic for deposits of shallow sandy seas and shoreface facies distributed across a storm-dominated shelf. Ammonoids and bivalves are dominant faunal elements in the inner ramp-shoreface facies and a single unit rich in corals is present. Shoreface facies are commonly characterised by abundant bivalves and the vast majority of bivalves are known to exist in shallow-marine settings (e.g. trigonids) and higher energy levels. The abundance of trigoniids occupied shallow-water habitats. The offshore transition facies is determined by rhythmically-bedded siltstone, calcareous siltstone, wackestone and packstone with horizontal lamination, abundant organic matter and disseminated pyrite. Mud-rich deposits of the inner shelf are frequently intensively bioturbated, except for cases where the rates of mud deposition out-paces the rate at which organisms can rework the sediment. In these cases, organic matter is often concentrated and resulting shelf mud sediments are very dark grey or black in colour. The presence of disseminated pyrite and high concentration of organic matter indicates low oxygen and low energy environments. The silty-limestone layers contain abundant bioclasts which are transported in a sea-ward direction of the shelf by storm processes. In the transition between shoreface and offshore transition, trigoniids, inoceramids and gastropods decrease in abundance, whereas ammonoids increase in abundance. Serpulids are common that normally represent a period of transition between open marine conditions and a hyposaline lagoon environment. Offshore facies are here characterized by limestone and silty-limestone, whereas calcareous siltstone and sandy-limestone is restricted to a few isolated beds. Layers are commonly grey-dark from abundant organic matter and disseminated pyrite indicating environment poorly oxygenated. In the offshore are common the silty wackestone and calci-mudstone, which are redeposited from the deeper water, bellow storm wave base outer ramp deposit. Faunal diversity decreases, dominated by oysters, others bivalves, scare ammonoids and echinoderms. These organisms are known to exist under stenohaline conditions, tolerating only low salinity changes.

ESSP-1: El Cretácico de Chile y Sudamérica

Proyecto El Way: bioestratigrafía y análisis de facies de la Quebrada El Way

Yuri Sepúlveda Godoy[1], Francisco Castro Venegas[1], Fabiola Estay Cataldo[1], Hans-Gerhard Wilke[1], Nathalia Fouquet Jó[1].
(1) Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ingeniería y Ciencias Geólogicas, Universidad Católica del Norte, Antofagasta, Chile

La presente investigación se desarrolla en la Quebrada El Way, 18 km al sur de la ciudad de Antofagasta. El sector corresponde a la localidad tipo de la Formación El Way, constituida por una sucesión de rocas carbonatadas de carácter marino, lugar en donde se recopilaron datos de las unidades A, B y C, definidas previamente por Jurgan (1974) para esta formación. Los bancos de esta sucesión se disponen en forma tabular, con actitudes promedios de N50°W/30°SW. Éstos son cortados por diversas fallas de orientación NW-SE en el sector occidental del área de estudio. Además, la presencia de un sinclinal en el extremo oriental de esta unidad modifica la actitud de las capas. La unidad A presenta una potencia de 190 m y está constituida principalmente por rocas clástico-calcáreas. La unidad B, con 105 m de potencia, está conformada predominantemente por rocas calcáreas y, en menor medida, rocas clástico-calcáreas. Por último, se midieron los primeros 25 m de la unidad C, los cuales corresponden a rocas clástico-calcáreas. El contenido fosilífero, en orden de mayor a menor abundancia, corresponde a bivalvos de las familias Pectiniidae, Gryphaeidae y Trigoniidae; serpúlidos, gastrópodos, corales, equinoideos, ammonoideos y braquiópodos. En cuanto al contenido de microfósiles, se identificaron placas y espinas de equinoideos, algas rojas, placas y oscículos de crinoideos, briozoos, algas verdes, foraminíferos bentónicos y esponjas. Se determinaron 31 litofacies y 13 asociaciones de facies, las cuales permitieron interpretar los ambientes en que se depositaron las rocas de la Quebrada El Way. Adicionalmente, se determinaron 16 microfacies, las cuales son equivalentesa 7 microfacies estándar (SMF) del modelo de plataforma carbonatada de Wilson. De esta forma, se interpreta que las rocas del área de estudio se formaron en un ambiente marino somero, variando específicamente entreambientes de plataforma restringida, plataforma abierta y arenas del borde de plataforma. Finalmente, se concluye que el área de estudio se ubica aproximadamente en el depocentro de la cuenca, dado que las unidades A y B poseen una potencia mayor a lo registrado por otros autores en los extremos E y W de Formación El Way. Además, se sugiere una edad Barremiano para la unidad A, basada en la presencia del género *Shasticrioceras*, y una edad Aptiano temprano para la parte inferior de unidad C, debido a la presencia de *Dufrenoyia* aff. *furcata* en su base.

ESSP-1: El Cretácico de Chile y Sudamérica

Estratigrafía y paleontología del sector El Salvador San Vicente de Tagua Tagua: nuevos antecedentes para la paleogeografía del Jurásico Superior - Cretácico Inferior de Chile central

Paula Soto-Huenchuman[1], Christian Salazar[2].
(1) Geología, Facultad de Ingeniería, Universidad Andrés Bello, Santiago, Chile
(2) Escuela de Geología, Facultad de Ingeniería, Universidad del Desarrollo, Santiago, Chile

Las unidades que contienen la transición Jurásico – Cretácico en Chile Central se distribuyen en la Cordillera de los Andes y en la Cordillera de la Costa. En este último, son conocidas las sucesiones volcano-sedimentarias denominadas como Formación Lo Prado, en las que predominan las rocas volcánicas como lavas y tobas, y de manera subordinada rocas carbonáticas y siliciclásticas. La edad de estas sucesiones ha sido asignada mediante fósiles de invertebrados presentes, indicando una edad Jurásico Superior (Titoniano superior) a Cretácico Inferior (Valanginiano?). En San Vicente de Tagua Tagua, específicamente en el sector de El Salvador, se presenta una sucesión siliciclástica, principalmente compuesta por areniscas media, areniscas lutíticas finas a medias, arenisca fina, wackstone arenoso, y en menor proporción rocas volcánicas como lavas andesíticas y brechas piroclásticas. La fauna dentro de estas sucesiones se destaca la presencia de moldes externos e internos, de ammonoideos como *Virgatosphinctes* sp., *Substeueroceras fasciatum, Argentiniceras* sp. y *Aulacosphinctes* sp., entre otros; bivalvos, destacando la presencia de *Anopea* sp., *Cucullaea* sp. entre otros; además, restringidos a ciertos niveles se presentan braquiópodos pertenecientes a la Familia Rhynchonellida y un fragmento de coral. El análisis de las unidades litológicas, sugiere que esta sucesión corresponde a unidades de ambiente marinos someros distales de un arco volcánico activo con el desarrollo de una cordillera en el margen occidental, manteniéndose esta condición por varios millones de años. De acuerdo a la posición geográfica y las características de las rocas, esta zona podría corresponder a un conector entre las cuencas de intra arco Lo Prado y de trasarco de Neuquén. Esto se apoya en las características someras del depósito, en las edades coetáneas de ambas cuencas, y en la existencia de la misma fauna en ambos sectores. La edad de este corredor estaría dada por la presencia de la *Virgatosphinctes* sp. y *Argentiniceras* sp., abarcando un rango de edad desde el Titoniano a Berriasiano.

ESSP-1: El Cretácico de Chile y Sudamérica

Determinación de paleoambiente en calizas de Formación El Way, Cretácico Inferior, sector suroeste

Daniela Villarroel[1], Nathalia Fouquet [2], Hans-Gerhard Wilke[1].
(1) Ciencias Geológicas, Ingeniería y Ciencias Geológicas, Universidad Católica del Norte, Antofagasta, Chile
(2) Programa de Doctorado en Ciencias Mención Geología, Ingeniería y Ciencias Geológicas, Universidad Católica del Norte, Antofagasta, Chile

La Formación El Way se ubica a 18 km al sur de Antofagasta y corresponde a una sucesión de estratos marinos fosilíferos conformados por calizas, calizas arenosas y areniscas calcáreas depositados durante el Cretácico Inferior. Según sus características litológicas y paleontológicas, Jurgan divide esta formación en las unidades informales A, B, C y D. El techo de la formación se encuentra cubierto por la unidad de gravas neógenas. El objetivo de esta investigación es establecer las condiciones paleoambientales en las que se depositaron las rocas carbonatadas de las dos unidades superiores, en el sector sur oeste de la cuenca, por medio del análisis de macrofacies y microfacies. El área de estudio se encuentra intensamente meteorizada y con escaso registro fosilífero. Se realizaron cuatro columnas estratigráficas correspondientes a las unidades con una potencia total de 386 m. A partir de los datos recolectados, se identificaron un total de 21 macrofacies y 11 microfacies. Estas últimas corresponden unicamente a la unidad C y se asociaron a las microfacies estándar (SMF) propuestas por Wilson, para de esta forma, ubicarlas en un modelo de plataforma carbonatada de ambiente tropical y sus respectivas zonas de facies (FZ). Los resultados concluyen la presencia de cuatro microfacies estándar, las cuales se ubican en dos zonas de facies, indicando que la depositación se produce en condiciones de aguas someras calmas. El miembro C comenzó a depositarse específicamente en un ambiente de laguna abierta, variando levemente a laguna restringida. Posteriormente, vuelve a condiciones de laguna abierta, para finalmente, en el miembro D dar paso a un ambiente litoral.

ESSP-1: El Cretácico de Chile y Sudamérica

Estratigrafía del Jurásico Superior – Cretácico Inferior, en la Cordillera de la Costa (entre 34º37´S-34º41´S): La Lajuela-Santa Cruz

Francisco Ignacio Zúñiga[1], Christian Salazar[2].
(1) GeoSalazar Consultorías Geológicas, Chile
(2) Escuela de Geología, Ingeniería, Universidad del Desarrollo, Santiago, Chile

La Formación La Lajuela se ubica en la Cordillera de la Costa, Chile Central. Posee una potencia aproximada de 680 m en la localidad tipo definida en la Cuesta La Lajuela, y está constituida por: brechas andesíticas, andesitas porfídicas, tobas líticas, lutitas, areniscas líticas, areniscas calcáreas, escasos wackestone y packstone. Las brechas andesiticas, andesitas tobas y lutitas son intruidas por una serie de diques dioríticos. Sin embargo, otra sección más representativa es ubicada 3 km al norte de la Cuesta La Lajuela en el sector de La Mina, con 1.042 m de potencia, la cual es subdividida en tres miembros informales. Esta sección de la Formación La Lajuela está constituida por calizas, wackestone, packstone, packstone arenoso, areniscas, areniscas calcáreas, areniscas lutíticas, lutitas, lutitas calcáreas, tobas vítreas, tobas líticas, brechas andesíticas, andesitas porfídicas y andesitas de piroxeno. El registro fósil en esta sección es abundante, en el miembro inferior y superior, el cual está representado principalmente por braquiópodos, bivalvos, belemnites y escasos ammonites. En base al registro de *Cylindroteuthis*? sp., *Rhaphibelus*? sp., *Substeuroceras* sp. y *Anopea* cf. *callistoensis* es posible asignar una edad entre el Titoniano – Berriasiano para el miembro inferior de la Formación La Lajuela. El registro de *Cylindroteuthis*? sp. y *Rhaphibelus*? sp. corresponden a nuevos registros para la formación. A partir del estudio de litofacies se determinan tres ambientes deposicionales: (1) frente de playa inferior, (2) costa afuera y (3) arco volcánico continental. Además, el registro de *Anopea* cf. *callistoensis* y *Cylindroteuthis*? sp. indican que la temperatura de este ambiente marino era relativamente fría. De acuerdo a signaturas geoquímicas de andesitas, las cuales presentan anomalías negativas de Nb, Zr y Ti, demuestran que, durante el emplazamiento de estas, existía un régimen de subducción, generando magmas calco-alcalinos a shoshoníticos altos en K_2O.

ESSP-2: Las cuencas del Paleozoico Tardío en el margen oeste de Sudamérica

Permian bryozoans from Northern Chile: main components of temperate marine carbonate sequences.

Marcelo Gabriel Carrera[1], Andrea Fabiana Sterren[1], Gabriela Adriana Cisterna[2], Hans Niemeyer[3].
(1) Córdoba, FCEFyN, CICTERRA (CONICET-UNC), Córdoba, Argentina
(2) La Rioja, CONICET-UNLAR, La Rioja, Argentina
(3) Departamento de Ciencias Geológicas, Universidad Católica del Norte, Antofagasta, Chile

In warm water euphotic oligotrophic settings rapidly growing green calcareous algae and invertebrates with photosymbionts (corals, sponges) and active abiotic precipitation mud-ooids-cements, are called the "Photozoan association". Modern cool water temperate platforms are mainly constitutes by benthic invertebrates and coralline algae that feed through a variety of heterotrophic means named the "Heterozoan associations". They produce particulate-type carbonate sedimentation which represents the main source of platform accumulation. The terms "foramol" (foraminifer-moluscan) or "bryomol" (bryozoan-moluscan) are commonly used according to main biotic components. This composition is observed in mixed carbonate-siliciclastic successions of the Cerro El Árbol Formation (early Permian) from Antofagasta, Northern Chile. This unit is mainly characterized by tobaceous conglomerates and sandstones, calcareous red sandstones and shales in the lower part and predominance of mudstones and limestones towards the top. Three invertebrate assemblages composed of brachiopods, bivalves, gastropods, crinoids and bryozoans have been identified. Bryozoans are abundant and dominant in the middle part of the unit, forming coquina-like accumulations together with crinoid fragments. The bryozoan fauna studied is composed by a ramose, small (no more than 3 cm long), single cryptostome species. Macroscopic samples and the thin-sections show specimens well preserved, moderately fragmented, simple stalks or dichotomously branched colonies. Similar bryomol type association was observed in the neighboring basins. In the Huentelauquén Formation (central Chile), typical temperate to cold water invertebrate assemblages are composed by brachiopods and foraminifers (Méndez-Bedia et al., 2009). A most diverse fauna from the Arizaro Formation (northwestern Argentina) that includes brachiopods, bivalves, gastropods, bryozoans, corals, crinoids and foraminifers (Aceñolaza et al., 1972), can be also considered a similar association type. Coeval sequences from Perú-Bolivia (Copacabana Formation) and Venezuela (Palmarito Formation), show different, more abundant and diverse macro and micro faunas with foraminifers, fusulinids, conodonts and palynomorphs (Badyrka et al., 2013; Laya and Tucker, 2012). Further studies of these assemblages in the paleopacific carbonate platform will allow understanding the paleoclimatic conditions along the latitudinal gradient during the Pennsylvanian-Cisuralian.

ESSP-2: Las cuencas del Paleozoico Tardío en el margen oeste de Sudamérica

Late Paleozoic marine faunal assemblages from the central western Argentinian basins: an update based on the recent studies

Gabriela A. Cisterna[1], Andrea F. Sterren[2].
(1) CONICET - UNLaR, Argentina
(2) CICTERRA (CONICET - Universidad Nacional de Córdoba), Argentina

The late Paleozoic ice age (LPIA) had a significant impact on the development of Gondwanan biotas. In particular, the invertebrate faunal assemblages related to the Paleo-Pacific transgressions that affected the central western Argentina during the Carboniferous-early Permian, are long well known. The marine sequences containing these assemblages appear disconnected, showing an irregular pattern along western Argentinian basins, as a consequence of a complex history of interaction among tectonism, sea-level changes and climatic conditions (Limarino et al., 2006). Abundant and diverse benthic invertebrates (i.e., brachiopods, bivalves, gastropods, nautiloids, crinoids, bryozoans, conulariids, corals, and ostracods), characterize the assemblages analyzed, usually associated with plant remains and palynomorphs. The taxonomic composition of these faunas has been extensively studied, as well as, their biostratigraphic and paleogeographic implications (César et al., 2007 and references therein). However, researches of the last decade mostly focused on brachiopods and bivalves, have allowed to evaluate the importance of these clades to understand the dynamics of ecosystems during the glacial mega-events and their biostratigraphic value in regional correlations (Cisterna and Sterren, 2010; 2016; Balseiro et al., 2014; Balseiro, 2016; Balseiro and Halpern, 2016; Cisterna et al., 2017). The marine faunal assemblages from central western Argentina have been particularly studied in three time intervals: Mississippian (Tournaisian-Visean), early Pensylvanian (late Serpukhovian-Bashkirian) and late Pensylvanian-early Cisuralian? (Moscovian-Asselian?). The oldest assemblage, that integrates the *Michiganites* (*Protocanites*) *scalabrinii-Azurduya chavelensis* Zone (Tournaisian-Visean), defined in the Malimán area and usually recognized in the Río Blanco Basin (Fig. 1), is an impoverished fauna compared with the youngest faunal assemblages (Sterren and Cisterna, 2010), and it is characterized by the predominance of bivalves (*Palaeoneilo subquadratum* González, *Malimania triangularis* González, *Phestia* sp., *Streblochondria* sp., *Cypricardinia* sp., *Edmondia* sp., *Myofossa* sp., Malletioidea indet., Paralellodontidae indet., Aviculopectinidae indet. and Anomalodesmata indet.) over brachiopods (*Azurduya chavelensis* (Amos), *Azurduya cingolanii* Cisterna and Isaacson, *Yagonia furquei* Taboada and Shi and (?)Septosyringothyridinae new genus). However, studies realized in the last years in Las Minitas locality (Bolsón de Jagüé Area, La Rioja, province) (Fig. 1), allowed to identify new taxa that suggest an increase of the diversity, particularly in the brachiopods (Anopliidae indet., Productidae indet., Spiriferellinidae indet., Syringothyridinae indet. and terebratulids that are currently being studied) for the early Carboniferous faunas of the Precordillera (Sterren et al., 2013). Two early Pensylvanian faunas appear typically associated to an important postglacial transgression related with the Carboniferous glacial event (Glacial Episode II, López-Gamundí, 1997). The *Levipustula* Fauna, included in the *Levipustula levis* Zone (late Serpukhovian-Bashkirian), well known in the Calingasta-Uspallata Basin (Fig. 1), characterizes this early postglacial faunal assemblage in several localities. Brachiopods (*Levipustula levis* Maxwell, *Costuloplica leoncitensis* (Harrington), *Kitakamithyris booralensis* Campbell, *Kitakamithyris immensa* Campbell, *Torynifer tigrensis* Taboada and Cisterna, *Spiriferellina octoplicata* (Sowerby), *Septosyringothryis keideli* (Harrington), *Beecheria* sp.) and bivalves (*Palaeolima retifera* (Shumard), *Aviculopecten barrealensis* Reed, *Streblochondria sanjuanensis* Sterren, *Streblochondria stappenbecki* Reed, *Oriocrassatella andina* González, *Myofossa calingastensis* González, *Promytilus grandis* González, *Leptodesma* (*Leiopteria*) *aredesi* González, among others) of this assemblage were widely studied because their biostratigraphic and paleocological importance (Cisterna and Sterren, 2010). In particular, analyses of the communities that integrate the postglacial *Levipustula* Fauna in its type section indicate an exposed open marine coast with a gently sloping shelf (Cisterna et al., 2017). More recent studies have allowed us to recognize a coeval early postglacial fauna, the *Aseptella-Tuberculatella/Rhipidomella-Micraphelia* (*AT/RM*) Fauna, characterized by the brachiopods *Rhipidomella discreta* Cisterna, *Micraphelia indianae* Simanauskas and Cisterna, *Micraphelia*? sp., *Tuberculatella peregrina* (Reed), Overtoniinae indet., *Aseptella* sp. aff. *A. patriciae* Simanauskas, Linoproductoidea indet., *Beecheria patagonica* Amos, athyrids indet., 'inarticulates', and the bivalves *Nuculanella camachoi* González, *Quadratonucula*? sp., *Nuculopsis*? sp., which would have inhabited a relatively isolated or restricted part of the basin. In this sense, the coastal configuration (palaeofjord type) and abiotic factors, mainly the nutrient availability, related to glacial retreat dynamics, have been proposed to explain the important compositional and paleoecological differences between the contemporaneous *AT/RM* and *Levipustula* faunas (Cisterna and Sterren, 2016; Cisterna et al., 2017). The youngest faunal assemblages are associated to a transgressive marine event recorded in the three Late Paleozoic basins of Precordillera during the late Pensylvanian- early Cisuralian and include the *Tivertonia-Streptorhynchus* (*TS*) Fauna, widely extended in the Río Blanco and western Paganzo basins, and the *Costatumulus* Fauna, restricted to the south of the Calingasta-Uspallata Basin (Fig. 1). A climatic amelioration registered in this part of Gondwana for this time interval, as well as, the volcanic activity and the action of relatively warmer marine currents, would have been important local factors that controlled the distribution of bivalves and brachiopods of these faunas (Sterren and Cisterna, 2010). The *TS* Fauna that integrates the *Tivertonia jachalensis-Streptorhynchus inaequiornatus* Zone, is composed of brachiopods such as *Tivertonia jachalensis* (Amos), *Streptorhynchus*

ESSP-2: Las cuencas del Paleozoico Tardío en el margen oeste de Sudamérica

inaequiornatus Leanza, *Kochiproductus riojanus* (Leanza), *Costatumulus* spp., *Coronalosia argentinensis* Archbold and Simanauskas, *Tupelosia paganzoensis* Archbold and Simanauskas, *Crurithyris*? sp., *Pericospira pericoensis* (Leanza), *Pericospira riojanensis* (Lech and Aceñolaza), *Saltospirifer guevarii* Cisterna and Archbold, *Septosyringothyris* (*Precosyringothyris*) *jaguelensis* Lech, *Rhynchopora* sp., *Neochonetes pegnonensis* Cisterna and Simanauskas, and the bivalves *Nuculavus levatiformis* (Walcott), *Leptodesma veladerensis* González, *Ptychopteria* (*Ptychopteria*) *liagracielae* (Leanza), *Pterinopectinella ramacionii* González, *Heteropecten anteloi* González, *Septimyalina* sp., *Acanthopecten jaguelensis* González, *Schizodus arrondoi* González, *Vacunella* aff. *argentinensis* (Harrington), *Wilkingia riojana* González, among the most characteristic. This fauna was considered in the definition of the Carboniferous-Permian boundary in central western Argentina, on the base of its brachiopods and the palynological information associated (Cisterna, 2010; Cisterna et al., 2011). However, the radiometric data from several sections bearing this fauna suggest a Moscovian age (Gulbranson et al., 2010). The *Costatumulus* Fauna is mainly characterized by the brachiopods *Costatumulus amosi* Taboada, *Coolkilella keideli* Taboada, *Tivertonia leanzai* Taboada, *Crurithyris* sp. and the bivalves *Oriocrassatella sanjuanensis* González, *Cypricardinia?* sp., *Streblochondria?* sp., *Sanguinolites* sp. and *Schizodus* sp. Although the *Costatumulus* Fauna that integrates the *Costatumulus amosi* Zone (early Cisuralian?) is considered to be younger than the *TS* Fauna (Taboada, 2014), the chronologic relationship between both is not clear to date. Particularly considering that a number of brachiopod genera that characterize the *TS* Fauna have also been identified in association with the *Costatumulus* Fauna in the classical sections (Cisterna, 2010). In absence of most precise biostratigraphic markers such as conodonts or fusulinid foraminifers, the brachiopods have been considered to be an important tool in the Late Paleozoic biostratigraphic schemes of the Precordillera. However, in some cases, this group lacks well-resolved indices to determine a precise age and can be also strongly controlled by the paleoenvironmental conditions, especially in glacial sequences where the composition and distribution of coeval faunas are related with the glacial dynamics. Hence, it is emphasized the need for radiometric data, as well as, of interdisciplinary studies combining the diagnostic mega/microflora and marine invertebrate paleontological evidence, to improve the biostratigraphical framework for the Late Paleozoic central western Argentinian basins.

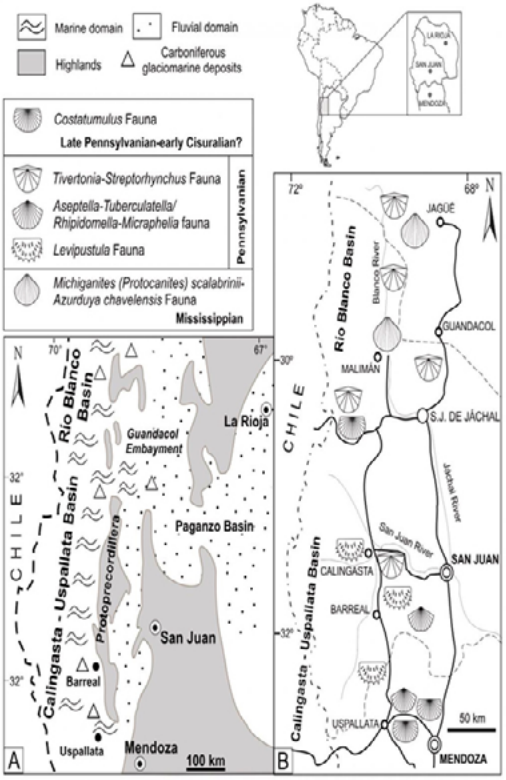


Figure 1. A- Generalized paleogeographic map of the Carboniferous-Early Permian in central western Argentina (modified from Limarino et al., 2006); B- Geographic location of the late Paleozoic marine faunal assemblages.

ESSP-2: Las cuencas del Paleozoico Tardío en el margen oeste de Sudamérica

Compositional variations and diversity patterns of brachiopods and bivalves along the Late Paleozoic carbonate platform of western South America: a preliminary study

Karen Halpern[1], Gabriela A. Cisterna[2], Andrea F. Sterren[3], Diego Balseiro[4].
(1) Instituto de Geología de Costas y Cuaternario (CIC-UNMDP), CONICET
(2) CONICET - UNLaR
(3) CICTERRA (CONICET - Universidad Nacional de Córdoba)
(4) CICTERRA (CONICET - Universidad Nacional de Córdoba)

The widespread distribution of the Late Paleozoic carbonate successions along the western margin of South America suggests an extensive shallow marine platform developed during a climatic amelioration period. Important invertebrate faunal assemblages have been recorded at different latitudes of this platform in the Pennsylvanian-Cisuralian interval. Although there are few recent taxonomic studies focusing on these faunas, the available databases seemed to suggest significant variations, in terms of composition and diversity of brachiopods and bivalves, from low-latitude basins (Copacabana Formation in Amazonas region in Peru, Palmarito Formation in Venezuela and Chochal Formation in Guatemala) to relatively intermediate (Copacabana Formation in Bolivia, Juan de Morales, Cerros de Cuevitas and Cerro El Arbol formations in northern Chile, Taciba Formation in southern Brazil and Arizaro Formation in northern Argentina), and the southernmost records in central Chile (Huentelauquén Formation). However, at the present, there are no quantitative studies to understand the diversity patterns along the latitude gradient in this carbonate platform. Two hundred and five samples with 1181 occurrences of 184 genera of brachiopods and bivalves from Western South America in the Bashkirian-Kungurian interval have been herein considered for the database. It includes data entries from the PBDB (Clapham et al., 2018) plus several localities ranging from Guatemala to northwestern Argentina, southern Brazil and northern Chile (Branisa, 1965; Aceñolaza et al., 1972; Benedetto, 1980; Sanchez, 1984; Cisterna et al., 2014). Each sample was assigned with its paleogeographic location. In the absence of this parameter, its paleolatitudinal distribution was estimated by transforming the GPS coordinates into their respective time setting using Paleolatitude Calculator 2.1 (Douwe et al., 2015). Samples were grouped by stages and then separated in 3 bins of 20° of latitudinal distribution. The alpha and beta diversity in each temporal and latitudinal bin was estimated by using *vegan* package (Oksaken et al., 2018). In order to complete the diversity latitudinal gradient along the western basins of Gondwana, the same parameters were estimated for the western-central basins of Argentina using recently published data (Balseiro, 2016). Hierarchical diversity partitioning has shown to be a powerful tool for unraveling the principal drivers of biodiversification (Hautmann, 2014). Therefore, patterns of alpha (collection scale) and beta (among collection turnover) diversity are studied in this contribution. Although the fragmentary stratigraphic data from Western South America does not allow us to describe the entire latitudinal gradient from the Pennsylvanian to the mid Permian, a few tendencies are possible to recognize. In relation to alpha diversity (Fig. 1), along the equatorial region (0° to 20°S), it exhibits a general increase from Asselian to Kungurian, reaching values four times larger in the Cisuralian than in the Pennsylvanian. In mid-latitudes (20° to 40°S) alpha diversity is severely reduced from the Pennsylvanian to the Cisuralian times: it is stable during the lower Pennsylvanian, shows a decrease of 35% from Moscovian to Gzhelian, and drops steadily from Gzhelian on, being four times smaller in the Artinskian. In higher latitudes (~45°S), the alpha diversity diversity increases slightly from Bashkirian to Moscovian and shows a decrease of the 33% to Kasimovian. The Sakmarian is very poor in diversity, but it is probably because it is represented by only two samples. To further understand diversity structure, the compositional variation among collections at each time interval and latitudinal bin are also studied. A preliminary analysis showed that all time intervals had many compositionally identical collections. Hence, we used a simple index to measure compositional variation (i.e., beta diversity) through time and among intervals (β= 1 – number collections with identical composition / total number of collections). Beta diversity (Fig. 1) results to low latitudes (from 0° to 20° S) indicate a marked increase of compositional variability among the Pennsylvanian/Cisuralian interval with an unusual low value in the Artinskian, probably being related to the low number of samples included in the analysis. At middle latitudes (from 20° to 40°S), Bashkirian exhibits the lowest values of beta diversity while the following time intervals show intermediate values of compositional variability. Finally, towards high latitudes (~45°S), the available data comes exclusively from the west central Argentina and beta diversity values recorded therein are intermediate. Although beta diversity mainly tends to remain stable, an increase of 22.5% from Bashkirian to Moscovian, and a slight decrease (-14.5%) to Kasimovian have been identified. In summary, the patterns of diversity partitioning evidence variations along the latitudinal gradient during the Pennsylvanian/Cisuralian times. In one hand, alpha diversity shows a general pattern of increase in equatorial regions (Guatemala, Venezuela and northern Peru), a steady decrease in template regions (Bolivia, northern Chile and northwestern Argentina) and, even though small variations can be detected, it rather remains stable in higher latitudes. On the other hand, beta diversity markedly increases in low latitudes and, on the contrary, minor variations were identified in intermediate and high latitudes. The Late Paleozoic Ice Age (LPIA) had profound consequences on the global marine biota (Stanley and Powell, 2003; Powell, 2005). At the onset of this event, a severe extinction hit the tropical biota (Powell, 2005; McGhee et al., 2010), that recovered only at the end of this major global ice age. However, its effect on diversity

ecological dynamics of extratropical biota was minimal (Balseiro, 2016; Balseiro and Halpern, 2016) and it also agrees with the preliminary results herein provided. As the LPIA ended towards middle Cisuralian, alpha diversity recovered in tropical environments but remained either stable or even decreased in extratropical regions. The drastic loss recorded in the benthic fauna, at intermediate latitudes, would represent the extinction of glacial taxa (Waterhouse and Shi, 2010). Thus, these results support the return of the steep latitudinal diversity gradient in the oceans (Powell, 2007). Moreover, the beta diversity rise found in the tropics agrees with previously reported diversity patterns for west central Argentinian basins (Balseiro, 2016, Balseiro and Halpern, 2016) together with other macroecological patterns recorded for the LPIA (Powell, 2005, 2007). In particular, at the beginning of the LPIA, the Serpukhovian biodiversity crisis was characterized by the extirpation of mainly tropical and small range taxa. The recovery after the LPIA witnessed the increase in small range taxa in the tropics. Hence, an increase in beta diversity is expected in this region, but not in extratropical regions. Results herein provided, once again, agree with this dynamics, reinforcing the idea that the LPIA had a much more profound effect on tropical regions than on actual glaciated ones (Balseiro, 2016; Balseiro and Halpern, 2016). In equatorial latitudes, a sustained increase of both alpha and beta diversity point to a gamma diversity rise. On the other hand, the stability in beta diversity and the severe loss in alpha diversity in mid-latitudes suggest a decrease in gamma diversity. Both parameters exhibit a similar pattern in high latitudes, showing probable small variations in regional diversity. These preliminary results show a distinctive latitudinal diversity gradient that could be explained by differential intensity of the consequences of environmental changes related to the LPIA. Although current results are promising for understanding the response of western Gondwanan marine faunas to the LPIA, further analysis are needed in order to confirm this patterns in the Southern Hemisphere. Also, more data from the intermediate and higher latitudes are necessary to achieve a better understanding of regional diversity variations and their causes.

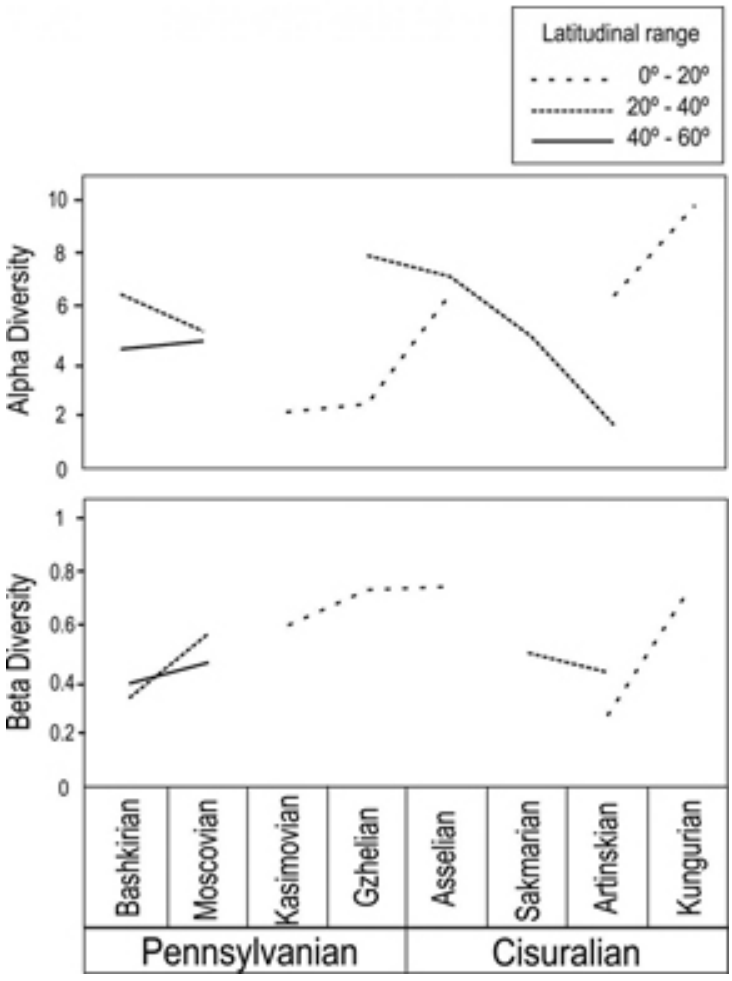


Figure 1

ESSP-2: Las cuencas del Paleozoico Tardío en el margen oeste de Sudamérica

Tectonoestratigrafía carbonífera – triásica entre la Depresión Central y Cordillera de Antofagasta (24º-24º30´S): nuevos antecedentes estratigráficos y geocronológicos

Diego Alonso Montecino[1], Carlos Venegas[1], Natalia Astudillo[1], Rodolfo Ferrando[1].
(1) Geología general , Servicio Nacional de Geología y Minería

La similitud litológica entre las unidades del Paleozoico Superior - Triásico, del norte de Chile, ha sido un problema en relación a su reconocimiento y diferenciación, lo cual ha sido facilitado con advenimiento de la geocronología U-Pb. En este trabajo, se integran nuevos datos estratigráficos y geocronológicos, sobre la base de estos nuevos antecedentes se postula un modelo de evolución tectono-estratigráfica, donde se discute la existencia y distribución de seis discontinuidades estratigráficas regionales. La primera discordancia, corresponde a base de la Formación La Tabla (*ca.*326 Ma), que cubre, en discordancia angular, a la Formación Argomedo (Devónico), expuesta en la cordillera de Domeyko. La segunda, se reconoce en la sierra Almeida, en la base de la Formación Agua Escondida (*ca.*300 Ma), que cubre a la Formación Zorritas (Devónico). La tercera discordancia, se identifica en la depresión central, en la base de la Formación Cerro El Árbol (Pérmico), que cubre, en discordancia angular, a la Formación Sierra el Tigre (Devónico). La cuarta, se reconoce en el extremo norte de la sierra Almeida, en la base de Los Estratos de Cerros de Puquios (*ca.* 260 Ma), que cubren, en discordancia angular, a la Formación Agua Escondida. La quinta, corresponde a la base de la Formación Púlar (*ca*. 247 Ma), expuesta en la sierra Almeida, y que cubre, en discordancia angular, a los Estratos de Cerros de Puquios. La sexta, se identifica en la cordillera de Domeyko, en la base de las formaciones Sierra de Varas y Cerro La Ballena (*ca.* 217 a 215 Ma) que cubren, en discordancia angular, a la Formación La Tabla. Las tres primeras discontinuidades se interpretan como un evento de deformación contraccional post a sin depositacional, que habría generado alzamiento y denudación de bloques. Las tres últimas, se interpretan como el producto de pulsos de deformación extensional contemporáneos a la depositación de estas unidades. Nuevos resultados geocronológicos permiten establecer la edad límite de las discordancias anteriormente descritas, las que son comparables con diferentes picos de edades U-Pb identificados en otras localidades del norte de Chile. Esto invita a revisar, tanto la presencia de estas discordancias en otras localidades, como su significado e implicancias en la nomencaltura estratigráfica regional. Este trabajo es parte del programa regular de cartografía del SERNAGEOMIN y contó con el financiamiento del Plan Nacional de Geología-PNG.

AEGS-SG: Sesión General Áreas Emergentes en Geociencias

The habitability of the Earth over geologic time and the search for life elsewhere

David C. Catling[1].
(1) Department of Earth and Space Sciences/ Astrobiology Program, Box 351310, Seattle, WA 98195. USA. (dcatling@uw.edu), University of Washington

The question of whether life exists beyond Earth is ancient, but recent technological and scientific advances mean that such life could be discovered in the next decade or two. For example, life might be identified from the spectrum of an exoplanet's atmosphere or in the subsurface of Mars. Consideration of life elsewhere forces us to think about what makes a planet habitable. In particular, thousands of exoplanets -- planets around other stars – are now known, and it is only a matter of time before Earth-sized, rocky bodies in the liquid water habitable zone of nearby stars present us with real cases of possible habitability and possible life.

When we compare the very different climates on Venus, Earth and Mars, it is clear that an understanding of geochemical volatiles and atmospheric evolution is critical for determining whether a planet is potentially habitable. Much work remains to be done to improve our grasp of the evolution of the Earth, which serves as our point of reference for comparing other planets. Where did Earth's atmosphere come from, and how did the mixture of gases in the atmosphere change over billions of years since Earth's origin? New evidence and numerical simulations suggest that negative feedbacks involving a carbon sink in seafloor and continental rock weathering have moderated levels of CO_2 on geological timescales and stabilized Earth's climate system, despite an increase of almost ten percent every billion years in solar luminosity. Ocean pH, on geological timescales, is linked to this system of geologic feedbacks on carbon, and affects marine biology. Geochemical evidence also shows that Earth's biosphere greatly altered the Earth's atmosphere. Various changes in atmospheric gases are reflected in various aspects of the geologic record: isotope systems through time, the bulk composition of rocks derived from marine and non-marine sediments, and occasionally in physical aspects of rocks.

I will review recent advances in our understanding of the co-evolution of life and environment on Earth from the Archean to the modern day. I will also consider how such an understanding helps in the search for biosignatures beyond Earth, i.e., substances, groups of substances, or phenomena that indicate the presence of life.

AEGS-SG: Sesión General Áreas Emergentes en Geociencias

A geochemical perspective for evaluating the land-ocean-atmosphere interaction in semi-arid central Chile

Maria Francisca Clemo[1], Elisabeth Livtevout[2], Roberto Rondanelli[3], Laura Farias[4], Eugenia Gayo[5].
(1) Biobio, Departamento de Cs. naturales y oceanograficas, Universidad de Concepción
(2) Cs. Forestales, Cs. Forestales, Universidad de Concepcion, Concepcion, Chile
(3) Geofisica, Ingenieria, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(4) Oceanografia, Cs. naturales y oceanograficas, Universidad de Concepcion, Concepcion, Chile
(5) Biogeoquímica, Centro de Ciencia del Clima y la Resilencia CR2, Concepcion, Chile

Semi-arid central Chile (with annual precipitations under 150 mm/yr) is particularly sensitive to extreme variations in the hydrological cycle at several time-scales. Over the past decade, a severe drought has impacted negatively this area. In this region, marine fog is common and appears as a potential element in sustaining ecosystems and carbon, nitrogen and hydrological cycles. Nevertheless, to our knowledge little is known about the quantitative subsidiary effect of this phenomena on these processes in the area. By conducting a multi-isotope ($\delta^{18}O$, $\delta^{2}H$, $\delta^{14}N$ and $\delta^{13}C$) and nutrients analysis (NO_3^-, NO_2^-, SiO_2, PO_4^{3-}) on rainfalls, fog, groundwater and vegetation we quantify the importance of the land-ocean-atmosphere interaction in semi-arid central Chile, in the Fray Jorge National Park (PNFJ, 30°S) and particularly at Talinay Hill on Talinay Forest (30.8°S). Our findings indicate that fog plays a pivotal role in sustaining coastal fog forests (~90%) during the spring, but this contribution decreases during the austral winter to 15% as rainfalls increase in relevance in terms of frequency and magnitude. Although nutrients concentrations are higher in the fog, these contribute little to the PNFJ system. The same is true for the local hydrological cycle, as unconfined aquifer recharge appears tied to rainfalls. Conversely, humidity gradients facilitated by the fog influence is critical for carbon and nitrogen circulation, suggesting that both cycles are open. Our study demonstrates the strong couple of ocean and terrestrial system. Any inference about climate-change vulnerabilities, however, must rely on the consideration of ecosystem-specific variables, processes and feedback mechanisms controlling the structure and functioning of ecosystems. Acknowledgments: FONDAP 15110009 to (CR)2, Fondecyt projects #11150210, NatGeo Early Career Grant Proyect N° CP-092ER-17.

AEGS-SG: Sesión General Áreas Emergentes en Geociencias

Ambientes microbianos extremos en yacimientos de Nitrato/Yodo del Distrito Salitrero Domeyko. Región de Antofagasta, Chile.

Daniel Contreras[1], Lorena Escudero[3,2], Guillermo Chong [4].
(1) Geología, Ingeniería y Ciencias Geológicos , Universidad Católica del Norte, Antofagasta, Chile
(2) Centro Científico y Tecnológico para la Minería (CICITEM), Chile
(3) Centro de Biotecnología Profesor Alberto Ruíz (CBAR), Universidad Católica del Norte, Antofagasta, Chile
(4) Geología, Ingeniería y Ciencias Geológicas, Universidad Católica del Norte, Antofagasta, Chile

Los depósitos de Nitrato/Yodo (DNY) del Desierto de Atacama son yacimientos minerales únicos a nivel mundial. Su mena, depositada y preservada en condiciones de hiperaridez, incluye sales higroscópicas, como los percloratos, que pueden proveer una fuente esporádica de agua líquida para microorganismos de tipo extremófilos. Estos ambientes extremos, análogos a los evidenciados en Marte, resultan atractivos para el estudio de microorganismos y sus hábitats únicos, tanto por un interés científico en Astrobiología como por su potencial biotecnológico. Actualmente un grupo multidisciplinario, en el marco de un Proyecto Fondecyt de Iniciación, desarrolla un estudio para investigar sobre este tema. En el marco geológico se ha hecho una selección de diferentes tipos de DNY para reconocer los potenciales tipos de hábitat para estos organismos extremófilos y su eventual asociación con determinados procesos biológicos y químicos, en medios hipersalinos. Un tipo de yacimiento seleccionado corresponde al de los del "Distrito Salitrero Domeyko" que incluye las ex oficinas Domeyko, Pissis y Savona (23°80' lat.S/ 69°41'lon.O). Estos yacimientos se caracterizan por un tipo de depósitos muy característicos en los cuales las menas salinas, como mantos y vetas, se hospedan exclusivamente en rocas volcánicas dacíticas y riolíticas, mayoritariamente ignímbríticas. Estas rocas pertenecen a la Formación Cinchado de edad Paleoceno – Eoceno. La denudación de estos yacimientos genera un segundo tipo de depósitos en los cuales las sales se hospedan en materiales aluviales y coluviales a los cuales cementan. La mineralogía en ambos tipos de yacimientos corresponde a nitratina, humberstonita, darapskita y dietzeíta en la mena, asociadas con halita, anhidrita, bloedita, loweita. Sales, como thenardita y yeso, aparecen asociadas a procesos salinos posteriores. Los mantos y vetas aparecen desde cerca de la superficie hasta profundidades del orden de 5-6 m. En estos cuerpos la presencia de fibras de crecimiento y, en partes sus líneas de sutura, son un rasgo característico del relleno de fracturas. Esto incluye procesos cíclicos asociados a la iluviación de aguas meteóricas que concentra las sales.

AEGS-SG: Sesión General Áreas Emergentes en Geociencias

Incorporación de Cu en una toba zeolitizada y en un material zeolítico del tipo NaA: Estudio de su potencialidad como agente antibacterial en su forma cuprífera

Percy Escalante[1], Vilma Sanhueza[1], María Mondaca[2].
(1) Instituto de Geología Económica Aplicada, Universidad de Concepción, Concepción, Chile
(2) Departamento de Microbiología, Facultas de Ciencias Biológicas, Universidad de Concepción, Concepción , Chile

Se incorporó cobre (Cu^{2+}) en una toba natural zeolitizada y en un material zeolítico del tipo NaA. La zeolita natural está constituida por la mezcla de clinoptilolita/heulandita y mordenita que se extrae de la localidad de Quinamávida en la Región del Maule, y el material corresponde a una zeolita del tipo A obtenida bajo condiciones hidrotermales, presión autógena y a una temperatura constante a partir de diatomita extraída de la localidad de Lituache ubicada en la zona central de Chile. La caracterización de ambos minerales se realizó mediante difracción de rayos X (DRX), microscopía electrónica de barrido (MEB) y fluorescencia de rayos X (FRX). Esta incorporación, se efectuó a través de un procedimiento de intercambio catiónico, del cual, se desprendieron ensayos de cinética de reacción que consideraron parámetros constantes como la masa del mineral (1 g), volumen de solución (100 ml, $CuCl_2 \cdot 2H_2O$), temperatura (35ºC), agitación (160 rpm) y tiempo (48 h); mientras que la concentración de la solución es el único parámetro variable (0,025; 0,05; 0,1 y 0,2 M). La cantidad de cobre resultante en cada fase de los ensayos fue leída por medio de espectrometría de absorción atómica (EAA).

Si bien, del procedimiento implementado ambas matrices zeolíticas lograron incorporar cobre en sus estructuras, en promedio, el material zeolítico superó a la zeolita en aproximadamente cuatro a ocho veces su desempeño; 125 a 276 y 29 a 36 mg Cu^{2+}/g respectivamente. Por otra parte, del estudio de la cinética de reacción se demostró que la concentración de la solución influye en la cantidad del metal que se incorpora en sus estructuras; a mayor concentración, mayor es la cantidad de cobre capturado por ellas.

El efecto antibacteriano se ensayó utilizando *Staphylococcus aureus* (ATCC6538P) y *Escherichia coli* (ATCC). Las muestras utilizadas para este estudio corresponden a una zeolita natural (0,5 M) y dos materiales zeolíticos (0,1 y 0,2 M) resultantes del procedimiento de intercambio catiónico. Los ensayos se realizaron durante 24 h en caldo tripticasa suplementado con cantidades variables de zeolitas (muestras de 100, 500 y 1000 µg/ml) en los que se determinó la concentración mínima de inhibición, que es la concentración más baja en la cual el crecimiento microbial se detiene. Los resultados indican que todas las zeolitas ensayadas tienen actividad bacteriostática para *Escherichia coli*.

AEGS-SG: Sesión General Áreas Emergentes en Geociencias

Precipitación de carbonato orgánico e inorgánico en el Maar Laguna Timone, Campo Volcánico Pali Aike, Patagonia

Carolina Henriquez[1], **Sergio Carvajal**[1], Mauricio Calderon[1,2], Leonardo Cury[3], Jose Donoso[4], Nicolas Bruna[4], Poldie Oyarzun[1,2].
(1) Ingeniería, Ciencias de la Tierra, Universidad Andrés Bello, Santiago, Chile
(2) Departamento de Ciencias Químicas, Laboratorio de Análisis de Sólidos, Universidad Andrés Bello, Santiago, Chile
(3) Laboratório de Análise de Minerais e Rochas, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, Brasil
(4) Centro de Investigaciones Biomédicas, Universidad Andrés Bello, Santiago, Chile

Se determinó el origen de depósitos de carbonatos mediante petrografía microscópica, difracción de rayos X (DRX), microscopía electrónica de barrido (SEM), mineralogía/composición de sedimentos, análisis fisicoquímico de aguas y estudios microbiológicos e isotópicos de los carbonatos. Especial énfasis se destinó al estudio de un depósito de carbonatos ubicado por sobre el nivel de la laguna (trombolitos y calizas oolítica) y de costras calcáreas desarrolladas en superficie de clastos en zona de inundación de ésta. La mineralogía de la caliza oolítica consta de calcita y monohidrocalcita, mientras que la costra calcárea está compuesta de calcita y aragonito. Las fases minerales presentes en las muestras de sedimentos son en su mayoría plagioclasa, feldespato potásico, biotita, anfíbol y olivino, que proviene de las rocas adyacentes y del relleno sedimentario cuaternario no consolidado. El agua de la laguna se caracteriza por ser un fluido salino del tipo clorurado sódico y/o sulfatado de elevado pH (>9.6) que contiene una alta concentración de sólidos disueltos (67000 ppm). Tras la evaluación del índice de saturación de las fases minerales en el fluido mediante PHREEQC, se estimó que este se encuentra sobresaturada en calcita, aragonito y dolomita. Se interpreta que las costras de carbonato son en gran parte el resultado de la precipitación inorgánica dentro de la columna de agua suprayacente o dentro de las soluciones de poros en la interfaz sedimento-agua, relacionado fuertemente a la interacción entre ambos, mientras que los estudios isotópicos en la muestra de trombolitos permitieron determinar un fuerte control biológico en su formación dada la señal positiva de $\delta^{13}C$ (0,15 - 5,71). El ensayo de precipitación de calcita inducida por microorganismos corroboró la presencia de actividad bacteriana con la precipitación de cristales de calcita, efectuado por la especie *Microbacterium* sp. Agradecimientos: Proyecto Fondecyt 1161818.

AEGS-SG: Sesión General Áreas Emergentes en Geociencias

Immunological detection of chemical fossils: from body fossil analysis to the search of micro-scale life signatures on Mars

Fernando Medina Ferrer[1], Jake Bailey[1], Cécile Bidaud[1], Frank Corsetti[2].
(1) Earth Sciences, Science and Engineering, University of Minnesota, Twin Cities
(2) Earth Sciences, University of Southern California

Throughout the >3.5 Ga history of life on Earth, the structural molecules of the cell have been continuously recycled, degraded or deposited in sediments. The sedimentary molecular fraction, constituted mostly by ancient recalcitrant lipids, can be screened for biological markers (biomarkers) using chromatographic techniques, such as GC-MS. However, such bulk analyses do not capture the association of preserved chemical fossils on depositionally relevant spatial scales. Here, we propose the use of monoclonal antibodies to specifically bind sedimentary lipids, allowing their *in situ* visualization and providing an imaging tool at the macro- and micro-scale, analogous to antibody applications in the biological sciences. As a proof of concept, monoclonal antibodies developed to target the lipid squalene were shown here to also bind other sedimentary acyclic isoprenoids, such as squalane, pristane and phytane. The antibodies were applied to detect acyclic isoprenoids in rock extracts and to directly visualize their distribution in *Knightia* spp. fossils from the Eocene Green River Formation. The sediments deposited along with *Knightia*, a fish genus thought to had contained high amounts of squalene and pristane, exhibit intense antibody binding, suggesting *Knightia* sp. as a possible source of squalane in Green River Formation rocks. The microscale distribution of squalane was also identified in organic-rich microlaminae by fluorescent microscopy of Green River Formation macerals. The microscale limit of detection using the anti-squalene antibody was estimated in the range of attomoles to few femtomoles of squalane per µm. Given that the microscale distribution of fossil organic matter is far from understood, the low limit of immunodetection may allow the identification of poorly preserved organic signatures on Earth and potentially on Mars. Similarly to what has been proposed by the antibody-based Life Marker Chip to detect fossil and extant life-derived organic traces in Mars´ subsurface, sediments could be directly observed to detect microscale attomolar signatures of life using an antibody-based system, which seems unattainable by current GC-MS-based detection approaches. Imaging the spatial heterogeneity of sedimentary organic matter through the development of new antibody lines could help address questions related to the identification of controversial fossil remains and the search of extraterrestrial life in the solar system.

AEGS-SG: Sesión General Áreas Emergentes en Geociencias

Aplicaciones de la ceolita en la salud: ¿es la IX Región de la Araucanía potencial área de extracción?

Elisa Ramírez[1], Pablo Moreno[1].
(1) Departamento de Obras Civiles y Geología, Facultad de Ingenieria, Universidad Católica de Temuco, Temuco, Chile

Desde los inicios del 2000 que la geología médica ha resurgido con diversas publicaciones y libros[1]. Sin embargo, salvo excepciones, estas investigaciones se dedican al daño que producen los materiales geológicos en la salud de personas y/o animales, dejando de lado el beneficio que algunos de ellos tiene. Dentro de estos se encuentran el grupo de las ceolitas, silico-aluminatos hidratados con estructura atómica porosa. La capacidad de intercambio iónico y de su comportamiento como tamiz molecular permite que sean útiles en la depuración de líquidos y gases, además de la descontaminación de suelos y sedimentos, como la mordenita. En el ámbito de salud, se utilizan como excipientes (portadores-liberadores de principios activos) aunque las variedades fibrosas (erionita y mordenita) pueden provocar enfermedades a los pulmones[2]. Sin embargo, la clinoptilolita ha sido la más empleada en la última década para en el tratamiento contra los radionucleidos, para diarrea y para el control de tumores.

Particularmente, en la Región de la Araucanía, en la comuna de Lonquimay, este mineral es abundante dentro de la Formación Cura-Mallín, en su miembro Guapitrio[3], debido a la ceolitización de rocas volcanoclásticas permeables a alteración hidrotermal. Ocho km al NW de la comuna se encuentra, en orden de dominancia, la mordenita, heulandita y clinoptilolita[4]. Si bien esta Formación abarca varios km^2 con espesores de hasta decenas de metros, la mordenita se encuentra como amígdalas y la clinoptilolita rellenando fisuras, dificultando la posible extracción. Sin embargo, estudiar la eventual reserva de este mineral para aplicaciones médicas (clinoptilolita) y agrícolas (mordenita) sería un interesante caso de estudio. [1]Finkelman, R., 2006. Health Benefits of Geological Materials and Geologic Processes. International Journal of Environmental Research and Public Health, 3(4), 338-342.

[2]Carretero, M. I.; Pozo, M., 2007. Mineralogía Aplicada: Salud y Medio Ambiente. Thomson Editores, España. 406p.

[3]Suárez, M.; Emparán, C., 1997. Hoja Curacautín, Regiones de la Araucanía y del Biobio, Carta Geológica de Chile, No. 71, 108p, Mapa Geológico, escala 1:250:000. [4]Vicencio, V., 2015. Geología y Mineralogía de alteración en una sucesión volcano-sedimentaria en la Zona Volcánica Sur Central, Chile: Evidencias de un paleo-sistema volcánico y geotermal en la Formación Cura-Mallín. Tesis para optar al grado de Magíster en Ciencias, mención Geología. Universidad de Chile. 423p.

AEGS-SG: Sesión General Áreas Emergentes en Geociencias

Evidence of microbial participation in the formation of gypsum stromatolite-like structures in the Salar de Pajonales, Northern Chile

Cinthya Tebes[1,2,3], Constanza Rodríguez[2], Guillermo Chong[2], Alex Echeverría[3], Alicia Henriquez[3], Lorena Escudero[3], Andrew Menzies[2], Nancy Hinman[4], Daniel Carrizo[5], Parro Victor[5], Nathalie Cabrol[6], Cecilia Demergasso[3].
(1) Departamento de Ciencias Geológicas, Doctorado en Ciencias mención Geología, Universidad Católica del Norte , Antofagasta, Chile
(2) Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ingeniería y Ciencias Geológicas, Universidad Católica del Norte , Antofagasta, Chile
(3) Centro de Biotecnología, Universidad Católica del Norte , Antofagasta, Chile
(4) Department of Geosciences, University of Montana, Montana, USA
(5) Instituto Nacional de Técnica Aeroespacial (INTA) , Departamento de Evolución Molecular, Centro de Astrobiología, (INTA-CSIC), Madrid, España
(6) Carl Sagan Center, SETI, NASA, USA

Along Tertiary times aridity and volcanism defined in northern Chile a "saline domain". Chlorides, sulphates, and borates are sourced from magmatism through volcanism, recycled by hydrothermal circulation or hydrological activity. Gypsum is one of the most common minerals and gypsum stromatolite-like structures (GSL) have a wide distribution. The focus on our research is Pajonales (SP), (25°10'S/68°49'W/3,517 masl) an Andean salt flat with a basement of Tertiary rhyolites and at the feet of volcanoes. Our main objective is to search evidence of microbial participation in the GSL formation. A geological map of SP has been carried out. GSL and sediments were analyzed *in situ* by Vis-NIR and Raman spectroscopy, SEM, XRD, and micro-XRF. Besides, the water geochemistry was analyzed. Microbial diversity was evaluated by microscopic techniques, 16S rRNA sequencing, and a multiplex microarray immunoassay. In SP, gypsum is the most abundant salt forming crusts and GSL as fossil outcrops, complete structures orin formation. Thermal springs, carbonate terraces, and ulexite horizons associated to silica and halite are also present. Preserved GSL consist of gypsum-encrusted domes with a hollow centre. The microscopic and micro-XRF analysis revealed the occurrence of a millimeter-scale laminated structure at the bottom and centimeter-scale vertical selenitic gypsum crystals at the top of the preserved GLS. Diatom frustules and biofilm remains were observed mainly in the laminated structure. Micro-XRF evidenced Fe-SiO4-rich interplayed between gypsum layers. Microbial pigments were observed in the upper part of the selenitic gypsum and their fluorescence fingerprints indicated that phototrophic cells were intact and healthy. Its low-diverse microbial community was dominated by Proteobacteria, Bacteroidetes, Cyanobacteria and Crenarchaeota. Our findings allow us to hypothesize thebiotic formation of GSL in SP based on: i) the basal mounds are assumed to be produced by free-gases of microbial activity; ii) the preservation of fossilized diatoms and biofilm remains at the bottom; iii) the stromatolite morphology. The occurrence of an active microbial community confirms that gypsum provides a "rock's habitable architecture" even under extreme environmental conditions. SP can be considered an analog to chemical sediments on Mars. Thus, identification of evidence of thebiotic formation of the GSL is relevant for the exploration of biosignatures. Acknowledgment: MEL Nº 32002137.

AEGS-SG: Sesión General Áreas Emergentes en Geociencias

Factores que influyen en el desarrollo de costras biológicas en suelos del desierto de Atacama

Anael Videla Delaigue[2], **Franko Arenas Díaz**[1], Barbara Fuentes Siegmund[2], Francisco Remonsellez Fuentes[2].
(1) Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ingeniería y Ciencias Geológicas, Universidad Católica del Norte, Antofagasta, Chile
(2) Departamento de Ingeniería Química, Facultad de Ingeniería y Ciencias Geológicas, Universidad Católica del Norte, Antofagasta, Chile

Las costras biológicas (CBS) se forman en la superficie del suelo y están compuestas por cianobacterias, algas, hongos, líquenes y briófitas adheridas y asociadas con diferentes minerales. Las CBS cumplen diversas funciones ecológicas como: favorecer la agregación de partículas reduciendo la erosión eólica e hídrica, aumentar la estabilidad del suelo mejorando la infiltración del agua, y catalizar la fijación de C y N. Uno de los objetivos fue estudiar los factores que promueven el desarrollo de CBS del desierto como cobertura protectora de la superficie edáfica en ambientes áridos. Este trabajo consistió en desarrollar cultivos artificiales de CBS en tres suelos de la provincia de Antofagasta: suelo La Chimba (SCH), suelo Paposo (SPA) y suelo UCN (SUCN). Se controlaron factores ambientales externos que influyen en el crecimiento de la costra: luz solar, y nutrientes (NH_4NO_3 y KH_2PO_4), todo en 90 días. Se determinaron las variables pH, conductividad eléctrica (CE), humedad, materia orgánica (MO), fósforo total (Pt) y clorofila, en diferentes tiempos de incubación. Los suelos estudiados presentaron pH y CE en el rango de 7,2 y 8,2 y 1,293 y 6,710 mS/cm respectivamente. Mientras que el contenido de MO varió entre 1,57 % y 3,70 %, y los valores de Pt variaron entre 244,2 mg P/kg y 7088,5 mg P/kg. Se puede destacar que en el período inicial hubo diferencias en la producción de clorofila en los distintos suelos, en SPA se registró el máximo de clorofila (0,08 µg/g suelo) siendo atribuido a la presencia de cianobacterias en el suelo. En todos los suelos estudiados la acción del agua generó una costra física, delgada y compacta. Se observó una disminución del C orgánico y la MO en comparación con los valores iniciales, en especial en las muestras de SPA con un máximo de 2,1 %. Se destaca que la disminución de estos parámetros puede deberse a que los microorganismos presentes en la superficie del suelo consumen la biomasa presente en la costra biológica al inicio. El tiempo de colonización de las CBS son largos, causado principalmente por los factores ambientales limitantes al que están expuestas. Sin embargo, el controla de parámetros como la humedad y la radiación solar, podría eventualmente facilitar la instalación de una CBS en un lugar deseado y así lograr la protección del suelo.
Agradecimientos: Proyecto FONDECYT 11100414.

AEGS-1: Ciencias planetarias, meteoritos y procesos de impacto

An approximated reconstruction of primary melts during accretion of celestial bodies

Nicolás Amengual[1], Daniel Moncada[1], Claudia Canatelli[1,2], Millarca Valenzuela[3].
(1) Department of Geology, University of Chile, Santiago, Chile
(2) Andean Geothermal Centre of Excellence, University of Chile, Santiago, Chile
(3) Geoheritage Unit, Geología Aplicada y Recursos Geológicos, SERNAGEOMIN, Santiago, Chile

Questions about the origin of the solar system has been addressed by physics through observations and simulations. Chondrites are meteorites that provides the best information to complement cosmochemical theories. Particularly, melt inclusions hosted in different mineral phases provide important information of the trapped melt of these rocks and its evolution during crystallization until equilibrium. During a field campaign in northern Chile, we collected twelve different samples of ordinary chondrites which are the subject of this study. Our goal is to establish geochemical content and the evolution of the melt that gave origin to these bodies, from the early stages of crystallization to the accretion process. Ordinary chondrites are classified according to %Fe-Ni content of their minerals phases, the groups are denominated High Iron (H), Low Iron (L) and Very Low Iron (LL) (R. Hutchison, 2004). To give a first sight of to which group could belong each sample, we measure the magnetic response to low-magnetic field (< 1 mT). This parameter is called magnetic susceptibility and in chondrites strongly depends on the presence of Fe-Ni alloys which are responsible of the major part of the magnetic susceptibility (Rochette, 2003). For this measurement were used two field probes: Bartington MS2 and KLY-3 Kappabridge. Both allows a data acquisition with a four-digit display but the KLY-3 display a normalized mean correcting possible anisotropies. Our data suggest that we have 3 chondrites H, 5 L and 2 LL but must be validated through petrography. In order to validate our results, we will perform a detailed petrographic description. Previous work by Roedder (1984) show that the preferential host mineral for chondrites is olivine, hosting more and bigger inclusions in comparison to pyroxene. Our petrographic study will focus on the texture, mineralogy and mineral phases in each chondrite to find different types of melt inclusions. Future work needs to be done to characterize the volatile content in the melt. Reference Hutchison, R. (2004). Meteorites. A Petrologic, Chemical and Isotopic Synthesis.: Cambridge Planetary Science Series. Xiii + 506 . Rochette, P., Sagnotti, L., BOUROT DENISE, M., Consolmagno, G., Folco, L., Gattacceca, J., & Pesonen, L. (2003). Magnetic classification of stony meteorites: 1. Ordinary chondrites. Meteoritics & Planetary Science, 38(2), 251-268. Roedder, E. (1984). Fluid inclusions. Reviews in Mineralogy 12: 644.

AEGS-1: Ciencias planetarias, meteoritos y procesos de impacto

Ordinary chondrite chondrule oxygen isotope systematics: insights into the early inner solar system planetary reservoir

Leonardo Baeza[1], Trevor Ireland[1], Janaina Ã vila[1], Guilherme Mallmann[1], Geoffrey Bonning[1], Liane Loiselle[1], Millarca Valenzuela[2].
(1) Research School of Earth Sciences, College of Physical and Mathematical Sciences, The Australian National University
(2) Departamento de Geología Aplicada, Servicio Nacional de Geologia y Mineria, Santiago, Chile

Oxygen is a unique chemical element in the solar system. It is the third most abundant element and a major constituent of both solid and gaseous states over a wide range of temperatures from volatile to refractory material of the solar nebula, mainly CO, H_2O, silicates, and oxides. Consequently, stable oxygen isotope abundance variations in meteorites and their components is an important tracer of the processes and physico-chemical conditions that occurred in the protoplanetary disk which life time is thought to last ~3.8-4.5 Ma (Wang et al., 2017; Bollard et al., 2017). The triple oxygen isotope composition (^{16}O, ^{17}O, and ^{18}O) of primitive meteorites known as chondrites is particularly interesting for the following reasons. Chondrites are remnants of solar system formation. They are the oldest known rocks and part of their components were formed and/or processed during the birth of the solar system (~4567 Ma; Amelin and Ireland, 2013) when the Sun was an infalling (class 0) and evolved (class I) protostar (Krot et al., 2009) then some of their characteristics are intimately related to the nebular gas present at the gaseous disk stage. Chondrites avoided large scale planetary processes, e.g. melting and igneous differentiation and therefore yield the most pristine clues to the origin of the solar nebula. These rocks incorporate material from a wide variety of sources and can be described as a cosmic breccia composed of three main astrophysical constituents: 1) chondrules and 2) refractory inclusions, which are sub- to millimeter size objects thought to be the result of high temperature thermal processing (up to 2000K) in the gas phase of the protoplanetary disk, and 3) fine-grained matrix, a sub-micron mixture of high and low temperature constituents (Scott and Krot, 2014). The three stable isotopes ^{16}O, ^{17}O, and ^{18}O are produced by nucleosynthesis in stars, but by different nuclear processes in different stellar environments (Clayton, 2010). On Earth, the mean abundances of ^{16}O, ^{17}O, and ^{18}O are 99.76%, 0.04%, and 0.20%, respectively. Oxygen isotope composition is reported as $\delta^{17}O$ ($^{17}O/^{16}O$) and $\delta^{18}O$ ($^{18}O/^{16}O$) reflecting the permil (‰) difference relative to the Standard Mean Ocean Water (Baertschi, 1976). On Earth, oxygen isotopes are distributed among phases conditioned by isotopic mass-fractionation processes. Therefore, the composition of nearly all terrestrial samples plot along a line of slope ~0.5, called terrestrial fractionation (TF) line, which can be visualized on the classic triple-oxygen isotope diagram $\delta^{18}O$ vs. $\delta^{17}O$ (figure 1).However, although mass-dependent fractionation occurs, the majority of extraterrestrial samples, do not follow this pattern and deviates from the TF line. Specifically, the major components of primitive chondrites plot along a line with slope close to 1 (figure 1), indicating mass-independent fractionation processes that fractionates ^{16}O from ^{17}O and ^{18}O. Therefore, the solar system's cosmochemical signature is characterised by the variability on the abundances of the lightest isotope (^{16}O). Conveniently, this variability is reported as $\Delta^{17}O = \delta^{17}O-0.52x\delta^{18}O$ (‰), representing the distance from the TF line and interpreted as the oxygen isotope reservoir of the object being measured. In this regard, Earth oxygen isotope reservoir is by definition $\Delta^{17}O = 0‰$. Therefore, any material 16O-enriched respect to Earth will deviates towards negative $\Delta^{17}O$ values, inversely, material ^{16}O-depleted (or ^{17}O and ^{18}O enriched) will have positive $\Delta^{17}O$ ratios. The state of the art indicates two extreme reservoirs in ^{16}O abundances: the ^{16}O-rich *solar* ($\delta^{17,18}O$~ -60‰, $\Delta^{17}O$~ -30‰; McKeegan et al., 2011) and ^{16}O-poor *nebula water* ($\delta^{17,18}O$~ 180‰, $\Delta^{17}O$~ 90‰; Sakamoto et al., 2007) reservoirs. In the meteoritical record, these extreme members have been identified in refractory inclusions (^{16}O-rich) which are the oldest astrophysical objects of the solar system (~4.567 My; Amelin et al., 2010), thought to be formed close to the protosun at ambient temperatures >1400K, and in the matrix of chondrites (^{16}O-poor) as the result of aqueous alteration on their parental bodies. Although the early solar system oxygen isotope heterogeneities were initially thought to be the result of a nucleosynthetic signature (Clayton et al., 1973), it appears that these reservoirs derive from the photochemical speciation of carbon monoxide either in the nascent solar system or in the molecular cloud from which the solar system formed. This speciation results in the formation of water (ice) linked to the heavy oxygen isotopes ^{17}O and ^{18}O, and the enrichment in C16O of the residual gas. Where and when this speciation took place is an important problem in cosmochemistry and is actively debated in the present (Clayton, 2002; Yurimoto and Kuramoto, 2004; Lyons and Young, 2005). However, despite the huge variability observed in chondritic components the oxygen isotopic composition of Earth, Moon, Mars, asteroids, interplanetary, and comet dust range close to the terrestrial signature ($\Delta^{17}O$~ 0‰; Clayton, 2010). This composition has been called the *planetary* reservoir (e.g. Ireland, 2012) since it represents the composition of planetary objects, and has been interpreted as the gaseous mixture of the oxygen isotope *solar* reservoir and *nebula water* reservoir (e.g. Aléon, 2016) due to the infalling of heavy ice water from the outer solar system to the inner solar system. Posterior thermal processing of the protosolar molecular cloud silicate dust (primordial dust), which is assumed to be identical to solar nebula gas ($\Delta^{17}O$~ -24‰; e.g. Alexander et al., 2017), in such a mixture of reservoirs would explain the oxygen isotope composition of planetary objects of the inner solar system (figure 1). To better understand and constrain the nature of the *planetary* reservoir, ordinary chondrites (OCs) are particularly useful because of the following reasons. First, they are mainly composed of chondrules (up to 80%) and matrix; second OCs bulk-rock $\Delta^{17}O$ compositions are close to terrestrial ~0.7‰, ~1.0‰, and ~1.3‰, for H, L, and LL groups, respectively (Clayton et al., 1991), meaning that they sampled astrophysical objects in



AEGS-1: Ciencias planetarias, meteoritos y procesos de impacto

their accretion location which, as a whole, represent different oxygen reservoirs for each asteroid(s) group (H, L, and LL). Third, OCs are thought to have accreted during the first ~3 My of solar system formation at different heliocentric distances (H< L< LL from ~2-3AU) close to their current locations in the main asteroid belt suggesting that a gradient towards higher $\Delta^{17}O$ values correlates with their putative accretion locations although asteroid mixing could have occurred due to Jupiter's migration (Walsh et al., 2011). However, considering that Earth-Moon (1 AU) and Mars (~1.5 AU) bulk $\Delta^{17}O$ ratios are 0‰ and ~0.3‰, respectively, the previously recognized gradient appears to be a broad characteristic of terrestrial planets. Additionally, previous work on OCs chondrules oxygen isotope systematics using the Sensitive High Resolution Ion Micro Probe specialized on Stable Isotopes (SHRIMP-SI) has shown that H, L, and LL chondrites accreted the same chondrule population characterised by an oxygen isotope composition of $\Delta^{17}O$ ~0.7‰ (Baeza et al., 2017), meaning that this chondrule population was thermally processed in a region (oxygen isotope reservoir) of the protoplanetary disk with a fairly homogenous gas composition in terms of oxygen isotopes. Therefore, considering that OCs are mainly made of chondrules and matrix, the shift towards higher $\Delta^{17}O$ ratios of the bulk-rock composition of L and LL chondrites has to be associated with the matrix components. This is probably reflecting the incorporation of heavy ice water ($^{17,18}O$-enriched) into OCs parental bodies, that suffered an early stage of low-temperature aqueous alteration, and posterior oxygen isotope re-equilibration via thermal metamorphism due to the decay of the short-lived radionuclide ^{26}Al as the heating source (Sanders et al., 2017). In a bigger scale, based on solar system abundances, it has been pointed out by Krot et al. (2010) that assuming a primordial dust with ^{16}O-rich composition ($\Delta^{17}O$~ -24‰) and posterior evolution towards higher $\Delta^{17}O$ *planetary* reservoir-like values with time is not clear considering the time frame required to mix and homogenised the *solar* and *nebula water* reservoirs, which is the preferred model to explain the *planetary* reservoir. Therefore, Krot et al. (2010) suggested that the primordial dust is on average ^{16}O-poor and close to $\Delta^{17}O$ ~0‰. Similar to Krot et al. (2010) we prefer that, instead of *solar*, the primordial dust average of the solar nebula had an oxygen isotope composition close to *planetary*. In this regard, we suggest that the gaseous *planetary* reservoir is a mixture of gases that was established during the earliest stages of disk evolution when temperatures were high enough to sublime presolar dust and, consequently, the *planetary* reservoir oxygen isotope composition is dominated by the signature of the averaged primordial dust. Furthermore, based on our previous results (Baeza et al., 2017) and the meteoritical record, we propose that the expression of the *planetary* reservoir was recorded by the main population of chondrules accreted by OCs and that the average composition of the primordial dust is $\Delta^{17}O$ ~0.7‰. This is also consistent with the chemical composition of chondrules from OCs which are enriched in the rock-forming elements that were introduced by the evaporation of primordial silicates. More research is needed to be done in order to further understand such a view of the planetary reservoir and its implications, however this picture is promising considering the astrophysical context under which planets are thought to be formed (Salmeron and Ireland, 2012).

AEGS-1: Ciencias planetarias, meteoritos y procesos de impacto

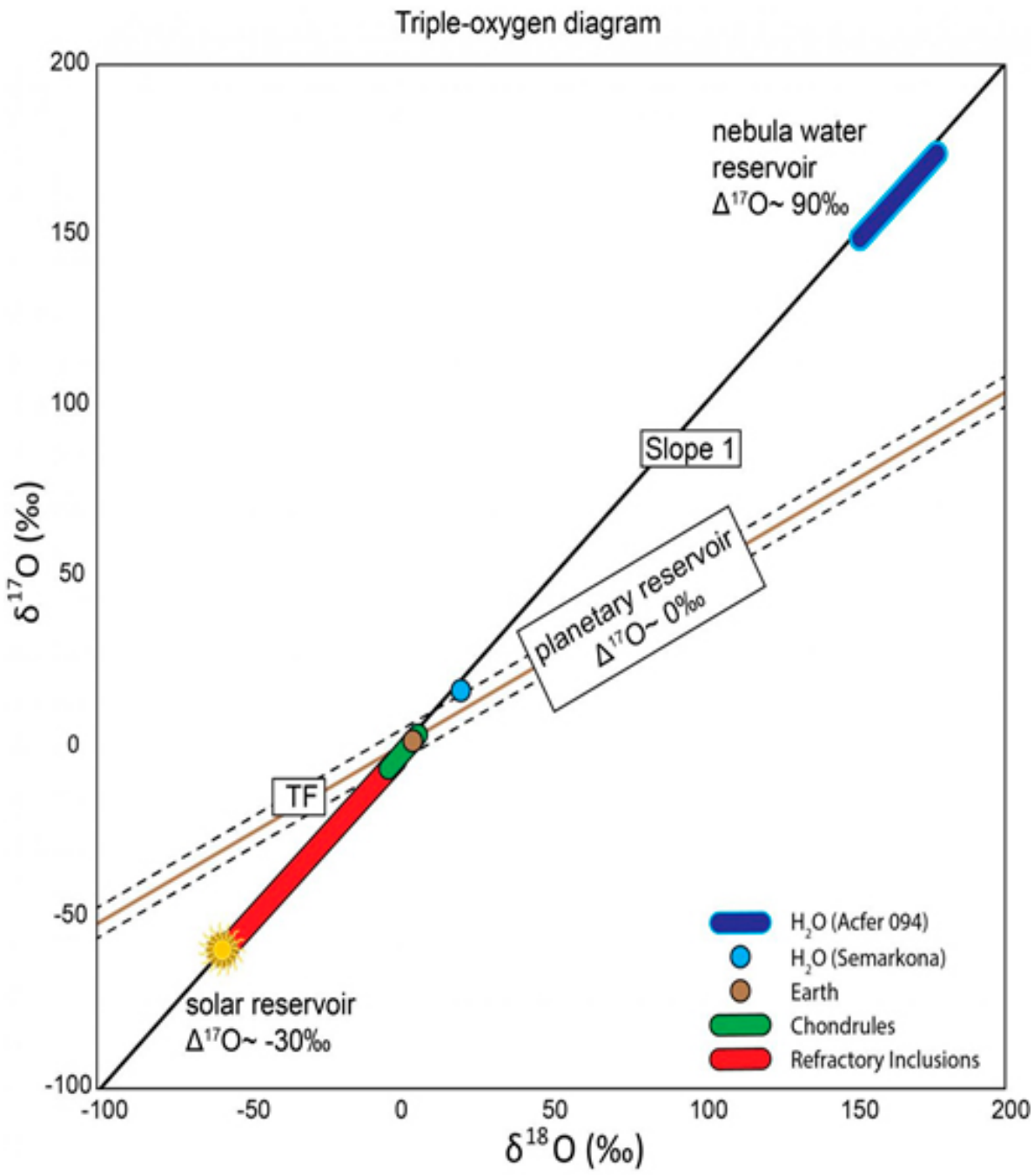


Figure 1. Oxygen isotope composition of the solar system materials. Brown line is the mass-dependent terrestrial fractionation (TF) line. Black continuous line is the mass-independent fractionation line. Dashed lines represents the narrow variability of the planetary reservoir. Modified from McKeegan et al., (2011) and references therein.

AEGS-1: Ciencias planetarias, meteoritos y procesos de impacto

Planetary sciences at Instituto de astronomía y ciencias planetarias, Universidad de Atacama

Mauro Barbieri[1], Giovanni Leone[1].
(1) Instituto de Astronomía y Ciencias Planetarias, Universida de Atacama

The University of Atacama started a project of developing astronomy in 2015 and it was fully developed in 2017 with the creation of the Instituto de Astronomía y Ciencias planetarias (INCT), and with the start in April 2018 of the PhD course in Astronomy and Planetary Sciences. At INCT we are working on various aspects of planetary sciences, mainly on surfaces of Moon, Mars and Io, spectroscopy of Solar System minor bodies, and exoplanets. In this talk we will expose some of the last research performed at INCT.

We are studying the volcanoes of Mars both from the geochemical and the geomorphological point of view in order to understand the origin of the lava fields of the planet and their contributions to the lava filling of the craters visited by the rovers so far. As a further test of the Southern Polar Giant Impact (SPGI), the study aims also at understanding the northernmost limit of the lava fields of the lowlands of Mars fed by the volcanic provinces located along the border of the Martian dichotomy and the southernmost limit of the lava fields coming from the northern polar areas. Another line of research is the comparison between terrestrial and Martian volcanoes. Among these the Lastarria and Cordon del Azufre (the complex of both known as "Lazufre"), including the Ojos del Salado. We are including the Ojos del Salado because it is the highest volcano of the world that has lakes of astrobiological interest and it is related to the development of the high-altitude laboratory ATACAMARS located in the salar de Maricunga. We are also making additional comparisons with other terrestrial volcanoes in order to have a wider view of the geochemical compositions that may be verified on Earth as possible Martian analogues. On the basis of the available geochemical analyses coming from the Apollo missions to the Moon and the many missions to Mars since the Viking landers, we are looking for the volcanic terrains in Atacama that could serve as new and better simulants of the lunar and Martian lavas than those already available in order to have a good ground-base for the test of the future rovers.

AEGS-1: Ciencias planetarias, meteoritos y procesos de impacto

Clasificación de sideritos mediante micro-fluorescencia de rayos X y QEMSCAN

Camila Caviedes[1,3], Andrew Menzies[2], Gabriel Pinto[3], Millarca Valenzuela [4,3], Gustavo Miranda[5], Monserrat Barraza[6], Samuel Scheller[7], Roald Tagle[7], Stephan Boehm[7], Max Patzschke[7].
(1) Geología, Facultad de Ingeniería y Ciencias Geológicas. , Universidad Católica del Norte, Antofagasta, Chile
(2) Geología, Facultad de Ingeniería y Ciencias Geológicas , Universidad Católica del Norte, Antofagasta, Chile
(3) Meteorite and Planetary Science Group, Chilean Geological Society, Santiago, Chile
(4) Geología Aplicada y Recursos Geológicos, Sernageomín, Santiago, Chile
(5) Museo Mineralógico, Universidad de Atacama, Copiapó, Chile
(6) Maini, Unidad de Equipamiento Científico, Universidad Católica del Norte, Antofagasta, Chile
(7) Bruker Nano GmbH, Bruker, Berlín, Germany

Los sideritos corresponden a núcleos de planetesimales o asteroides diferenciados, que por impactos en el espacio parte de estos cuerpos son expulsados al medio interplanetario, donde posteriormente pueden ser atraídos por la gravedad de la Tierra.

Para la clasificación de sideritos, se debe hacer una clasificación estructural y una química. Dentro de la clasificación estructural se definen 3 familias: hexaedrita, octaedrita (estas se subdividen en 6 tipos diferentes según el grosor de las lamelas que forman el enrejado de Widmanstatten característico de esta familia(Wasson, 1985)[1]) y ataxitas. Se denomina anómalos cuando no corresponden a ninguna familia. Para el grupo químico se clasificará en función de las concentraciones de Ga - Ge - Ir, en uno de los 14 grupos existentes actualmente (Wasson, 1985).

Para el siguiente trabajo se analizaron 10 meteoritos, de los cuales 9 pertenecen al Museo Mineralógico de Copiapó y uno al Museo del Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN). Para clasificarlos se aplicó la técnica de micro-fluorescencia de rayos X (Bruker M4 Tornado) en conjunto con microscopía electrónica de barrido QEMSCAN (Evaluación Cuantitativa de Materiales mediante Microscopio Electrónico de Barrido).

La técnica Bruker M4 Tornado entrega información sobre la estructura y composición a nivel de elementos mayores y trazas de la muestra, la distribución de sus elementos e identificación y el análisis de granos. Adicionalmente QEMSCAN, es un sistema de análisis de imágenes que mide la variabilidad mineralógica basándose en la química a escala micrométrica, y de esta forma generar un mapa de partículas, con la proporción de minerales presentes y trazas.

En conjunto ambas técnicas se emplearon para clasificar y emparejar los meteoritos, a través de mapas composicionales e histogramas de elementos mayores y trazas, mapas de partículas y cuantificación de elementos minerales y trazas, obteniendo los siguientes resultados: de los 10 meteoritos a clasificar, 2 corresponden a mesosideritos, 2 a rocas terrestres y 6 a sideritos. Dentro de los sideritos hay 2 ataxitas y 4 octaedritas.

Referencias
[1]Wasson, J. T. (1985). Meteorites: their record of early solar-system history.

AEGS-1: Ciencias planetarias, meteoritos y procesos de impacto

Metamorfismo de choque del basamento plutónico del cráter de impacto de Monturaqui

Javiera Alejandra Cid[1], Alexandre Corgne[1].
(1) Instituto de Ciencias de la Tierra, Universidad Austral de Chile

El Cráter de Monturaqui, ubicado al sur del Salar de Atacama en la Región de Antofagasta se encuentra emplazado en un granito de microclina del Ordovícico Superior, cubierto por la ignimbrita Tucucaro (Plioceno) de hasta 6 m de espesor [1]. El impacto probablemente ocurrió hace aprox. 600 ka [2,3]. A partir del estudio de esférulas de metal en impactitas, se determinó que el meteorito debió ser una octaedrita gruesa del grupo I [4]. Las condiciones de choque fueron determinadas a partir del estudio petrográfico de impactitas. Las primeras estimaciones indican condiciones superiores a 50 GPa y 1400 ºC [1,4], mientras las últimas se refieren a un rango de presión hasta 40 GPa [5]. En este trabajo, se buscará complementar los estudios anteriores sobre las condiciones de choque analizando la deformación sufrida por el basamento plutónico. Muestras del granito fueron colectadas en noviembre 2017 desde una anterior excavación ubicada en la parte sureste del cráter. En el congreso, presentaremos los resultados preliminares del análisis textural y mineralógico utilizando microscopio óptico, microscopio electrónico de barrido y difracción de rayos X, y basándose en las calibraciones de metamorfismo de choque publicadas por [6,7,8,9]. Referencias: [1] Roeschmann C., Rada C. (2000) 9th Chilean Geological Congress. 681–684. [2] Valenzuela M. et al. (2009) 72nd Annual Meteoritical Society Meeting, abstract 5185. [3] Ukstins Peate I. et al. (2010) 41st Lunar and Planetary Science Conference. Abstract 2161. [4] Bunch P.E., Cassidy W. (1972) Contributions to Mineralogy and Petrology 36: 95–112. [5] Ugalde H. et al. (2007) Meteoritics & Planetary Science 42: 2153–2163. [6] Stöffler D. (1966) Contributions to Mineralogy and Petrology 12: 15–24. [7] Stöffler D. (1971) Journal of Geophysical Research 76: 5541–5551. [8] Stöffler D. (1984) Journal of Non-Crystalline Solids 67: 465–502. [9] Stöffler D., Langenhorst F. (1994) Meteoritics 29: 155–181.

AEGS-1: Ciencias planetarias, meteoritos y procesos de impacto

Cerro do Jarau and São Miguel do Tapuio, Brazil: Conclusive evidence of impact origin

Alvaro Penteado Crosta[1].
(1) Geociencias e Recursos Naturais, Universidade Estadual de Campinas - UNICAMP

Cerro do Jarau (CdJ) and São Miguel do Tapuio (SMT) are two large circular structures suggested for some time to have been formed by meteoritic impact events. CdJ is located in Rio Grande do Sul State, near the border between Brazil and Uruguay, and has a central elevated core in the otherwise flat "pampas" terrain typical of this region. The structure has a diameter of ca. 13.5 km and it is centered at 30°12 S and 56°32 W. The target rocks comprise basaltic flows of the Jurassic-Cretaceous Serra Geral Fm. and sandstones of the Botucatu Fm, that are part of the Phanerozoic Paraná Basin. SMT is a remarkable, 20 km diameter, circular structure centered at 5°37.6' S, 41°23.3' W located in Piauí State, Northeastern Brazil, formed in sedimentary strata of the Phanerozoic Parnaíba Basin, mostly sandstones of the Devonian Pimenteiras and Cabeças formations. A number of studies have been conducted over the years at these two structures in order to investigate their nature and origin. Although the results have mostly pointed at an impact origin, no robust and conclusive evidence, in the form of diagnostic shock deformation features, has been produced to date. Therefore, the impact origin postulations have been based on the occurrence of anomalous deformation of the otherwise undeformed sedimentary and volcanic (in CdJ) and sedimentary (in SMT) rocks, as well as indirect evidence provided by geophysical surveys. The latter comprise geophysical signatures similar to impact structures elsewhere, as well as indication of absence of endogenous geological processes that might have formed such large structures. Recent field surveys at CdJ and SMT, followed by detailed optical microscopic analysis of thin sections, have revealed conclusive evidence of high-pressure shock features in the form planar deformation features (PDF) in quartz grains from CdJ and SMT. As PDF is exclusively formed at shock pressures above 7 GPa, its occurrence in supracrustal rocks is diagnostic of meteorite impact deformation. Consequently, Cerro do Jarau and São Miguel do Tapuio have become, respectively, the seventh and eighth confirmed impact structure in Brazil, with SMT being the second largest structure of this type in South America.

AEGS-1: Ciencias planetarias, meteoritos y procesos de impacto

The impact record of South America: A review

Alvaro Penteado Crosta[1].
(1) Geociencias e Recursos Naturais, Universidade Estadual de Campinas - UNICAMP

The Earth's impact record is known to be rather limited in both time and space. There are about 190 impact structures currently known on Earth, representing a minor fraction of all the impact events that contributed to the initial formation of our protoplanet, and then to formation and modification of the surface of the planet. Moreover, the distribution of impact structures on Earth is manifestly uneven. One continent that stands out for its relatively small number of confirmed impact structures and impact ejecta occurrences is South America. The limited impact record for this large continent makes a robust case that there is a significant potential for further discoveries. Significant information on the impact record of South America is dispersed in different types of publications (journal articles, books, conferences abstracts, etc.), and in several languages, making it difficult to access and disseminate it among the geoscientific community. We aim to present a summary of the current knowledge of the impact record of this continent, comprising the older and larger structures located in Brazil, two young and small craters in Chile and Peru, respectively, two crater fields in Argentina, a number of occurrences of impact glasses in Argentina, Chile, Uruguay and, possibly, Colômbia, some occurrences of distal deposits (in Brazil and Colômbia) from the K-Pg boundary event that formed the Chicxulub impact structure in Mexico and, finally, some reports of airburst events in the Amazon regions of Brazil and Guiana.

AEGS-1: Ciencias planetarias, meteoritos y procesos de impacto

Two million years of meteorite accumulation in the Atacama desert

Alexis Drouard[1,2], **Jérôme Gattacceca[3]**, Aurore Hutzler[3,4], Pierre Rochette[3], Régis Braucher[3], Didier Bourlès[3], Team ASTER[3], Matthieu Gounelle[5], Vinciane Debaille[6], Matthias Van Ginneken[6], Millarca Valenzuela[7].
(1) Aix Marseille Univ, CNRS, LAM, France
(2) Earth and Planets, Aix Marseille Univ, CNRS, CEREGE
(3) CNRS, Univ Aix-Marseille, IRD, Coll France, INRA, CEREGE, France
(4) Earth and Planets, CNRS, Univ Aix-Marseille, IRD, Coll France, INRA, CEREGE, Aix en Provence, France
(5) IMPMC, MNHN, France
(6) Laboratoire G-Time, Université Libre de Bruxelles, Bruxelles, Belgique
(7) SERNAGEOMIN, Chile

The Atacama desert is the hot desert with the highest concentration of meteorites [1,2]. We have estimated the terrestrial age (i.e. the age of the fall on Earth) of 54 meteorites randomly chosen among the ~400 meteorites from the "El Médano dense collection area" [2]. The terrestrial ages were derived from the measurement of the Cl36 content of the metallic fraction of the meteorites at ASTER AMS facility (Aix en Provence). The ages range up to over 2 Myr, with a median age of 570 kyr. About 30% of the meteorites are older than 1 Myr. For comparison, meteorites from other hot deserts and Antarctica have an average terrestrial age of only ~20 kyr and ~50 kyr respectively [3], making the Atacama meteorite collection the oldest one by far. These results are consistent with the old surface ages of the Atacama desert and the long-standing hyperarid climate [4,5] and offer an explanation for the unusually high number of meteorites that were found in the El Médano area (~160 meteorites per km² [2]). The Atacama meteorite collection offers the unique possibility of studying the meteorite flux to the Earth over the last two million year. For instance, our results suggest that the composition of the meteorite flux has varied over this time scale with H chondrites dominating the flux between the 1400 and 600 kyr and L dominating the flux since then. This result will need to be confirmed by conducting the same type of study in different areas of the Atacama desert. Because of its exceptionally old age, the Atacama meteorite collection should be protected. Besides the possibility of discovering rare types of meteorites, its value lies mostly in its statistical properties that allows studying the meteorite flux to the Earth. For this reason, it should be studied in a systematic way by well organized scientific expeditions. References: [1] Gattacceca J., Valenzuela M., Uehara M. et al. (2011) M&PS 46:1276-1287. [2] Hutzler A., Gattacceca J., Rochette P. et al. (2016) M&PS 51: 468-482. [3] Jull A.J.T. (2006) Terrestrial Ages of Meteorites, in Meteorites and the Early Solar System, University of Arizona Press. [4] Clarke J. (2005) Geomorphology, 73:101-114. [5] Dunai T.J., Gonzalez-Lopez G.A, Juez-Larré J. (2005) Geology, 33:321-324.

AEGS-1: Ciencias planetarias, meteoritos y procesos de impacto

Hacia una clasificación de los meteoritos AIUC-1 y AIUC-2

Rodrigo Echevarría[1], **Alexandre Corgne**[1], Millarca Valenzuela[2].
(1) Instituto de Ciencias de la Tierra, Universidad Austral de Chile
(2) Unidad de Geopatrimonio, Sernageomin

Este trabajo realizado en el marco de una tesis de pregrado se enfoca en la clasificación de dos meteoritos encontrados por un particular en el sector de San Juan en la depresión central del Desierto de Atacama. Fueron presentados como una posible brecha de impacto condrítica (AIUC-1) y un posible condrito Rumuruti (AIUC-2). Para validar estas hipótesis, estamos combinando una seria de métodos de estudio incluyendo: (i) medición de densidad y de susceptibilidad magnética sobre fragmentos brutos, (ii) observación petrográfica de láminas delgadas y secciones pulidas con microscopio óptico para determinar textura y mineralogía, (iii) análisis químicos semicuantitativos por microscopio electrónico de barrido para determinar la composición a menudo diagnóstica de los principales minerales contenidos en las muestras y iv) microsonda electrónica. Con el conjunto de datos obtenidos, hemos ya logrado identificar características específicas de cada una de las dos muestras, las cuales confirman que AIUC-1 podría ser una brecha de impacto pero descartan que AIUC-2 corresponde a un condrito Rumuruti. Complementando con futuros datos a adquirir próximamente, el trabajo permitirá definir exactamente el grupo de meteoritos, su tipo petrológico, y el grado de alteración terrestre y estado de choque de ambos meteoritos según criterios establecidos [1-8]. Durante el congreso, presentaremos el conjunto detallado de los resultados obtenidos y su interpretación en términos de clasificación. Referencias: [1] Weisberg et al. (2006) The University of Arizona Press, Tucson. [2] Van Schmus and Wood (1967) Geochim. Cosmochim. Acta 31, 747-754; [3] Wlotzka (1993) Meteoritics 28, 460. [4] Rubin and Huber (2005) Meteorit. Planet. Sci. 40, 1123-1130. [5] Stöffler et al. (1991) Geochim. Cosmochim. Acta 55, 3845–3867. [6] Scott et al. (1992) Geochim. Cosmochim. Acta 56, 4281-4293. [7] Rubin et al. (1997) Geochim. Cosmochim. Acta 61, 847-858. [8] Rochette et al. (2003) Meteorit. Planet. Sci. 38, 251-268.

AEGS-1: Ciencias planetarias, meteoritos y procesos de impacto

Técnicas de imágenes satelitales aplicadas a ciencias planetarias: caso Venus, Tierra y Marte

Laura Alejandra Flores[1,2], Jose Lattus[1,3].
(1) Geología, Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile
(2) Meteoritos y Ciencias Planetarias, Sociedad Geológica Chilena, Chile
(3) Sensores Remotos & GIS, Chile

Hasta la fecha la cantidad de misiones espaciales relacionadas con la geología planetaria supera las 100, entre las exitosas, finalizadas y fallidas. Alrededor de 17 son las que están en funcionamiento en órbita de planetas rocosos y cuerpos menores. De modo, que en casi 60 años del estudio de diversos objetos celestes entendemos, gracias a la geología planetaria, un poco más sobre la evolución del Sistema Solar y evolución de los planetas rocosos. Sin embargo, aún existen preguntas fundamentales por responder, como por ejemplo: ¿Cómo se formaron los diferentes objetos del sistema solar? ¿Cómo se formó y evolucionaron los planetas rocosos del sistema solar? ¿Por qué la Tierra presenta actividad volcánica y tectónica? La posibilidad de utilizar esta información y de aportar al estudio de imágenes satelitales va en aumento. La mayoría de las mallas curriculares de geología en las universidades chilenas imparten cursos sobre imágenes satelitales y/o teledetección. Actualmente las imágenes satelitales son el principal modo de explicar distintos procesos en las superficies en la Tierra y son utilizadas como primera aproximación a los estudios relacionados con ciencias de la Tierra El problema en su utilización radica en la falta de información y dificultad en el acceso de la base de datos de imágenes y/o el desconocimiento de las técnicas de espectrometría para el análisis de estos. Las herramientas desarrolladas para estudiar este tipo de imágenes son similares a las utilizadas en imágenes de otros planetas. En este trabajo presentamos las diferentes bases de datos para el estudio de las superficies de Venus y Marte, la forma de utilizarlas y una comparación con las imágenes satelitales de libre acceso y de mayor utilización en la Tierra en temas de Ciencias de la Tierra.

AEGS-1: Ciencias planetarias, meteoritos y procesos de impacto

Atete corona, volcanic activity and relevance in the heat loss on Venus

Laura Flores-Palma[1,2], Millarca Valenzuela[2,3], Patricio Rojo[4], Veronica Oliveros[5].
(1) Geología, Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile
(2) Meteoritos y Ciencias Planetarias, Sociedad Geologica de Chile, Chile
(3) Servicio Nacional de Mineria y Geología, Chile
(4) Astronomia, Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(5) Ciencias de la Tierra, Universidad de Concepción, Santiago, Chile

Introduction How does Venus lose the heat? The rates of resurfacing on Venus is lower than the catastrophic event happened 500 My ago which covered 80% of the surface. The low level of ongoing volcanism and tectonism does not explain Venus´ heat loss [1]. Hot spots contribute less than 5% of Venus´ heat budget [2].Data from the Magellan mission showed no evidence of global systems of active plate tectonics and the thin lithosphere predicted by these models appears to be inconsistent [3].Recent studies have shown that subduction could possibly occur around large structures called coronas, specifically around large corona such as Quetzalpetlatl and Artemis [4] Results The study area is located south-east of the tectonic structure called Parga. Venus Express images show high levels of radiation south of Parga, in Themis region [5]. There are also geomorphological and tectonic features denoting high volcanic activity and relatively young age [6]. The high levels in emissivity are interpreted as regions with volcanism type hot spots. Parga is a structure of large dimensions and is characterized by having a high number of coronas [7]. For this work, we measure the emissivity of Parga and Themis region using Venus Express data. We proposed high values of emissivity in new volcanic structure with activity not previously reported. These structures are found around Atete corona, the largest corona in Parga. Conclusions A geological model is proposed that explains the possible relevance of the volcanic activity around these coronas, providing more information and evidence before the possible subduction and liberation of energy on this planet through this mechanism. One of the main difficulties in seeking indirect evidence of subduction and volcanic activity is the lack of satellite image information. Against this scenario, the Atete corona is considered a good candidate to look for signs of volcanic activity and evidence of subduction, because it images of this region are available. Reference [1] Shalygin, E., et al (2015). Geophysical Research Letters, p 4762–4769. [2] Turcotte,D. (1995). Journal of Geophysical Research, 100: 16,931-16,940. [3] Smrekar, S., et al (1997). SCIENCE, 277:1289-1293. [4] Davaille, A., et al (2017). *Nature Geoscience*, *10*(5), 349. [5] Smrekar, S. E., et al (2010). Science, 328(5978):605–608. [6] Airey, M. W., et al (2017). Geophys. Res. Planets, 122, 1626–1649. [7]Martin, P. et al (2007). Journal of Geophysical Research: Planets, 112(E4)

AEGS-1: Ciencias planetarias, meteoritos y procesos de impacto

A bolide atmospheric airburst over Southern Chile during colonial times?

Francisco Javier Gómez[1], Nicolas González [2], Alexandre Corgne[1], Millarca Valenzuela[3], Ricardo Demarco[4].
(1) Instituto de Ciencias de la Tierra, Universidad Austral de Chile
(2) ALMA
(3) Unidad de Geopatrimonio, SERNAGEOMIN
(4) Departamento de Astronomía, Universidad de Concepción

Historical documents have reported that a huge airburst took place above the Chiloé and Chonos Archipelagos in the 18th century. A first description of the event is given by the Concepción Synod in 1744 [1] and refers to a fireball in 1737 in Southern Chile that burnt down a deserted island of Chiloé. Another testimony in 1767 refers to a fireball in 1738 above the Castro region that would have fallen on the Vielaiguai Island and generated huge fires [2,3]. Another account indicates that on the 30th of December 1737 a huge cloud of fire would have passed above the Chiloé Archipelago from the North and landed on the Guaitecas Islands, terrorizing the population and generating huge fires [4]. According to [5], the affected islands were the Chelat, Joesón, Jechica, Choros islands and smaller islands of the Guaitecas Archipelago. Only Vielaiguai (now known as Elvira [6]) and Jechica, which has kept its name, have been clearly identified.

The main objective of this work, which is part of an undergraduate thesis, is to further investigate this potential airburst and a possible later meteorite fall. At the congress, we will present the preliminary results obtained using three approaches: 1) Study of additional historical materials and scientific literature to constrain the likelihood of both a meteoritic airburst and impact; 2) Geomorphological study of the Guaitecas Archipelago using high-resolution (12m) digital elevation model to detect potential impact structures; 3) Fieldwork in selected Guaitecas islands to search for materials or structures that might indicate an airburst and/or an impact. Sampling of peat soil will be attempted to search for possible meteoritic contaminants and/or fire evidence preserved at superficial levels; 4) Laboratory analysis of the collected materials.

References: [1] Catholic Church (1984). Sínodo de Concepción, Chile, 1744. CSIC, Madrid. [2] García J. (1889). Anuario Hidrográfico de la Marina de Chile XIV. Imprenta Nacional, Santiago. [3] Enrich F. (1891). Historia de la Compañía de Jesús en Chile. Francisco Rosales, Barcelona. [4] González de Agüeros P. (1791). Descripción historial de la provincia y archipiélago de Chiloé, en el Reyno de Chile, y obispado de la Concepción. Imprenta de Don Benito Cano, Madrid. [5] Maldonado R. (1897). Estudios geográficos e hidrográficos sobre Chiloé. Establ. Poligráfico Roma, Santiago de Chile. [6] Risopatrón L. (1924). Diccionario Jeográfico de Chile. Imprenta Universitaria, Santiago.

AEGS-1: Ciencias planetarias, meteoritos y procesos de impacto

FTIR reflectance studies of synthetic material with planetary compositions

Andreas Morlok[3], Stephan Klemme[1], Iris Weber[3], Aleksandra Stojic[3], Martin Sohn[2], Harald Hiesinger[3], Joern Helbert[4].
(1) Institut für Mineralogie, Earth Sciences, Universität Münster, Münster, Germany
(2) Physikalische Chemie, Fachbereich Technik, Hochschule Emden/Leer, Emden, Germany
(3) Institut für Planetologie, Earth Sciences, Universität Münster, Münster, Germany
(4) Institute for Planetary Research, Institute for Planetary Research, Deutsches Zentrum für Luft- und Raumfahrt, Berlin, Germany

Introduction: The ESA/JAXA BepiColombo mission to be launched to Mercury this year has a mid-infrared spectrometer (MERTIS-Mercury Radiometer and Thermal Infrared Spectrometer) onboard, for the mapping of spectral features in the 7-14 µm range, with a spatial resolution of ~500 meter [e.g.,1,2]. At the IRIS (Infrared and Raman for Interplanetary Spectroscopy) laboratory we produce mid-infrared spectra for a database to interpret the data from this mission.Using synthetic analog materials allows us to produce spectra of materials from which no natural samples are available so far. Here, we present spectra based on synthetic glasses [3] with bulk mantle compositions or crustal regions of the terrestrial planets. Samples and Techniques: Glasses synthesized after a procedure described in [5], equivalent to the chemical compositions of parts of Mercury, Venus, Earth, Moon and Mars based on remote sensing and model data [4]. The resulting glasses were characterized using Raman Spectroscopy and EPMA .Powder size fractions 0-25 µm, 25-63 µm, 63-125 µm and 125-250 µm were measured in the wavelength range from 2-20 µm using a Bruker Vertex 70 system. Additional FTIR microscope analyses of thin sections will be made using Bruker Hyperion 2000 System at the Hochschule Emden/Leer. Results: Most spectra show a dominant Reststrahlenband (RB) between 9.5 µm (terrestrial continental crust) and 10.6 µm (surface Venus.) The Christiansen Feature (CF), a reflectance minimum, falls between 7.9 µm (cont. crust) and 8.3 µm (lunar mare.) The Transparency Feature (TF) occurring in the finest size fractions occurs around ~12 µm as shoulder. Many samples contain varying amounts of crystalline phases, mainly olivine, resulting in strong RB features especially at ~10.1 µm and ~10.6 µm, i.e. typical olivine bands [6]. Summary and Conclusions: The features for the synthetic glasses are typical for samples with MgO contents below ~20 wt%. Samples with higher MgO contents show the formation of mostly olivine crystals during quenching [5]. References: [1] Helbert J. et al. (2009) *Earth Planet. Sci. Let.* 285, 347-354 [2] Hiesinger H. et al. (2010) *PSS* 58, 144–165 [3] Lee et al. (2010) *J. Geophysical Res.* 115, 1-9 [4] Morlok, A. et al. (2017) EPSC 2017 -200 [5] Morlok, A. et al. (2017) Icarus 296, 123-138 [6] Hamilton, V.E. (2000) J.Geophys. Res. 105, 9701-9176

Acknowledgements: This work is supported by the DLR funding 50QW1701 in the framework of the BepiColombo mission.

AEGS-1: Ciencias planetarias, meteoritos y procesos de impacto

Los vidrios de Pica, controversia actual de su origen

Sebastián Perroud[1], Millarca Valenzuela[2], Peter Schultz[3], R. Scott Harris[4].
(1) Departamento de Geología, AeroSpectre Ltda.
(2) Sernageomin, Chile
(3) Department of Earth, Environmental, and Planetary Sciences, Brown University, Providence, Rhode Island 02912, Estados Unidos
(4) Department of Space Science, Fernbank Science Center, Atlanta, GA 30307, Estados Unidos

Introducción: [1] reportan depósitos de fundidos vítreos distribuidos discontinuamente al sur de Pica, con capas de tierra cocida y/o cerámica asociadas, evidenciando un proceso térmico importante hace ~12 ka, que ellos asocian a la explosión aérea de un bólido. [2] sigue esta hipótesis encontrando evidencias de un rápido ascenso y descenso de temperatura, como vidrios muy vesiculados, moldes de plantas preservados y textura de schlieren, pero ninguna evidencia del posible impacto. [3], mediante estudios de ^{14}C y paleomagnetismo, identificaron dos edades distintas, junto a campos magnéticos diferentes, por lo cual descartan un único evento de impacto y proponen un proceso de pirometamorfismo ligado a incendios. Controversias: Según [4], para alcanzar altas temperaturas en superficie por medio de un incendio, éste debe ser potenciado por la quema lenta subterránea de una capa orgánica, lo cual dificultaría la conservación de moldes de plantas en vidrios. Las secuencias presentan variaciones verticales (los vidrios sobreyacen a la cerámica y ésta a la tierra cocida), evidenciando un gradiente térmico [5], por lo que se esperaría que la fuente térmica haya sido superficial. Así, los vidrios de Pica presentan características que soportan diferentes hipótesis, sin embargo, aún quedan dudas por resolver. Una nueva expedición intentará encontrar evidencias de metamorfismo de choque u otras que ayuden a identificar qué eventos pueden explicar el origen de estos vidrios, comprobando o descartando un evento extraterrestre. [1] Blanco, N. y Tomlinson, A. 2013. Carta Guatacondo, Región de Tarapacá. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, S. Geología Básica 156, 1 mapa escala 1:100.000. Santiago de Chile. [2] Valenzuela, M., et al. 2014. Petrology and magnetic characterization of molten glass samples found at Northern Atacama Desert, Chile: Testing their impact origin. Resumen Metsoc, Marruecos. [3] Roperch P., *et al*. 2017. Surface vitrification caused by natural fires in Late Pleistocene wetlands of the Atacama Desert. Earth and Planetary Science Letters, 469, 15-26. [4] Rein, J.A., et al 2008. The severity of smouldering peat fires and damage to the forest soil. Catena 74, 304-309. [5] Perroud, S., Valenzuela, M., et al. 2016- Vidrios de Pica: control topográfico en la formación de fundidos vítreos por posible explosión aérea de un bólido. X Congreso Argentino de Estudiantes de Geología, Salta, Argentina.

AEGS-1: Ciencias planetarias, meteoritos y procesos de impacto

La hipótesis del impacto cósmico (~12.8 ka): registros estratigráficos, sedimentológicos, paleontológicos y geoquímicos en el sitio Pilauco, Osorno, Patagonia Noroccidental de Chile.

Mario Pino[1], A. West[2], A.M Abarzua[3], G. Astorga[3], A. Martel-Cea[3], N. Cossio[3], X. Navarro[4], R. Labarca[3], M. LeCompte[5], V.A. Adedeji[5], C. Moore[6], T. Bunch[7], C. Mooney[8], W.S. Wolbach[9].
(1) Ciencias de la Tierra/TAQUACH, Universidad Austral de Chile, Valdivia, Chile
(2) Comet Research Group, USA
(3) Ciencias de la Tierra /TAQUACH, Universidad Austral de Chile, Valdivia, Chile
(4) Antropología, Universidad Católica de Temuco, Temuco, Chile
(5) Elizabeth City State University, USA
(6) University of South Carolina, USA
(7) Northern Arizona University, USA
(8) North Carolina State University, USA
(9) DePaul University, USA

La hipótesis de impacto del Younger Dryas (YD, Firestone *et al.* , 2007) propone que los fragmentos de un impacto cósmico golpearon América, Antártica, Europa y Asia occidental hace ~12.800 años. Estos explosiones / impactos produjeron un marcador estratigráfico – biológico - mineralógico y geoquímico, originando un datum isócrono en 50 lugares en un área de ~50 millones de km2 en la Tierra . Este evento desencadenó quema extensiva de vegetación del orden del ~9% de la biomasa terrestre (Wolbach *et al.,* 2018a), "invierno de impacto" (Wolbach *et al.,* 2018b), el episodio climático YD y la extinción de la mayor parte de la megafauna del Pleistoceno tardío. En la primera investigación extensa al sur del ecuador, informamos una discordancia de erosión y sobre ella un estrato de ~12.800 años en el sitio Pilauco (PB-9), en la Patagonia noroccidental de Chile (~ 40°S). Pilauco posee una clara estratigrafía formada primero por sedimentos fluviales seguidos por depósitos de humedales con aportes coluviales. En el sitio Pilauco se registran abundancias máximas en platino, paladio, oro, así como esférulas de impacto de alta temperatura ricas en hierro y cromo, distintas de esférulas volcánicas y antropogénicas, y granos de hierro nativo raramente encontrados en la Tierra. Además, se observa un gran máximo de concentración de micro- y macro-carbón que marca un intenso episodio de quema de biomasa. Esto ocurre sincrónicamente con una disminución dramática del polen y las semillas y un cambio en la asociación vegetacional, que refleja un calentamiento climático abrupto en el inicio de YD, en antifase con el enfriamiento YD en el hemisferio norte. La repentina desaparición de los huesos de la megafauna y del hongo Sporormiella sp. en Pilauco también es sincrónica con la extinción de la megafauna en las Américas. La evidencia obtenida en Pilauco es consistente con la ocurrencia de impactos cósmicos locales, sincrónicos con otros impactos en la base del YD hace ~12.800 años en cinco continentes.

AEGS-1: Ciencias planetarias, meteoritos y procesos de impacto

Definición, Clasificación y emparejamiento de los fragmentos del Meteorito Pampa-A, Pampa de Mejillones, Región de Antofagasta, Chile.

Gabriel Pinto[2,4,5], Andrew Menzies [5], Rodrigo Martinez[4], Monserrat Barraza[3], Stephan Boehm[1], Max Patzschke[1], Camila Caviedes[5,2].
(1) Bruker Nano GmbH, Germany
(2) Meteoritos y Ciencias Planetarias, Sociedad Geológica de Chile, Chile
(3) Maini, Universidad Católica del Norte, Antofagasta, Chile
(4) Museo del Meteorito, Chile
(5) Geología , Ingeniería y Ciencias Geológicas , Universidad Católica del Norte, Antofagasta, Chile

Resumen

En los desiertos cálidos los procesos de intemperismo son reducidos debido a su baja humedad, estimulando la conservación de los meteoritos (Bland et al., 1996). Por esta razón el Desierto de Atacama ha logrado consagrarse como el desierto cálido más rico en meteoritos del planeta, lo que ha incidido en un creciente estudio de estos cuerpos. El primer sector descrito de alta densidad es la Pampa de Mejillones (Valenzuela y Benado, 2018), ubicada a 9 km al sur de la Bahía de Mejillones en la Región de Antofagasta, la cual alberga una cantidad de ~0,17 met/km² en un área de ~156 km². Dentro de este sector fue descubierto, en 1986, el meteorito Pampa-A con un total de 16 piezas que combinadas pesan 904 g. En este estudio 14 piezas (841 g) son definidas y clasificadas por sus características físicas, petrográficas y químicas como condritos ordinarios tipo L con un grado petrológico 6, grado de choque S4 y alteración W2 (Van Schmus and Wood, 1967). El promedio de las composiciones químicas es de olivino Fa24, ortopiroxeno En70Wo1,7 y plagioclasa An10Al80, mientras que los promedios de sus propiedades físicas son: susceptibilidad magnética 4,41 (en log χ 10-9 m³/kg), densidad aparente 3,44 (g/cm³) y porosidad 3,21 vol%. Debido a la similitud en sus características físicas, petrográficas y químicas los 14 fragmentos analizados son emparejados a un mismo evento de caída. La distribución física de las piezas de Pampa-A genera una elíptica de 1,5 x 0,5 km, con su eje mayor en dirección NW-SE, indicando un ingreso atmosférico desde el NW.

Palabras claves: Condrito ordinario, Pampa de Mejillones, Emparejamiento de meteoritos, elíptica de distribución, meteoroide.

Introducción

En las caídas de meteoritos, se producen transformaciones en el cuerpo original, generando fragmentación en su cruce por la atmósfera, donde las particularidades del meteoroide determinan su momento de ruptura, número de fragmentos producidos, tamaños y otras características que influyen en la forma de las piezas encontradas en la superficie(Hutchison, 2004). Para que estos fragmentos se definan como parte del mismo evento de caída, se realiza un emparejamiento de ellos por medio de criterios específicos como composición química, texturas petrográficas, proximidad geográfica, grado de alteración, número de piezas, densidad, susceptibilidad magnética, etc. Descritos en trabajos como Benoit et al., (2000); Gnos et al., (2009); Beech et al., (2009). Si las piezas pertenecen al mismo cuerpo progenitor, por medio de la dispersión física sobre la superficie, se define la dirección y sentido de caída del meteoroide. Así cuando el cuerpo ingresa con un ángulo respecto a la superficie, la dispersión es llamada elíptica de distribución o strewfield (Hutchison, 2004).

En la Pampa de Mejillones existen 27 meteoritos oficiales publicados por la Meteoriticall Bulleting (https://www.lpi.usra.edu/meteor/metbull.php, acceso en Diciembre 2017) con fragmentos acumulados desde cientos a miles de años debido a la aridez (Hutzler et al., 2016), estimulando sectores con dispersión cruzada de fragmentos pertenecientes a dos eventos diferentes. El meteorito Pampa-A fue el primero en ser encontrado en esta área el año 1986 (Graham, 1987).

En este trabajo se analizaran 14 fragmentos del meteorito Pampa-A, 5 láminas delgadas, 4 cortes pulidos y 5 piezas completas. Definiendo y/ o clasificándolos por sus características físicas, químicas o petrológicas, estableciendo el emparejamiento entre ellos al mismo meteoroide, finalizando con la descripción de la orientación de caída según su distribución en la superficie.

2. Métodos y resultados

Los análisis realizados a cada uno de los fragmentos para su definición y/o clasificación dependen de su forma y estado de conservación.



AEGS-1: Ciencias planetarias, meteoritos y procesos de impacto

2.1 Características físicas

La susceptibilidad magnética fue medida con el equipo SM30 (ZH instruments). Se realizó en tres direcciones distintas, para homogeneizar la variación de clastos/minerales en los fragmentos. La densidad fue calculada por medio de una balanza Dial-0-Gram (Ohaus)-310g-precisión a la centésima de gramo. Para el cálculo de la porosidad se utilizaron mediciones en porcentaje de su espacio poroso en dos dimensiones, por medio de mapas mineralógicos realizados en el QEMSCAN.

2.2 Características mineralógicas y petrográficas

Por medio de una descripción macroscópica con lupas ópticas, se reconoció la mineralogía principal y secundaria, texturas, tonalidad de la matriz y características superficiales como corteza de fusión y regmaglifos.

Se analizaron láminas delgadas en el microscopio mixto de luz transmitida y reflejada OLYMPUS BL. Identificando tipos de cóndrulos, cristales y texturas en la matriz no vistas de forma macroscópica. Este análisis especificó su grado petrológico (Van Schmus & Wood., 1967), grado de metamorfismo (Stöffler et al., 1991) y grado de alteración (Wlotska, 1993).

2.3 Características químicas

Se utilizó un modelo QEMSCAN E430, que se basa en un microscopio electrónico de barrido (SEM) ZEISS EVO 50 combinado con detectores de espectrómetros dispersivos de energía (EDS). Los análisis puntuales se realizaron con SEM-EDS. Las mediciones fueron realizadas en aleaciones de Fe-Ni, cristales de plagioclasa, olivino y piroxeno. Para los dos últimos minerales las mediciones fueron en matriz y fenocristales.

2.4 Resultados

La susceptibilidad magnética promedio (en log χ 10-9 m3/kg) es 4,41, con rangos entre 4,59 y 4,21. La densidad aparente promedio es 3,44 g/cc, con una desviación estándar de 0,25 y valores con rangos entre 3,36 y 3,91 g/cc. La porosidad promedio es de 3,21 vol%.

Cóndrulos, con formas subesféricas variando de un 15 a un 20% en volumen, diámetros desde los 0,5 mm hasta los 3 mm para los fenocristales y menores a 300 µm en la matriz. Los tipos de cóndrulos son PO, POP y PP. La matriz de grano medio con cóndrulos tipo BO y GOP, forma entre un 60-70% del volumen. Olivino (50-60%) y piroxeno (25-35%) componen la matriz y cóndrulos. Los minerales opacos, están compuestos por troilita (3-5%), cromita (~1-2%) y kamacita (3-5%) con intercrecimiento de algunos cristales de taenita en el interior. Presenta otros minerales como plagioclasa (~2%), zircón (~1-2%) y apatito (~1%).

El grado de choque, es evidenciado por fracturas irregulares y planares. Los cortes muestran vetillas rellenas de opacos. Extinciones ondulantes. En los bordes de ortopiroxenos se distinguen lamelas de clinopiroxenos recristalizados. Mosaiquismo leve descrito en olivinos, indicando un grado de choque S4. La mineralogía secundaria compuesta de óxidos de Fe varía en porcentaje entre 45-55% [0-100%] indicando un grado de alteración W2. Vetillas de meteorización cortan las vetillas de choque debido a los procesos de alteración posteriores a su caída.

La composición química de Fe0/Fe tiene rangos entre 0,37 y 0,33, con un contenido de Fe total entre 22,06 y 23,76 wt%. Clasificándose como condrito ordinario Tipo L. El promedio de los análisis puntuales en los minerales es de olivino Fa24, ortopiroxeno En70Wo1,7 y plagioclasa An10Al80.

3. Discusión

En el emparejamiento de fragmentos se utilizaron 3 criterios principales que abarcan todos los análisis, (1) características físicas, (2) químicas y (3) petrográficas. La comparación entre estos criterios y sus parámetros en rangos similares genera un emparejamiento en red de cada una de las piezas. Las características físicas mostraron leves dispersiones debido a las distintas formas y tamaños de las piezas como describe Consolmagno et al., (2006), dificultando una medida precisa para las muestras pequeñas.

El pareamiento realizado es fuertemente dependiente del modo de conservación de la muestra y los análisis realizados en ellas (Benoit et al., 2000). Se analizaron las propiedades físicas de los 14 fragmentos, una descripción de la mineralogía principal de

forma macroscópica junto con una descripción de la morfología superficial a 11 y una descripción microscópica de las texturas y minerales junto a las composiciones químicas totales y específicas de 5. Con estos resultados podemos indicar una mayor reducción de la incertidumbre para las muestras emparejadas por los 3 criterios: análisis químicos, mineralogía y características físicas. Mientras que en los fragmentos que solo tuvieron mediciones físicas, el emparejamiento es menos preciso debido a la falta de información. Uno de los factores determinantes para el emparejamiento de meteoritos es su cercanía en el área de distribución (Benoit et al., 2000).

Para formar la elíptica de distribución, la aridez es un factor determinante debido a la conservación de las piezas en su lugar de caída por largos periodos de tiempo (Hutzler et al., 2016). Asumiendo que las muestras no han sido transportadas de ninguna manera desde el momento de su caída, la geometría que forman en la superficie cubre un área de 1,5 x 0,5 km, estableciendo un eje alargado en la dirección NW-SE, con un buzamiento de 106° desde el norte. Los fragmentos más grandes que conservaron la mayor inercia al caer se ubican al extremo SE, indicando un ingreso del meteoroide en sentido NW-SE.

Referencias

BEECH M., COULSON I.M. WENSHUANG N., MCCAUSLAND P. 2009. The thermal and physical characteristics of the Gao-Guenie (H5) meteorite. Planetary Space Science, 57: 764-770

BENOIT P.H., SEARS D.W.G., AKRIDGE J.M.C., BLAND P.A., BERRY P.A. and PILLINGER C.T. 2000. Thenon-trivial problema of meteorite pairing. Meteoritics & Planetary Science, 35: 393-417

BLAND P.A., BERRY F.J., SMITH T.B., SKINNER S.J., Pillinger CT (1996) The flux of meteorites to the Earth and weathering in hot desert ordinary chondrite finds. Geochimica et Cosmochimica Acta 60, 11:2053–2059

CONSOLMAGNO, G.J., MACKE, R.J., ROCHETTE, P., BRITT, D.T., and GATTACCECA, J., 2006. Density, magnetic susceptibility, and the characterization of ordinary chondrite falls and showers. Meteoritics, vol. 41, Issue 3, p.331-342

CRESPO, T. LOZANO R.P. CASANOVA I. y LLORCA J., 2007. El meteorito de Villalbeto de la Peña (Palencia). Estudio mineralógico y petrológico. Boletín Geológico y Minero, 118 (1):105-116

GNOS E., LORENZETTI S., EUGSTER O., JULL A.J.T., HOFMANN B.A., AL-KATHIRI A., and EGGIMANN M. 2009. The Jiddat al Harasis 073 strewnfield, Sultanate of Oman. Meteoritics & Planetary Science 44:375–387

GRAHAM, A.L. 1987. Meteoritical Bulletin, No. 65. Meteoritics, vol. 22, 157-164

HUTCHISON, R. 2004. Meteorites. A Petrologic, Chemical and Isotopic Synthesis. Cambridge Planetary Science Series. Cambridge. 506 p

HUTZLER A.,GATTACCECA J.,ROCHETTE P.,BRAUCHER R.,CARRO B.,CHRISTENSEN E.J.,COURNEDE C., GOUNELLE M., LARIDHI OUAZAA N., MARTÍNEZ R., VALENZUELA M., WARNER M., and BOURLES D.2016. Description of a very dense meteorite collection area in western Atacama: Insight into the long-term composition of the meteorite flux to Earth. Meteoritics & Planetary Science 51:468–482

STÖFFLER, D., KEIL, K., and SCOTT, E.R.D. 1991. Shock metamorphism of ordinary chondrites; Geochimica et Cosmochimica Acta, 55, pp. 3845-3867

VALENZUELA, M., & BENADO, J. 2018. Meteorites and Craters Found in Chile: A Bridge to Introduce the First Attempt for Geoheritage Legal Protection in the Country. In Geoethics In Latin America (pp. 103-115). Springer, Cham.

VAN SCHMUS, W. R. y WOOD, J. A. 1967. A chemical-petrologic classification for the chondritic meteorites. Geochimica et cosmochimica. Acta 31, 747–765

WLOTZKA, F., 1993. A weathering scale for the ordinary chondrites Meteoritics 28, 460

AEGS-1: Ciencias planetarias, meteoritos y procesos de impacto

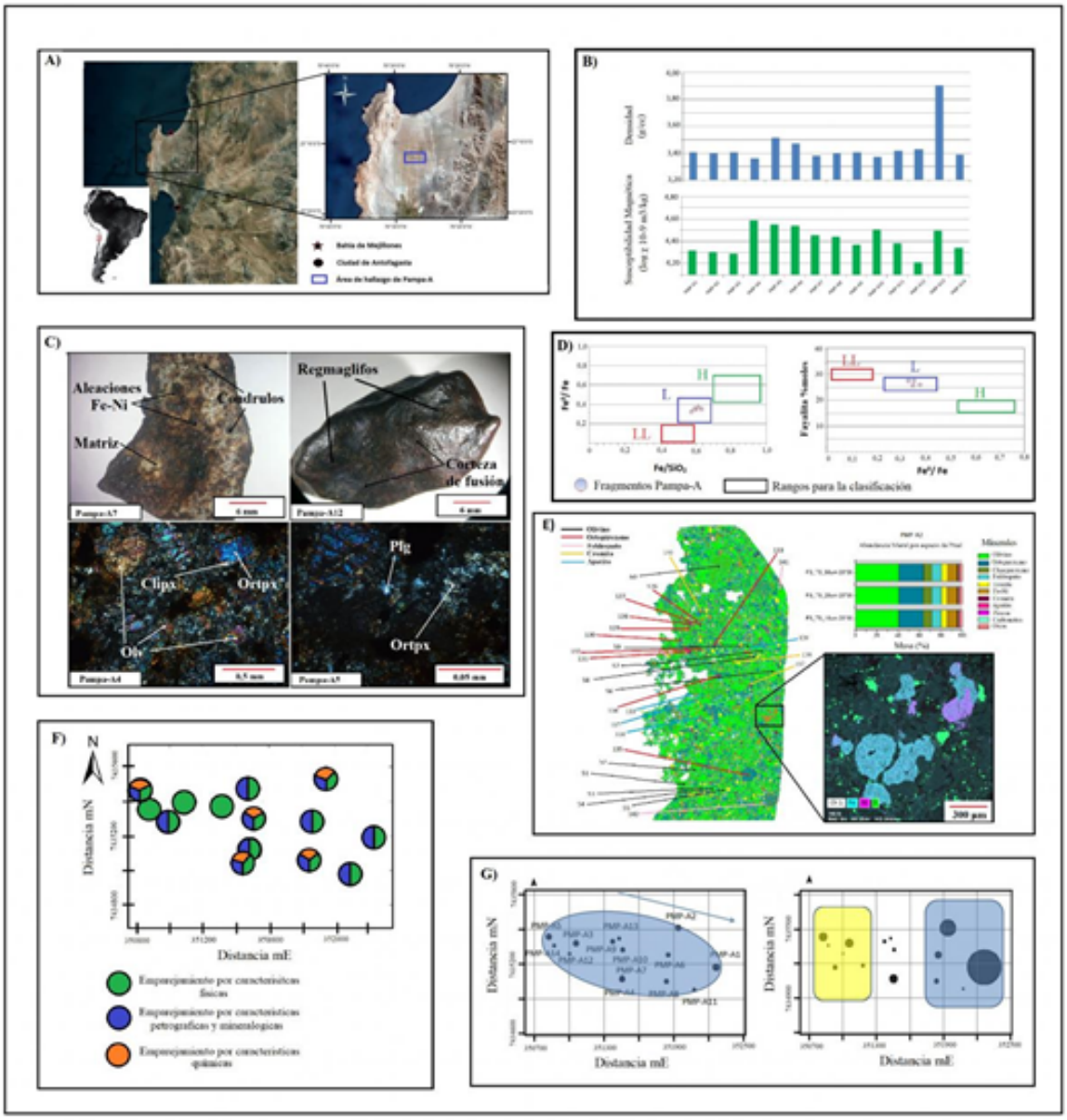


Figura 1. A) Ubicación del área de hallazgo del Meteorito Pampa-A en la Pampa de Mejillones, Región de Antofagasta, Chile. B) Características físicas medidas en los 14 fragmentos del meteorito Pampa-A, arriba la densidad y abajo la susceptibilidad magnética. C) Morfología superficiales, mineralogía principal y texturas presentes en 4 distintos fragmentos. D) Clasificación química utilizando resultados obtenidos en QEMSCAN. Rangos de clasificación tomados de Van Schumus and Wood (1968). E) Resultados del QEMSCAN para un fragmento, a la izquierda mapa mineralógico, derecha arriba abundancia mineral y derecha abajo mapa elemental. F) Emparejamiento de Pampa-A por uno o más criterios, dependiendo de su forma de conservación y el análisis realizado. G) Definición de la Elíptica de distribución de los 14 fragmentos del Meteorito Pampa-A. La flecha azul indica el sentido de caída del meteoroide. El gráfico de la derecha muestra el peso de cada fragmento dividido en un factor de 10.

AEGS-1: Ciencias planetarias, meteoritos y procesos de impacto

Strewn field of the carbonaceous chondrite médano 216, Antofagasta region, Northern Chile

Gabriel Pinto[1], **Rodrigo Martinez[2]**, Laura Flores[2], Andrew Menzies [3], Samanta Aravena[4].
(1) Antofagasta, Geología, Universidad Católica del Norte
(2) Museo del Meteorito, Chile
(3) Geología , Ingeniería y Ciencias Geológicas , UCN, Antofagasta, Chile
(4) Geología , Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile

To define a strew field, it is necessary to perform a previous pairing. This procedure allows to identify fragments of a single meteorite fall that were separated during atmospheric passage due to the ablation process, establishing the similarity of two or more meteorite fragments to same falling process [1].

The weathering condition of Atacama Desert allows the meteoritical conservations in the original fall positions [2]. This condition support and generate a good environment for strew field descriptions. Nevertheless, in Chile it is register only 2 strew field in Atacama Desert: Vaca Muerta to stony-iron meteorites located near to Antofagasta [3] and the strew field of Pampa A, an ordinary chondrite finding in Peninsula Mejillones [4].

Five chondrites with chemical and mineralogical similarities to the carbonaceous chondrite CO were recovered near the meteorite El Médano 216, previously classified as carbonaceous chondrite CO_3 [5] and distributed in 9 km² of area and the rate between the ellipse axes is ½.

We propose the first strew field of a carbonaceous chondrite made in Chile based on the physics characteristics like magnetic susceptibility, density, mineralogy and textural characteristics.

The shape of the strew field, it shows an unusual pattern in the strew field observed in literature [6].

The hypotheses that can explain this difference are: it is possible that we are seeing just a part of the total strew field or the entrance of the meteorite it is vertical living the major portions in the inner part of the strew field and the minor in the periphery and this is the reason of the circular distribution of the strew field.

Due it is unusual to find carbonaceous chondrite type CO represents 0.9% of the meteorites found in the desert and globally represent 0.9% too, the possibility that these are the same event is high. Reference: 1) Benoit, P (2000). *Meteoritics & Planetary Science*, *35*(2), 393-417. 2) Hutzler, A (2016). Meteoritics & Planetary Science 51:468–482 3) Pedersen, H (1992) *Meteoritics & Planetary Science*, *27*(2), 126-135. 4) Pinto, G. (2017). Memoria de título (inédito). Universidad Católica del Norte. 5) Meteoritical Bulletin Database (31-05-2018). 6) Hutchison, R. (2004). Cambridge Planetary Science Series, 506 p.

AEGS-1: Ciencias planetarias, meteoritos y procesos de impacto

Why is Earth the only planet to maintain plate tectonics? What can be expected from extrasolar planets?

Iván Rojas-Churkovic[1], Valeria Cortés[2].
(1) Independiente
(2) Departamento de Geofísica, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago

Plate tectonics is a form of heat release from a rocky planet's interior characterized by a mantle-crust differentiation and motion of lithosphere occasioned by mantle convection. Under this definition, Earth is the only known planet to maintain plate tectonics, due to its characteristics and history. Venus and Mars used to have it, but they currently present stagnant lid tectonics, distinguished by the presence of volcanism and a fixed lithosphere, as a non-segmented shell without lateral motion. Mainly, the heat released from the Earth's interior is the remnant from its formation plus the radioactive decay of abundant elements on the planet. Earth's formation is widely accepted as the accretion of planetesimals from the solar nebula nearly 4,500 Ma ago, followed by the late heavy bombardment, and it shares that history with the other rocky planets of the solar system. For a planet to develop plate tectonics, the stresses on the lithosphere from mantle convection may overcome the lithospheric yield stress. The factors that are studied in order to develop and maintain plate tectonics are the following: planet composition, mass, radius, temperature (both the initial after the coalescence and that of the mantle-core interface and its variation in time), stratification, insolation, presence of hydrosphere and atmosphere, presence and intensity of magnetic field and the tides that it suffers from gravitational interactions. The capability of a planet to host life depends on the constancy of plate tectonics, since in the case of the Earth, life took hundreds of millions of years to appear and evolve. In order to understand what makes Earth special, its features were compared with those of the other rocky planets that had plate tectonics, and Europa -Jupiter's satellite-, that currently has (though on ice plates instead of rocky ones). The main advantages of Earth are that it has a larger radius and stronger tide forces from the Earth-Moon-Sun system. Known features of some extrasolar planets were included in the comparison, giving place to a broad spectrum of characteristics, that reflect the different formation and histories of each planetary system. Keywords: plate tectonics, Earth, convection, exoplanet, stagnant lid, rocky planets, habitability of planets.

AEGS-1: Ciencias planetarias, meteoritos y procesos de impacto

Clasificación petrográfica de la eucrita basáltica "malotas B"

Marcela Eliana Saavedra[1], Julia Roszjár[2], Maria Eugenia Varela[1].
(1) Cosmoquímica, ICATE-CONICET, San Juan J5402DSP, Argentina
(2) Mineralogisch-Petrographische Abteilung, Naturhistorisches Museum, 1010 Wien, Austria

Historia

En la mañana del 22 de junio de 1931, se informó una caída de un meteorito en la provincia de Santiago del Estero (Argentina). Las muestras de estas rocas fueron entregadas al profesor Juan Olsacher de la Universidad de Córdoba que decidió viajar al lugar de la caída y recoger algunas piezas.

Muchas de las piezas estudiadas corresponden a la condrita ordinaria H5: Malotas (nombre oficial del meteorito). Sin embargo, las rocas que forman parte de esta caída no pertenecen exclusivamente a una condrita común, pero también se encontró un segundo tipo de meteorito.

Durante una visita a la pequeña colección de meteoritos del Museo de Córdoba en 2015, María Eugenia Varela (MEV) vio dos rocas muy diferentes, nombradas en la vitrina como "Malotas, 1931". Reconociendo que una de las rocas no era una condrita común, MEV de acuerdo con el Director del museo decidió hacer un estudio detallado. Ambos meteoritos fueron generosamente entregados en préstamo a ICATE para nuevos estudios. Una de las muestras pertenece a la condrita ordinaria ya clasificada Malotas y la segunda, resultó ser una acondrita: una eucrita.

El Director del Museo de Córdoba le entregó a MEV una copia del documento del Prof. Olsacher, titulado: El meteorito de Salavina, 1931, en el que indica claramente que la caída consiste en dos tipos diferentes de rocas.

Este meteorito, que representa un evento de "lluvia de rocas" se compone de fragmentos que corresponden a dos tipos diferentes en función de su composición y estructura: uno es condrítico, compuesto por olivino y piroxeno con abundantes minerales metálicos; el segundo es rico en feldespato con escasa presencia de los componentes previos y textura ofítica.

1. Introducción

Los HEDs (Howarditas-Eucritas-Diogenitas) son un numeroso grupo de los meteoritos acondríticos.

Dentro de los HEDs las eucritas son los acondritos más comunes. Son rocas brechosas de grano fino que se estima que son el resultado de flujos basálticos en su cuerpo parental Están formadas principalmente por clinopiroxeno pobre en calcio (generalmente se asocia a un clinopiroxeno rico en calcio) y plagioclasas cálcicas (Consolmagno y Drake, 1977). Tienen texturas magmáticas y composiciones químicas que indican una formación similar a los basaltos terrestres, gabros y diabasas (Duke y Silver, 1967, Barrat et al., 2007). Poseen un bajo contenido de elementos volátiles, son pobres en hierro metálico y se estima que probablemente podrían representar la corteza de cuerpos diferenciados pequeños como el asteroide 4-Vesta. (Consolmagno y Drake, 1977).

"Malotas b" es una pieza individual que pesa 62,4 g. Una parte de la roca ha sido cortada, observándose que el interior es muy fresco cubierto por una costra de fusión muy brillante (Fig.1a).

2. Muestras y técnicas analíticas

Se prepararon cuatro secciones delgado-pulidas y una sección pulida de la eucrita "Malotas b". La microscopía óptica se llevó a cabo utilizando el microscopio óptico (transmisión y reflexión) Olympus BX51 (Instituto ICATE, provincia de San Juan). Los análisis en microsonda fueron efectuados con microsonda electrónica JEOL JXA-8530F FE (NHM Viena). La técnica de SEM se realizó a través del microscopio electrónico de barrido JEOL JSM-6610 (NHM, Viena).



AEGS-1: Ciencias planetarias, meteoritos y procesos de impacto

3. Resultados

3.1 Composición química

Los constituyentes primarios de las eucritas son plagioclasas cálcicas, clinopiroxenos y ortopiroxenos (Duke y Silver, 1967). Sobre la base de observaciones mineralógicas se han diferenciado dos porciones, una de grano fino y la otra de grano grueso (Fig. 1b). Los análisis químicos de dichas porciones muestran composición química y mineralogía muy similar de piroxenos y plagioclasas. Se llevaron a cabo un total de 476 análisis. A continuación se detallan las composiciones promedios de las fases presentes, (n: corresponde al número de análisis realizados). Piroxenos con bajo contenido de Ca Fs62.5 ± 0.8Wo2.23 ± 0.9, n = 96; Piroxenos ricos en Ca Fs26.9±0.9 Wo43.9±1, n = 96. La composición de la plagioclasa formadora de rocas es An82.1±3.4, n = 110. Además se ha observado plagioclasa anortítica secundaria An95.71± 2.7, n = 50. Las fases menores incluyen espinelas cuya composición es cromita (Chr0.74) -Hercynita (Her0.18), n = 124.

3.2 Petrografía

Las eucritas tienen texturas análogas a las de los gabros, diabasas y basaltos terrestres. En estos meteoritos lo minerales más abundantes son las pigeonitas augitas, ferroaugitas y plagioclasas cálcicas en el rango de bitownita-anortita (Mittlefehldt, 2015). Como minerales accesorios se encuentran los polimorfos de la sílice (tridimita y cuarzo), troilita, apatito, zircón (Delaney et al 1984). La fase metálica es generalmente pobre en níquel con respecto a otros meteoritos (Duke y Silver, 1967).

Los minerales formadores de roca de la eucrita estudiada exhiben una textura predominantemente ofítica. Algunos cristales grandes de piroxenos presentan una zonificación magmática remanente de Fe-Mg. Además contienen laminillas de exsolución muy finas con un espesor

Las plagioclasas tienen un amplio rango de tamaños de granos, que varían de unos pocos micrones a valores superiores de 500 µm y la mayoría de ellas presenta extinción ondulosa. Como minerales accesorios se han identificado a óxidos (ilmenita y cromita); sílice pura; FeS (troilita); fostatos de calcio (merilita y fluorapatita~60 µm). Se descubrió en la sección fina 16 granos de zircón de hasta 6 x 20 µm (Fig. 1f).

Las fases accesorias se encuentran en las porciones de grano fino y grueso (Fig. 1c-e-f-g). Sin embargo pueden diferir en cuanto al tamaño y la composición. Las merilitas son más abundante en la litología de grano grueso mientras que en la fracción de grano fino probablemente es más frecuente la fluorapatita. El polimorfo de la sílice tiene preferencia por la litología de grano grueso y se han encontrado pocas venillas de fusión (Fig. 1e).

4. Discusión

Teniendo en cuenta características composicionales y texturales Wahl (1952) distingue dos tipos de brechas, una monomíctica y la otra polimíctica. Dado que la composición de los minerales es similar y la textura no cambia, "Malotas b" corresponde a una brecha monomictica.

Como se describió anteriormente la fase de sílice se produce en los espacios intersticiales entre el piroxeno grueso y la plagioclasa, lo que estaría indicando posiblemente un producto de reacción subsolida (Sarbadhikari et al, 2016).

Los piroxenos se han usado como indicadores de historia termal de las eucritas. De acuerdo a la clasificación de Takeda y Graham (1991), basados en la zonación de los grandes cristales y las finas laminillas de los clinopiroxenos, es probable que represente una eucrita basáltica de tipo 4. En adición para entender mejor la cristalización e historia metamórfica de estos meteoritos, se tomaron las espinelas como parámetros petrogenéticos. En un diagrama ternario (Fig. h) propuesto por Yamaguchi (2000), se ha ploteado la composición de 7 cromitas de "Malotas b". Analizando donde caen los valores en el gráfico y considerando que hay pocas características de choque registradas (cristales con solo una leve extinción ondulatoria y pocas venillas de fusión), se podría confirmar que la muestra ha experimentado un leve metamorfismo de tipo 4.

5. Conclusión

La eucrita "Malotas b" es una brecha monomíctica con dominios de grano grueso y fino. Compuesta principalmente por feldespatos y piroxenos con textura ofítica. La roca no se encuentra alterada y el estado de shock es mínimo, tipo 4.



MALOTAS es el nombre oficial dado a la condrita ordinaria H5 correspondiente a la caída registrada en 1931. Sin embargo, no estamos totalmente seguros de que la eucrita estudiada forme parte de la misma caída, debido a que no se cuenta con las edades terrestres de la condrita y de la eucrita y además se ha observado un diferente grado de meteorización de ambas rocas.

Por lo tanto, después de una discusión con el Comité de Nomenclatura, la eucrita será clasificada como un hallazgo y nombrada como "Malotas (b)." El proceso de aceptación como un nuevo meteorito oficial de Argentina está en progreso

Agradecimientos

Agradecemos al Dr. Dan Topa por la asistencia de la microsonda electrónica, al Dr. Raúl Lira por la donación de las muestras y la ayuda económica recibida de la Agencia Nacional de Promoción Científica y Tecnológica (PICT Nº 01562).

Referencias

WAHL, WALTER, 1952.The brecciated stony meteorites and meteorites containing foreign fragments.Geochimica et Cosmochimica Acta, Volume 2, Issue 2, p. 91-117.

DUKE, M. B., AND L. T. SILVER 1967. Petrology of eucrites, howardites and mesosiderites. *Geochim. Cosmochim. Acta* **31,** 1637–1655.

CONSOLMAGNO, G.J., DRAKE, M.J., 1977. Composition and evolution of the eucrite par-ent body: evidence from rare earth elements. Geochim. Cosmochim. Acta41, 1271–1282.

TAKEDA, H., AND A. L. GRAHAM 1991. Degree of equilibration of eucritic pyroxenes and thermal metamorphism of the earliest planetary crust.*Meteoritics* **26,** 129–134.

YAMAGUCHI, A., 2000. Spinels in Basaltic Eucrites: Implication for Crystallization and Metamorphic History. Meteoritics & Planetary Science, vol. 35, Supplement, p.A174

BARRAT, J.A., YAMAGUCHI, A., GREENWOOD, R.C., BOHN, M., COTTEN, J., BENOIT, M., FRANCHI, I.A., 2007. The Stannern trend eucrites: contamination of main group eucriticmagmas by crustal partial melts. Geochim. Cosmochim. Acta 71, 4108–4124.

MITTLEFEHLDT, DAVID W., 2015. Asteroid (4) Vesta: I. The howardite-eucrite-diogenite (HED) clan of meteorites. Chemie der Erde - Geochemistry, vol. 75, issue 2, pp. 155-183

SARBADHIKARI B., MAHAJANR. R., SISODIAM. S., BABUE.V.S.S.K, VIJAYA KUMART., SHYAM PRASADM. AND BHANDARIN, 2016. Multiple stages of early evolution of heterogeneous type-7 Piplia Kalan eucrite. A. 47th Lunar and Planetary Science Conference, 1841 pdf.

AEGS-1: Ciencias planetarias, meteoritos y procesos de impacto

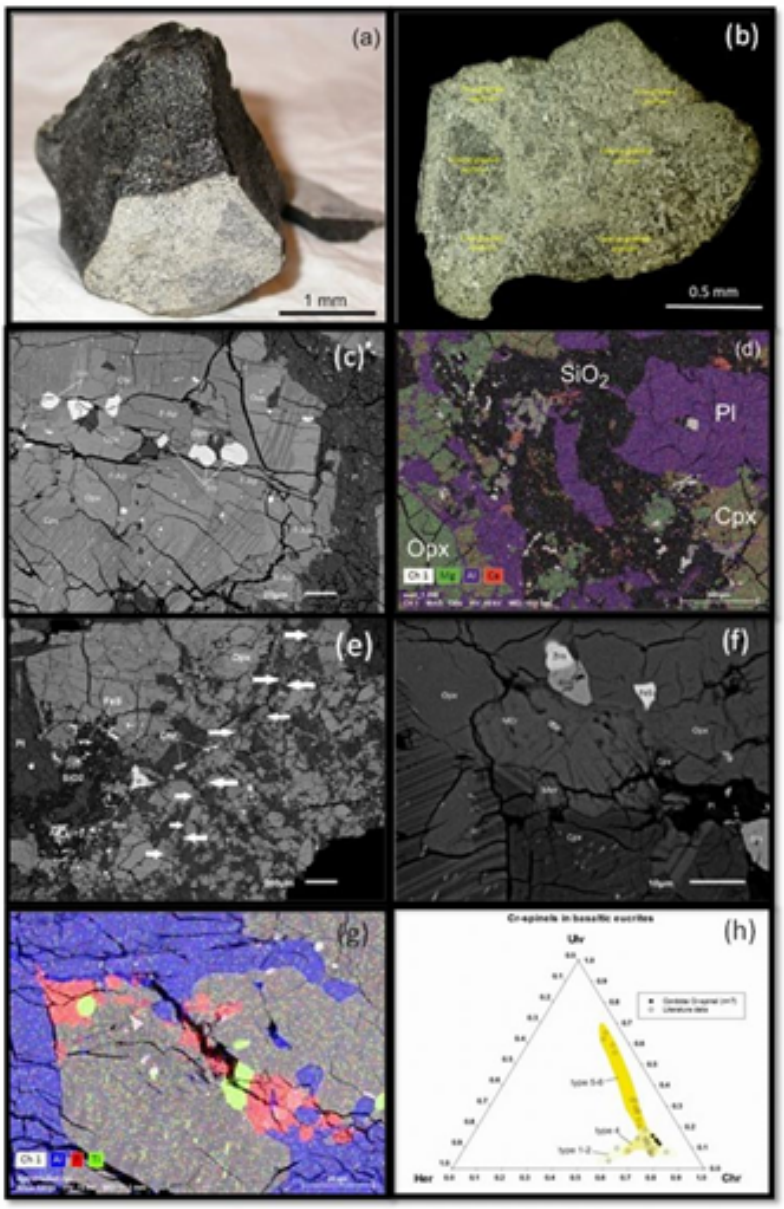


Figura 1: Imágenes de "Malotas b". (a) Fotografía de la pieza individual "Malotas b". (b) en la microfotografía en lupa binocular se pueden diferenciar las dos porciones (grano fino y grano grueso). (c) Imagen SEM de las laminillas de exsolución de los piroxenos y minerales accesorios: cromita (chr), ilmenita (ilm) y fluorapatita (F-ap). (d) Mapa composicional de los minerales formadores de roca: clinopiroxeno (cpx), plagioclasa (pl), ortopiroxenos(opx) y sílice (SiO_2). (e) En la imagen SEM se pueden observar algunos minerales accesorios y una fina venilla de fusión señalada con flechas. (f) Imagen SEM de minerales accesorios: zircón (zrn), ilmenita (ilm), troilita (FeS), Merilita (mer). (g) Mapa composicional de minerales accesorios. (h) Diagrama triangular de Cr-espinelas donde se han comparado la muestra en estudio con la base de datos de otros eucritas, obteniéndose un metamorfismo térmico de tipo 4.

AEGS-1: Ciencias planetarias, meteoritos y procesos de impacto

Olivinos con coronas de reacción en los mesosideritos

Marcela Eliana Saavedra[1], Maria Eugenia Varela[2].
(1) San Juan, ICATE-CONICET, San Juan J5402DSP, Argentina
(2) Cosmoquímica, ICATE-CONICET, San Juan J5402DSP, Argentina

Resumen

La composición química de los olivinos de los cuatro mesosideritos estudiados varía desde Fo60 en Vaca Muerta K a Fo77 en Mincy L. En los olivinos con coronas de reacción de Estherville, Crab Orchard y Mincy se observó que el incremento de la relación FeO/MnO es proporcional al aumento del contenido de magnesio. Los análisis de Vaca Muerta muestran un incremento de la relación FeO/MnO para valores bajos de magnesio (Fo60). Esto sugiere que la fuente de la cual provienen los olivinos fue heterogénea, ya que no se observa una tendencia general con el cambio del FeO (Nehru et al 1979; Delaney et al, 1980).

1. Introducción

Los mesosideritos son muy heterogéneos con respecto a las características químicas y texturales de los silicatos. Estos minerales presentan variaciones significativas en cuanto a los procesos térmicos (metamorfismo) que los han afectado. Es por ello que se agrupan a los mesosideritos teniendo en cuenta ese metamorfismo sobreimpuesto a altas temperaturas que van desde 800 a 1200 °C.

Los componentes primarios de los silicatos son ortopiroxenos, grandes clastos de olivinos y minerales máficos (Delaney et al 1981). Los mesosideritos representan uno de los grupos más enigmáticos de los meteoritos. Durante años los investigadores han formulado distintas hipótesis con respecto al origen y las condiciones bajo las cuales se han formado los clastos de olivinos. Por consiguiente, el estudio de las coronas de reacción formadas alrededor de los olivinos aporta información que ayudaría a descifrar el enigma.

2. Técnicas analíticas

Se estudiaron secciones delgado-pulidas de Estherville M2072 y CrabOrchad L3771 (NHM: Naturhistorisches Museum, Viena); Mincy L y Vaca Muerta K (ICATE). La microscopía óptica se llevó a cabo utilizando el microscopio óptico (transmisión y reflexión) Olympus BX51 y los análisis en microsonda fueron efectuados con microsonda electrónica ARL-SEMQ especialmente preparada con estándares internacionales de silicatos y metales para el estudio de meteoritos. Cuenta con 5 espectrómetros (1 TAP, 2 LIF, 2 PET), ambos equipos pertenecen al Instituto ICATE, provincia de San Juan. La técnica de SEM se realizó a través del microscopio electrónico de barrido JEOL JSM-6610 (NHM).

3. Mineralogía

Los mesosideritos comprenden un grupo de meteoritos que contienen partes iguales de silicatos y metal Fe-Ni. La distribución mineral entre los distintos integrantes de los mesosideritos es heterogénea y a su vez se ha observado variación dentro de una muestra individual (Powell, 1971).

Floran (1978) propuso que la fracción de silicatos estaría formado por cuatro componentes ígneos primarios y dos componentes sedimentarios secundarios. A los cuatro componentes ígneos los diferencia en base a características texturales como eucritas y cúmulos de eucritas. En contraparte Nehru et al (1981) sugiere que estos dos componentes son parte de un continuo composicional, que tienen un amplio rango de relación Fe/ (Fe+Mg). Por lo tanto lo trata como un solo componente de composición variable, distinguiendo de esta manera tres componentes primarios que hacen a la porción de silicatos.

En base a los datos químicos y observaciones mineralógicas, la fase de silicatos dominante está formada en orden de abundancia por ortopiroxenos magnésicos, seguido por plagioclasas cálcicas y pigeonita como una fase menor o mineral accesorio. El olivino es un componente menor pero siempre presente en forma de grandes clastos que pueden llegar a tener varios milímetros de diámetro (Figura 1 b), con formas euhedrales (Fig. 1 b), subhedrales (Fig. 1, c) y anhedrales con bordes engolfados (Fig. 1 a y d).

La tabla de la figura 1 muestra el contenido en porcentaje en peso de forsterita-fayalita y la relación FeO/MnO de las cuatro secciones delgado-pulidas de los mesosideritos analizados. En ella se puede observar que la composición que varía desde Fo60



(Vaca Muerta K) a Fo77 (Mincy L). Ese rango composicional sugiere que son rocas de múltiples orígenes o una sola fuente compleja altamente heterogénea (Nehru et al, 1979; 1980).

4. Texturas

Los silicatos de los mesosideritos tienen muy poco olivino y representarían una textura tipo basáltica o piroxenica. Estos minerales han sido afectados por procesos térmicos, evidenciando un metamorfismo cataclástico que es más pronunciado en algunos meteoritos que en otros. Debido a ese metamorfismo texturas tales como coronas de reacción se generan alrededor de los olivinos. Las coronas generalmente están zonadas diferenciándose cuatro zonas. La zona interna formada por ortopiroxeno, cromita,merilita; seguida por la zona de enriquecimiento (cromita-abundante ortopiroxeno-plagioclasa y merilita); la zona externa tiene composición similar a la matriz pero con poco o nada de tridimita o metal; y finalmente la matriz que tiene presencia de metal y tridimita.(Nehru et al, 1980).

Basados en la clasificación de Nehru et al (1980), se pueden observar los tres grados de desarrollo de las coronas en los clastos de los mesosideritos para la zona interna. La figura 1 b muestra una textura simplectitica alrededor del olivino de Estherville (grado 1) con granos de cromita, ortopiroxeno. Mincy tiene una textura granular con ortopiroxeno, plagioclasa y las cromitas tienen formas prismáticas más bien que vermiculares, asignando por lo tanto un grado 2 (Fig. 1 a). Crab Orchard y Vaca Muerta exhiben una textura tipo granular, pero los granos de cromita forman un collar alrededor del borde exterior imitando la forma del olivino (grado 3).

La muestra de Crab Orchard L3771 tiene una distribución uniforme de los minerales, los fragmentos de cristales están completamente rodeados por metal Fe-Ni y troilita. Estherville M2072 está caracterizada por grandes granos de ortopiroxenos y en menor cantidad olivinos. Estos fragmentos individuales, brechados y angulares estarían evidenciando una pronunciada textura cataclástica. Vaca Muerta K por su lado posee una distribución más heterogénea, existiendo zonas de mayor densificación del metal. Basados en la clasificación de Powell (1971), Estherville M2072, Vaca Muerta K y Crab Orchard L3771 corresponderían al subgrupo 1. Ellos claramente han desarrollado coronas de reacción pero el olivino está parcialmente reemplazado (Fig.1 b y d), con excepción de la muestra de Crab Orchard donde se puede observar que el olivino ha sido reemplazado casi en su totalidad por piroxeno (Fig. 1 c).

El mesosiderito Mincy formaría parte del subgrupo 3. A la sección delgada del mismo se la podría dividir en dos sectores basados en el contenido de metal. Un sector tiene una distribución relativamente homogénea de metal-silicatos, con grandes clastos de piroxenos y olivinos. Adyacente hay una porción compuesta principalmente por grandes cristales de ortopiroxenos y algunos olivinos inmersos en una matriz de silicatos, opacos y casi libre de metal Fe-Ni. La corona de reacción muestra un extensivo desarrollo de piroxenos y opacos rodeando al olivino (Fig.1 a).

Powell (1971) compara a Mincy en muestra de mano con Crab Orchard, pero en sección delgada esta última muestra una textura cataclástica mejor preservada.

5. Discusión

El metamorfismo en los silicatos ha producido características texturales en los mesosideritos. Una evidencia de ese metamorfismo son las coronas alrededor de los clastos de olivinos. Como ya se mencionó anteriormente, los mesosideritos tienen varios enigmas sin resolver. Es por ello que se han formulado distintas hipótesis con el fin de poder determinar el origen de los clastos de olivinos y como se han formado las coronas alrededor de ellos. Algunos investigadores consideran que las rocas ricas en olivinos pueden derivar de un meteorito conocido o relativamente diferenciado (Stolper, 1977; Nehru et al, 1980; Mittlefehldt, 1980). Otras posibles fuentes podrían ser urelitas, nakhlitas y chassignitas, pero hay diferencias fundamentales como por ejemplo los isótopos de oxigeno (Stolper et al, 1977). Nehru et al (1980) consideran que no pueden provenir de una fuente externa debido a la escasez de características de choque y el tamaño de los clastos. Por otro lado, Delaney et al (1981) expresa que las coronas se desarrollaron debido a la inestabilidad del olivino magnésico en presencia de sílice libre (tridimita). Bajo condiciones de alta temperatura la sílice reaccionaría con los bordes de los olivinos para formar las coronas de ortopiroxenos aislando el núcleo de olivino de la matriz. Esa mezcla de olivino con tridimita se habría creado por procesos de impactos, de esta manera la naturaleza de las coronas no involucran fases formadas en equilibrio.

Tomando en cuenta la relación FeO/MnO en olivinos con coronas de reacción, en la tabla 1 se puede observar que en Estherville M2072, Crab Orchard L3771 y Mincy L a medida que aumenta el contenido de Fo, la relación FeO/MnO aumenta en la misma

proporción. Los análisis de Vaca Muerta muestran un incremento de la relación FeO/MnO para valores bajos de magnesio (Fo60). Al no haber una tendencia general de la variación con el cambio de FeO, estos valores estarían indicando heterogeneidad y complejidad de la fuente de donde provienen los clastos de olivinos, en acuerdo a lo propuesto por Nehru et al. (1980).

6. Conclusión

El análisis de cuatro mesosideritos permitió realizar un estudio preliminar de las coronas de reacción. Según las composiciones químicas de los olivinos y ortopiroxenos de las coronas, Estherville, Crab Orchard y Vaca Muerta presentan coronas compatibles a los estados 1, 2 y 3; y las de Mincy corresponden a un estado 1 (Nehru et al., 1980). No obstante, basado en las texturas de este estudio, las coronas de Mincy corresponden a un estado 2 mostrando una inconsistencia entre la química de los minerales y las texturas en algunas coronas de reacción.

Agradecimientos: Agradecemos la ayuda brindada por el Ing. Jorge Godoy con la microsonda electrónica, al NHM, Viena por el préstamo de las muestras Estherville M2072 y CrabOrchad L3771 y la ayuda económica recibida de la Agencia Nacional de Promoción Científica y Tecnológica (PICT Nº 01562).

Referencias

DELANEYJ. S., BEDELLR, KLIMENDITIS R. NEHRU C. E. and PRINZ M. (1980) Olivine clasts from mesosideritos and howatdites: Clues to the nature of achondritic parem bodies. Prof. i I th Lunar Planet. Sci. CanJ (in p&s).

DELANEY, J. S., C. E. NEHRU, M. PRINZ, AND G. E. HARLOW (1981), Metamorphism in mesosiderites,Proc. Lunar Planet. Sci. 12B, 1315-1342.

FLORAN R. J. (1978) Silicate petrography, classification and origin of the mesosiderites: Review and new observations. Proc. Lunar Planer. Sci. Conf: 9th 1053-1081.

MITTLEFEHLDT, D. W. (1980) .The composition of mesosiderite olivine clasts and implications for the origin of pallasites. AA (California, University, Los Angeles, Calif.) Earth and Planetary Science Letters, vol. 51, no. 1, Nov. 1980, p. 29-40. (E&PSL Homepage)

NEHRU, C. E.; SNELLENBURG, J. W.; ZUCKER, S.; PRINZ, M.(1979).Olivine Coronas in Mesosiderites: Implications and Petrogenesis. LUNAR AND PLANETARY SCIENCE X, P. 904-906. Abstract.

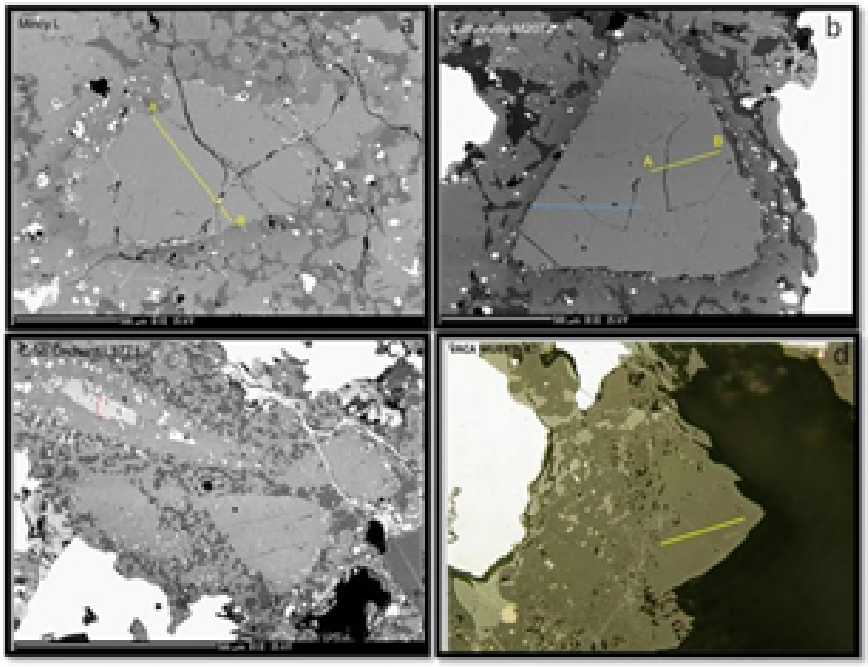
NEHRU C. E., HARLOW G. E., ZUCKER S. M. AND PRINZ M.(1980) Olivines and olivine coronas in mesosiderites. Geochim. Cosmochim. Acfa 44, 1103-l 118.

NEHRU, C. E.; DELANEY, J. S.; HARLOW, G. E.; FRISHMAN, S.; PRINZ, M.(1981).Orthopyroxenite Clasts in Mesosiderites and Howardites: Relationships with Diogenites and Orthopyroxene Cumulate Eucrites. LUNAR AND PLANETARY SCIENCE XII, P. 765-767. Abstract.

POWELL B. N. (1971) Petrology and chemistry of mesosiderites- II. Silicate textures and compositions and metal-silicate relationships. Geochim. Cosmochim Acta 35, 5-34.

STOLPER E. (1977) Experimental petrology of eucritic meteorites. Geochim. Cosmochim. Acta 41, 587-61 I.

AEGS-1: Ciencias planetarias, meteoritos y procesos de impacto



	Mincy L	Estherville M2072	Crab Orchad L3771	Vaca Muerta K
		Miembros finales (% en peso)		
Fo	76,85	73,11	61,46	59,93
Fa	22,57	26,24	37,36	38,95
FeO/MnO	43,66	43,09	33,33	45,2

Figura 1: Imágenes SEM de las coronas de olivinos de (a) Mincy L, (b) Estherville M2072 y (c) CrabOrchad L3771. Imagen en microscopio calcográfico de (c) Vaca Muerta K. Arreglar algo sobre las líneas que se ven en las imágenes. En la parte inferior de las imágenes se observa un gráfico con análisis químicos de los olivinos representativos de los 4 mesosideritos estudiados. Los datos están expresados en porcentaje en peso, con los respectivos miembros finales (Fayalita (Fa); Forsterita (Fo)).

AEGS-1: Ciencias planetarias, meteoritos y procesos de impacto

Condrita ordinaria "Balcarce"

Marcela Eliana Saavedra[1], Maria Eugenia Varela[2].
(1) San Juan, ICATE-CONICET, San Juan J5402DSP, Argentina
(2) Cosmoquímica, ICATE-CONICET, San Juan J5402DSP, Argentina

Resumen *El meteorito fue encontrado el 2 de junio del 2000 cerca del Cerro Amarante en la localidad de Balcarce (37°50'47"S58°15'20"O) en la provincia de Buenos Aires, Argentina. Su masa total es de 2280 gr. Un total de 39.92 gr. se encuentra en depósito en el ICATE donde se confeccionaron 2 secciones delgadas y una sección pulida para su estudio y clasificación. La composición química de sus minerales principales fayalita (Fa18.25)-ferrosita (Fs16.59) permiten clasificar a "Balcarce" como una condrita ordinaria H. Las características petrográficas y las texturas indican que corresponde a un tipo petrológico 4 con escaso grado de shock (S2) y moderado grado de alteración (W2).*

1. Introducción

Las condritas ordinarias son muy abundantes y representan el 85% de los meteoritos caídos y encontrados en la superficie terrestre. La composición química de sus minerales principales, esto es olivinos y piroxenos con bajo contenido en calcio, permiten clasificarlos en tres tipos: H, L, y LL. Cada una de las letras hace mención a su alto (H: High) o bajo (L: Low) contenido de hierro total, correspondiendo la clasificación de LL a un bajo (L) contenido de hierro metálico y bajo (L) contenido de hierro total. "Balcarce" es la décima condrita ordinaria encontrada en la provincia de Buenos Aires, de un total de 77 meteoritos (24 de los cuales son caídas) condríticos y acondríticos oficialmente aceptados por el Comité de Nomenclatura de la Meteoritical Society para Argentina. En las Sierras de Balcarce hay un predominio de rocas de tipo metamórficas (gneis, migmatitas) y ortocuarcitas. Estas últimas tienen una edad de 500 Ma aproximadamente (Paleozoico Inferior) y forman gran parte de las Sierras, recibiendo la denominación geológica de Formación Balcarce. Según se indica en Turone (2001) para el hallazgo del meteorito se emplearon dos días. Comenzó la búsqueda en la base del Cerro Amarante el primero de junio sin resultados positivos. Al día siguiente pequeños trozos del meteorito fueron atraídos por el imán. Ese día se encuentra la masa principal de 1780 gr. y 500 gr en pequeños fragmentos. La masa total encontrada fue de 2280 gr. Actualmente la masa principal es de 1366 gr. y se encuentra en posesión de un coleccionista privado (Fig. 1 A).

2. Tecnicas Analiticas

Las secciones delgadas fueron estudiadas mediante microscopía óptica y microscopía electrónica de barrido (SEM) JEOL JSM-6610 (NHM Viena), operado con una corriente de muestra de 1 nA y una aceleración de voltaje de 15 kV. Los análisis cuantitativos de los minerales se realizaron con la microsonda electrónica ARL-SEMQ (ICATE) utilizando el programa ZAF on-line para correcciones, con una aceleración de potencial de 15 kV y una corriente de muestra de 15nA.

3. Resultados

3.1 Características macroscópicas y petrología La masa principal de Balcarce está cubierta parcialmente por una costra de fusión de coloración rojiza, mientras que el interior del meteorito muestra una tonalidad rojiza y terrosa (Fig. 1 A). La muestra está atravesada por numerosas fracturas irregulares. En la figura 1 B, se observa un mosaico compuesto a partir de imágenes SEM de una de las secciones estudiadas. Los estudios de microscopía óptica y SEM muestran que las cóndrulas presentan texturas variadas de tipo: olivino-barradas (BO, Fig. 1 C), radiales a piroxeno (RP), porfíricas de olivino-piroxeno (POP, Fig. 1 D) y criptocristalinas (CP, Fig 1E). Sus diámetros aparentes varían entre 1.2 mm y 200 µm. Las cóndrulas con texturas porfíricas presentan granulometría variada, con olivinos y piroxenos de grano grueso (con cristales que alcanzan los 200 µm); con granos de tamaño variable o de grano extremadamente fino. Es frecuente observar fragmentos de cóndrulas y cristales aislados euhedrales de olivinos y piroxenos con tamaños de hasta 600 µm. La mayoría de las cóndrulas tienen bordes bien definidos y en aquellas donde se puede visualizar vidrio el mismo se encuentra recristalizado. En un sector de la muestra se observa un enjambre de cóndrulas formada por 12 objetos, bien redondeados y con texturas POP y BO. Hay escasa matriz, generalmente de grano grueso, con presencia de vidrio recristalizado. No se observó plagioclasa. Los minerales accesorios son piroxenos con alto contenido en calcio, metal y sulfuros de hierro (troilita). Tanto el metal como los sulfuros tienen formas irregulares con tamaños variables que varían entre 20 µm y 1.2 mm, siendo muy escasos los granos de troilita poli-cristalinos. Ambos minerales se encuentran como fases separadas y en aquellos casos donde coexisten el contacto metal-sulfuro es neto. Es frecuente observar que los sulfuros forman un anillo exterior en los diferentes tipos de cóndrulas.



AEGS-1: Ciencias planetarias, meteoritos y procesos de impacto

3.2 Análisis químicos Se realizaron un total de 80 análisis distribuidos en 10 áreas que cubren las dos muestras estudiadas. Los miembros finales de los olivinos y piroxenos son: Fo 81.17 – Fa 18.32 y En 82.91 – Fs 16.59 – Wo 0.49, respectivamente. Como minerales minoritarios se analizaron piroxenos con alto contenido de calcio (En 56.80 – Fs 7.83 – Wo 38.36), troilita (S: 48.8 wt%, Fe: 51.2 wt%) y metal. La mesostasis de las cóndrulas es rica en Ca y Na.

4. Discusión

En lo que respecta a su clasificación taxonómica, se tuvo en cuenta lo que estipula el Comité de Nomenclatura, basándose en los rangos apropiados de porcentaje de moles de fayalita en olivino (Fa) y de ferrosilita (Fs) de los piroxenos con bajo contenido de Ca. Según este criterio, y teniendo en cuenta la composición química de sus minerales principales, esto es fayalita (Fa18.32) y ferrosita (Fs16.59), "Balcarce" puede ser clasificada como una condrita ordinaria H (Fig. 1F). El tipo petrológico se estableció siguiendo características bien determinadas (Van Schums and Wood 1967: Dodd 1981, Krot et al., 2014) en las cuales se establece tanto el aumento en grado de equilibrio químico de los minerales como el nivel de recristalización de las texturas. En lo que respecta a la caracterización matriz-cóndrula, en "Balcarce" los distintos tipos de cóndrulas presentan formas esféricas o levemente alargadas bien definidas con bordes delineados con respecto a la matriz. En aquellas cóndrulas que presentan mesostasis (e.g., BO, POP) la misma corresponde a un vidrio de aspecto sucio y recristalizado. Tales características son extensivas al vidrio que se encuentra en la matriz. Tanto los metales como los sulfuros presentan formas irregulares. Estas observaciones indican que "Balcarce" corresponde a un tipo petrológico 4. Para la determinación del grado de shock nos hemos basado en la clasificación de Stöffler et al. (1991) que considera los efectos de shock observados en olivinos, piroxenos y plagioclasas. En "Balcarce" se observó escasa presencia de olivinos y piroxenos con extinción ondulosa y con presencia de fracturas irregulares. Las características observadas indican un grado de shock moderado S2. Con respecto al grado de alteración se consideró la escala de alteración de condritas ordinarias propuesta por Wlotzka (1993) donde una oxidación moderada del metal con menos del 60% del metal afectado corresponde a un débil grado de alteración (W2).

5. Conclusión

La condrita ordinaria "Balcarce" corresponde a un grupo H, tipo petrológico 4, con grado de shock y alteración moderados (S2, W2, respectivamente). Agradecimientos Agradecemos la ayuda brindada por el Ing. Jorge Godoy con la microsonda electrónica, la donación por parte de Eduardo Jawerbaum (Museo de Minerales y Fósiles, Buenos Aires, Argentina) de la muestra de "Balcarce" y la ayuda económica recibida de la Agencia Nacional de Promoción Científica y Tecnológica (PICT Nº 01562). Referencias Dodd, R. T. 1981. Meteorites - A petrologic-chemical synthesis. Supported by the U.S. Air Force, State University of New York, NSF, and Max-PlanckGesellschaft. Cambridge, England and New York, Cambridge University Press, 377 p. Krot A.N., Keil K., Scott E.R.D., Goodrich C.A., Weisberg M. K. (2014) Classification of meteorites and their genetic relationships. Meteorites and Cosmochemical Processes, Volume 1 of Treatise on Geochemistry (Second Edition). Elsevier, 2014. Edited by Andrew M. Davis, p.1-63. Stöffler D, Keil K, Scott E.R.D. 1991.Proposal for a revised petrographic shock classification of chondrites. Meteoritics, 26, pp. 398–399. Turone O. (2001) South American Report: The Balcarce Meteorite. Meteorite, Vol. 7, p. 40. Van Schmus W. R. and Wood J. A. (1967) A chemical petrologic classification for the chondritic meteorites. Geochim. Cosmochim. Acta 31, 747–765. Wlotzka, F 1993. A weathering scale for the ordinary chondrites. Meteoritics, 28, p. 460.

AEGS-1: Ciencias planetarias, meteoritos y procesos de impacto

Figura 1

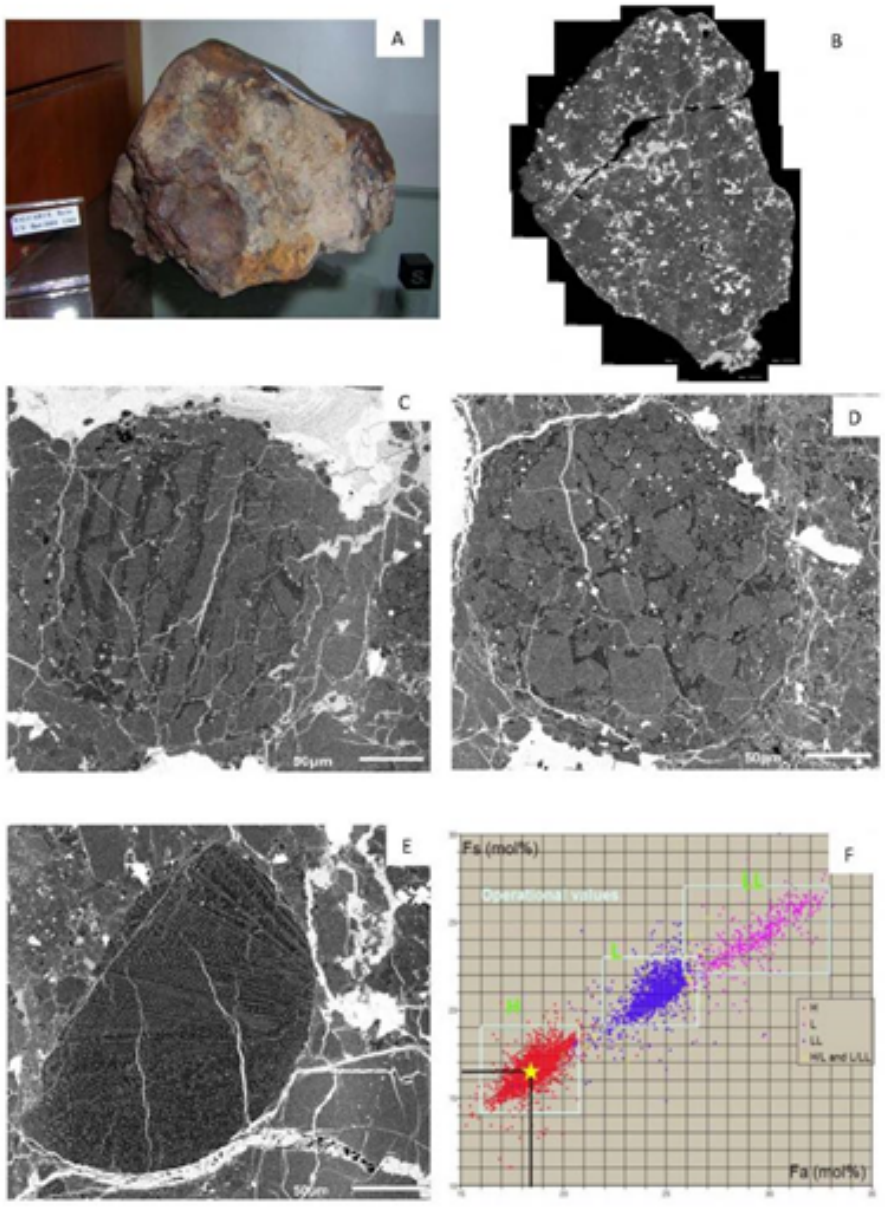


Figura 1: A) Vista de la masa principal de Balcarce donde se observa la coloración rojiza que presenta la costra de fusión (créditos Eduardo Jawerbaum). B) Mosaico de la condrita "Balcarce" realizado con imágenes SEM. Las figuras C, D y E corresponden a imágenes SEM de condrulas con texturas: C) Barrada a olivino, D) Porfírica a olivino y piroxeno, E) Fragmento de condrula con textura criptocristalina. F) Diagrama mostrando los porcentajes de moles de Fayalita (Fa) vs Ferrosilita (Fs) de más de 8000 ejemplares de condritas ordinarias (base de datos de información de meteoritos Metbase). La estrella muestra la ubicación de la condrita "Balcarce".

AEGS-1: Ciencias planetarias, meteoritos y procesos de impacto

Identificación remota de zonas favorables a la acumulación de meteoritos en la cordillera de la Costa del norte de Chile.

Elizabeth Sandoval Fritz[1], Diego Castillo Herrera[1], Ricardo Aguilera Cortés[1], Verónica Oliveros Clavijo[1].
(1) Departamento Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias Químicas, Universidad de Concepción, Concepción, Chile

En el mundo existen zonas particulares reconocidas por un abundante registro de hallazgos de meteoritos, lo cual se debe a sus características climáticas, geomorfológicas y litológicas específicas. Tales lugares suelen ser desiertos calientes (e.g. Desierto del Sahara), que debido a su aridez, muy poca humedad y altas temperaturas, otorgan un entorno estable y de baja meteorización para el material rocoso superficial, además de desarrollar llanuras o superficies planas de deflación cuya edad de exposición puede alcanzar miles, hasta millones de años en algunos casos. Dichas superficies corresponden a lugares propicios para la preservación y acumulación de meteoritos. En Chile, el estudio y recolección de meteoritos, si bien ha tenido un importante auge en la última década, con expediciones científicas a zonas con alta densidad de ejemplares, como el sector San Juan, Península de Mejillones, El Médano y Caleta El Cobre (todas localidades de la Región de Antofagasta), aún es una disciplina incipiente, pese a que el Desierto de Atacama es una de las zonas con mayor potencial en éste ámbito. De acuerdo a lo último, el presente trabajo pretende contribuir al desarrollo de ésta disciplina haciendo un análisis, de manera remota, de la superficie del Desierto de Atacama en búsqueda de nuevas áreas con potencial para la acumulación de meteoritos, en específico en la Cordillera de la Costa de tres regiones: Tarapacá, Antofagasta y Atacama. Una primera etapa de trabajo consistió en una recopilación y estudio bibliográfico exhaustivo sobre artículos científicos que reportan y caracterizan hallazgos de meteoritos, expediciones de recolección, entre otros estudios geomorfológicos y climáticos de Chile y el mundo. Esto tuvo como resultado la definición de los principales factores que inciden en la preservación y acumulación de meteoritos. Luego se llevaron a cabo observaciones geomorfológicas y litológicas de cada una de las regiones, empleando imágenes satelitales, cartografía geológica básica, modelos DEM para análisis de superficie y pendiente, además de la base de datos de meteoritos encontrados (Meteoritical Bulletin Database). Con esto último se lograron seleccionar diferentes zonas de pocos km^2 de extensión, que se proponen finalmente como potenciales zonas de acumulación de meteoritos, para futuras expediciones científicas de búsqueda de estos materiales.

AEGS-1: Ciencias planetarias, meteoritos y procesos de impacto

Clasificación y caracterización del grado de metamorfismo de choque de tres condritos ordinarios del Desierto de Atacama J3109, J657 y J302

Belen Ulloa[1], Millarca Valenzuela[2], Veronica Oliveros[1].
(1) Universidad de Concepción, Chile
(2) Servicio Nacional de Geología y Minería, Chile

Se estudian tres condritos ordinarios recolectados en el Desierto de Atacama, específicamente en el sector de El Médano en la región de Antofagasta. La metodología involucra un análisis petrográfico integrado a diversas escalas (microscopía óptica, SEM y EDS) y susceptibilidad magnética para estudiar tres briquetas pulidas y un corte pulido transparente de los condritos, con el fin de reconocer los componentes, texturas y evidencias de metamorfismo de choque presentes. En cuanto a sus componentes principales, los condritos tienen una alta proporción de matriz/cóndrulos y la mineralogía primaria consta de olivino, clinopiroxeno, ortopiroxeno, plagioclasa, kamacita, troilita y cromita. Las evidencias de choque son comunes en los tres condritos, todos presentan gotas de fundido, bolsillos de fundido, venas de choque, venas de fundido, troilita policristalina y textura tipo plesita entre troilita y kamacita. El grado de meteorización terrestre W (Wlotzka, 1993) se evidencia por la presencia de finas venas de óxidos e hidróxidos de Fe, los que también reemplazan los bordes o núcleo de los cristales de las fases metálicas originales. La meteorización de los silicatos es reducida y se desarrolla principalmente en los bordes de las muestras. El grado de meteorización terrestre determinado es W1 para el condrito J302 y W2 para los condritos J3109 y J657. Al integrar la evidencia petrográfica, el W y la susceptibilidad magnética (log χ) en el diagrama de clasificación de Rochette *et al*. (2012), se estima el tipo petrológico y grupo químico de L5 para la muestra J3109 y L6 para las muestras J657 y J302. Según la clasificación de choque basada en fases opacas de Bennett y McSween (1996), los condritos J657 y J3109, analizados en briquetas pulidas, se clasifican como S3. La muestra J302, que posee un corte pulido transparente, tiene gran cantidad de minerales opacos fundidos con evidencias de choque y clastos de material sin fundir, además de olivinos con dos sets de fracturas planares y extención ondulosa. Por lo anterior, la muestra se clasifica como una brecha de fundido de un condrito L6 con un estado de choque mayor o igual a S3 (Stöffler *et al*. 1991). Esto permite inferir la acción de presiones que operan en el rango de los 15 a 20 GPa para las muestras. Futuros análisis de QEMSCAN y microsonda permitirán corroborar la clasificación de los condritos e interpretar algunas texturas de choque muy bien desarrolladas en la muestras.

AEGS-1: Ciencias planetarias, meteoritos y procesos de impacto

Infrared spectroscopy of ordinary and carbonaceous chondrites from Atacama Desert, northern Chile

Millarca Valenzuela[1], Roberto Lavin[2], Cecilia Farias[2], Grace Batalla[3], Lucas Cieza[2], Samanta Aravena-Gonzalez[3].
(1) Unidad Geopatrimonio, Geología Aplicada y Recursos Geológicos, Sernageomin
(2) Cosmic Dust Laboratory, Ingeniería, Universidad Diego Portales, Santiago, Chile
(3) Geología, Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile

A first attempt to characterize powder samples of primitive meteorites found in the Atacama Desert, Chile, by infrared (IR) spectroscopy is presented in this work. The samples were first studied by [1] and correspond to five H ordinary chondrites (OCs), fourteen L-LL OCs and three carbonaceous chondrites (CCs) type CO_3, all affected by terrestrial weathering (W parameter, defined by [2]) to some degree. These kind of meteorites are the building blocks of planets, showing in their mineral assemblages and textures the keys to understand primary processes in the formation of the first solids in the Solar System, as well as secondary and tertiary processes occurring once planetesimals started to grow and became proto-planets. For this reason is one of the best materials to characterize in order to compare with the data coming from IR spectroscopy from protoplanetary disks (PPDs). The main goal of this study is to compare the spectra of each sample to other published spectra of different meteorite materials and PPDs, as the work of [3] and [4], in order to check the influence of weathering and main composition. The absorbance pattern of all the OCs and CCS shows the most important peaks associated with the main ferromagnesian silicates common to this kind of meteorites at the wavelength range between 8 – 13 um: olivines (stronger at 11,2 um and 20 um) and pyroxenes (stronger at 9,5 um and 10,7 um). OCs display a same pattern but with different intensities of absorbance, being the less weathered (W1) Lutchauning's stone the one that appears to have more absorption in the set of samples, while the highly shocked (S5) Pampa C, has a distinctive pattern with smooth and low absorbance peak around the 8-13 um wavelength range, showing that high weathering and high shock can decrease the absorbance pattern of meteorite spectra, in a first analysis. Other observation is that CCs are very distinctive from OCs showing less peaks associated with olivine – pyroxene assemblages, and other peaks close to ~7 um that has been referred to organic materials [4]. Further analyses will help to constraint all the parameters involved to better understand the signature in IR spectroscopy to compare with IR spectra from PPDs obtained with the Spitzer Space Telescope.
References: [1] Valenzuela, M. 2011. PhD thesis. University of Chile 201p; [2] Wlotzka, 1993. Meteoritics 28, p. 460; [3] Morlok et al. 2012. Icarus 219, p.48-56;[4] Morlok et al. 2014, Icarus 239, p.1-14.

AEGS-2: Geoarqueología: Avances y perspectivas para el nuevo milenio

Las rocas de fuego: evaluando potenciales fuentes de pirita en el Archipiélago Guayaneco, Golfo de Penas

Ignacio Sebastián Flores[1], Valentina Flores[2], Diego Carabias[3], Renato Simonetti[3].
(1) Escuela de Geología, Facultad de Ingeniería, Universidad Santo Tomás, Santiago, Chile
(2) Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(3) Centro Científico, ARQMAR, Valparaíso, Chile

El uso del fuego entre los grupos de Patagonia y Tierra del Fuego tuvo enorme relevancia como fuente de calefacción, cocción de alimentos, iluminación, comunicación, preparación de cestería y manejo del bosque, entre otros aspectos. El único método de ignición reportado para los grupos canoeros de Patagonia Occidental -*Kawésqar* y *Yámana*- corresponde a la obtención de chispas mediante la percusión de mineral de pirita y sílex, también denominado pedernal. En particular, para el territorio *Kawésqar* localizado entre el Golfo de Penas y el estrecho de Magallanes se reconocen etnográficamente al menos dos fuentes de pirita: una próxima a la isla Byron, en el archipiélago Guayaneco, y otra en isla Clarence, al SW del estrecho de Magallanes. La información etnohistórica sugiere que este mineral era explotado e intercambiado por los grupos canoeros con grupos del interior. A pesar de su relevancia para una mejor comprensión de la incidencia de fuego antrópico en el medioambiente de Patagonia, esta problemática no ha sido abordada arqueológicamente. En función de lo anterior, la presente investigación tiene por objetivo detectar y caracterizar potenciales fuentes de pirita en torno a la primera, la isla Byron, en el extremo sur del Golfo de Penas. La metodología aplicada combina el procesamiento y análisis de imágenes satelitales con herramientas y *softwares* GIS, recolección de muestras en terreno y su posterior descripción petrográfica a nivel macroscópico y microscópico. Los resultados preliminares obtenidos permitieron perfeccionar el mapa geológico existente para la isla Byron, y verificar efectivamente una importante presencia del mineral de pirita diseminada en rocas intrusivas y rellenando vetillas en lavas antes no identificadas.

AEGS-2: Geoarqueología: Avances y perspectivas para el nuevo milenio

Aplicación de un enfoque geoarqueológico para la reconstrucción paleoambiental y contextualización del sitio GNL Quintero 1 (GNLQ1)

Valentina Flores-Aqueveque[1,3], Isabel Cartajena[2,3], Diego Carabias[3], Renato Simonetti[3], Carla Morales[3], Jennifer Pavéz[3], Freddy Celis[4], Cristina Ortega[1], Magdalena Bassi[1].
(1) Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(2) Departamento de Antropología, Facultad de Ciencias Sociales, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(3) Centro de Investigaciones en Arqueología Marítima del Pacífico Sur Oriental, Chile
(4) Departamento de Química, Facultad de Ciencias Naturales y Exactas, Universidad de Playa Ancha, Valparaíso, Chile

El sitio GNL Quintero 1 (GNLQ1) corresponde a un sitio compuesto por una amplia dispersión de conjuntos de fauna de origen continental del Pleistoceno tardío, actualmente sumergido a alrededor de 13 m bajo el nivel del mar y 650 m de la costa, en la Bahía de Quintero (~32ºS), costa de Chile central. Una de las particularidades más destacables de este sitio es la alta concentración de restos óseos de megafauna extinta, caracterizada por una gran cantidad de individuos de diversos taxa en contextos de alta resolución y elevada integridad. Por esta razón, el sitio GNLQ1 se ha convertido en el único de este tipo documentado, hasta el momento, en la costa Pacífico de Sudamérica, ofreciendo información primaria sobre paleopaisajes sumergidos. Considerando el contexto geológico de la zona de estudio son numerosas las variables naturales que han influido en su formación y preservación, incluyendo variaciones en el nivel del mar, actividad tectónica, cambios climáticos, entre otros. El objetivo de este trabajo es mostrar cómo la integración de los resultados de análisis geológicos (geomorfología, sedimentología, estratigrafía, mineralogía, geoquímica y geocronología), junto con estudios geofísicos mediante la aplicación de sensoramiento remoto (Sonar de Barrido Lateral, Perfilador de Subsuelo), registro y excavación arqueológica (fotogrametría, registro y levantamiento de planta y modelamiento 3D) y análisis taxonómico, realizados tanto en superficie como subacuáticamente. Estos resultados han permitido aproximarnos a las variables que han condicionado la formación de este sitio, su ambiente depositacional, y los procesos físico-químicos que lo han afectado posteriormente, ayudando a comprender y contextualizar este notable hallazgo, contribuyendo a sentar las bases para establecer una sistematización en la búsqueda de sitios tempranos -potencialmente sumergidos- en Sudamérica.

AEGS-2: Geoarqueología: Avances y perspectivas para el nuevo milenio

Estudio geoquímico de las ofrendas minerales prehispánicas del templete de Tulan, Circumpuna de Atacama

Pía Sapiains[1], Andrew Menzies[1], Valentina Figueroa[2], Lautaro Nuñez[2], Carlos Carrasco[3], Samuel Scheller[4], Roald Tagle[4].
(1) Departamento de Ciencias Geológicas , Facultad de Ingeniería y Ciencias Geológicas , Universidad Católica del Norte
(2) Instituto de Arqueología y Antropología, Universidad Católica del Norte, San Pedro de Atacama, Chile
(3) Colegio de Arqueólogos A.G., Chile
(4) Bruker Nano GmbH, Alemania

Al sureste del Salar de Atacama se encuentra la Quebrada Tulán, lugar donde se han documentado tres sitios arqueológicos: Tulán 54, 85 y 122 (3360 – 2370 años a.p). El sitio estudiado es Tulán 54, el cual ha sido identificado como un centro de actividades ceremoniales y funerarias en el que se utilizaron una variedad de minerales como ofrendas rituales y para la lapidaria (Núñez et al. 2017). En este contexto, el objetivo de este estudio es identificar los minerales que fueron utilizados en esta manufactura lapidaria, ayudando a la comprensión de una investigación más amplia que busca entender el uso de minerales -considerados como un bien de consumo- y su relación con las tecnologías rituales en pueblos prehispánicos insertos en los paisajes mineros del Desierto de Atacama. Se estudió una variedad de 329 ejemplares (minerales y cuentas de collar) utilizando un equipo de micro-fluorescencia de rayos X, tecnología no destructiva que garantiza análisis precisos y en corto tiempo, aplicable a una amplia variedad de ejemplares, facilitando el análisis de muestras de diferentes tamaños y formas, y entregando información acerca de la composición y distribución de elementos químicos. El procedimiento consistió en un análisis general, por grupo de muestras, seguido por un análisis de tipo puntual de cada ejemplar. Los resultados analíticos indican que el 92% de las muestras corresponden a aragonito ($CaSrCO_3$) con variaciones en su color desde tonos blanquecinos hasta tonos verdosos a azulados debido al aumento del contenido de cobre como impureza. Además, se determinó la presencia de los siguientes minerales: turquesa, sodalita, crisocola y pseudomalaquita los que representan el 8% restante de las muestras analizadas. Como conclusión preliminar, se determina el uso privilegiado de aragonito para la confección de cuentas de collar, probablemente provenientes de una misma fuente dado las similitudes en las características macroscópicas de las muestras, confirmando así la preferencia en el uso de este mineral para la lapidaria. Sin embargo, es probable que los otros minerales puedan tener una procedencia distinta, respondiendo a un origen exógeno y de posibles intercambios. Referencias Núñez Lautaro, Isabel Cartajena, Carlos Carrasco, Patricio López M., Patricio de Souza, Francisco Rivera y Boris D. Santander. 2017. Presencia de un centro ceremonial formativo en la Circumpuna de Atacama. *Chungara* 49,1: 3-33.

AEGS-2: Geoarqueología: Avances y perspectivas para el nuevo milenio

Contexto arqueológico y geológico de sitios de arte rupestre en el Valle de Petorca, Región de Valparaíso.

Vladimir Enrique Vicencio[2,1], Sergio Vivanco[3,2], Rodrigo Pérez[4,2], Luisa Pinto[4,5], Denisse De La Fuente[2,5], Marcelo Soto[3,5].
(1) Junta de Vecinos Población Audino Ortiz, Chile
(2) ONG Covalente
(3) Departamento de Antropología, Facultad de Ciencias Sociales, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(4) Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(5)

Este trabajo describe el contexto arqueológico y geológico de sitios con arte rupestre encontrados en el Valle de Petorca, Región de Valparaíso (32,1° - 32,3°N; 71,2° - 70,6° E). El petroglifo es una forma de arte rupestre consistente en grabar una superficie pétrea con otra roca más dura mediante golpeteo, haciendo saltar la pátina natural de esta (Aguilera 2012; Jackson, Artigas y Cabello 2002; Niemeyer y Weisner 1991). Estos grabados están asociados a los períodos Intermedio Tardío (800 d.C.), Tardío (1400 d.C.) y, minoritariamente, a momentos poscontacto europeo (Troncoso 2005; Vicencio *et al*. 2017; Vivanco 2017a, 2017b). Los sitios considerados en este trabajo son: Piedra del Indio/Piedra Pintada, El Sobrante, El Rancho, Quebrada Monhuaca, Quebrada de Castro, El Arenal y Cerro Tongorito. Se describe el contexto arqueológico de cada uno de los sitios, tanto la densidad de bloques con petroglifos, el tipo de motivos (figurativos y no figurativos) y la existencia de materialidad lítica y cerámica en el sitio. Se describe además el contexto geológico general, local y la geomorfología del lugar donde se encuentran los sitios de arte rupestre, poniendo especial interés en la ubicación espacial de estos respecto a los elementos geomorfológicos del valle y sus características, la disposición de los paneles con petroglifos, y las características litológicas de las rocas grabadas (descripción litológica, tamaño, pátina de meteorización, etc.). A partir de los datos anteriores se busca construir una línea base de investigación que relacione los aspectos arqueológicos y geológicos, la cual permita responder interrogantes acerca de estos sitios, como su génesis y bajo qué contexto ambiental y social fueron formados, cuál era el modo de vida indígena y su cosmovisión. Este trabajo esboza algunas hipótesis que relacionan ambos aspectos, entregando una explicación coherente a los datos observados.

AEGS-3: Procesamiento de la Información geocientífica

Implementation of hybrid modeling techniques in Maptek Vulcan software

M Arancibia[1].
(1) Maptek

The combination of implicit and explicit models have helped achieving the solution to the geology solid three-dimensional modeling problem honoring both the geology profiles modeled by geologist and the drillhole mapping made by the same professionals. Particularly, the solution of Maptek Vulcan software offers tools that allow working with both methods in a graphical interface widely used by the industry.

This paper describes the theoretical methodology and practical implementation within the Maptek Vulcan software used to achieve a consistent modeling between different data types, using implicit modeling techniques through distance and modeling functions based on explicit traditional methods, thus leading to hybrid modeling.

It is noteworthy the implementation of the methodology to perform the implicit modeling is done by using estimation methods through kriging based on distance functions calculated on the drillhole database. It is important to note that an effort to increase the speed of both implicit and explicit modelling was done in this implementation, allowing the modelling techniques showed to be applied in an operational enviroment were the number of drillholes and or blastholes samples used to model increase around more than millions of those. On top of this it will be demonstrated the high level of workflow automatization on this important task, making posible to generate a monthly update of the 3D geological solid modelling. Application cases where the morphology of the solution requires the input of profiles modeled explicitly in order to obtain the final model are also presented, capitalizing on the speed of the joint solution (hybrid modeling).

AEGS-3: Procesamiento de la Información geocientífica

High performance 3D geological modelling

M Arancibia[1].
(1) Maptek

3D modelling of geological events is a fundamental part of the mining resources estimation process. The industry evolved from manual explicit modelling towards implicit modelling and lately to hybrid models to keep the consistency of multiple 3D modeled geological units focused on modelling and updating, which allows the geologist to concentrate in the geological interpretation and not to invest excessive amount of time in the preparation and use of a software to obtain a auditable, reproducible and suitable productive time geological model. The previous methods -based on implicit techniques with kriging guided calculations, variograms and/or RBF (radial basis function) - are all indirect methods where the modelling professional usually sets up the software, processes the information and sees the results in discrete steps; i.e. the professional must wait for the result for subsequent graphic and numerical analysis, then testing its accuracy and volume before approval as a final model. It is common to observe the modelling geologist tries different discrete models with these indirect models. In this process the software could take about 12-20 hours to "run" using copper porphyry real data from typical mining. Then, the software must process and reprocess millions of drill intercepts to realize the model must be modified in order to satisfy the preconception of the model. This forces to modify the parameters in the software, run it again and wait another 12-20 hours in order to get, after several runs (days of processing real databases) the final model. Using the techniques based on global methods and radial functions, the geologist also faces the issue of not being able to reproduce the model in exact volumes which leads to a full change in the structure of the models, even though there is no new information, which makes them non-auditable. The author proposes the direct method of 3D model manipulation in real time, totally controlled by the geologist expert, and demonstrates in a case study at-least 30% increase in productivity and a higher increase in terms of auditable model availability. This direct method is based on the malleable manipulation principles of geological units allowing the provision of the final model in minutes, as shown in the case study.

AEGS-3: Procesamiento de la Información geocientífica

Utilización de imágenes satelitales LANDSAT, ASTER y RapidEye para el mapeo geológico a escala 1:100.00, áreas Augusta Victoria e Imilac-Quebrada Guanaqueros, Región de Antofagasta

Natalia Isabel Astudillo[1], Silvia Arce[2], Carlos Venegas[1], Paula Olea[2].
(1) Geología Básica, Plan Nacional, SERNAGEOMIN
(2) Sensores Remotos, Unidad Sistemas de Información Geológica, SERNAGEOMIN, Santiago, Chile

Introducción En el área de las cartas Augusta Victoria e Imilac, localizadas en la Pre-Cordillera, Cordillera de Domeyko y Cordillera Principal de la región de Antofagasta (24°00'-24°30'S y 69°30'-68°30'O), existen diferentes estudios geológicos para exploración de yacimientos, principalmente tipo pórfido cuprífero. En el marco del Plan Nacional de Geología (SERNAGEOMIN), se realizaron dos mapas geológicos escala 1:100.000, con una importante apoyo de sensores remotos (SSRR), correspondiente a imágenes espectrales LANDSAT 7,8 y ASTER, de disponibilidad gratuita, y se desarrollaron cuocientes de banda RapidEye para discriminación litológica. Lo anterior, dada la impronta de alteración hidrotermal y meteorización en el área de Augusta Victoria, así como la presencia de cuerpos intrusivos de dimensiones kilométricas en Imilac, cuya variabilidad composicional podía ser refinada e identificada por esta herramienta. Estas cartas, colindantes entre sí, se ubican aproximadamente a 100 km al sureste de la ciudad de Antofagasta. El registro geológico de ambos mapas comprende desde el Paleozoico hasta el Holoceno, siendo las rocas más antiguas (Ordovícico) localizadas en el sector más nororiental del área de estudio. Hacia el oeste, en la carta Augusta Victoria, predominan las rocas volcánicas (tobas y lavas) y volcanoclásticas, con una alta componente vítrea, material que se meteoriza rápidamente (arcillas). También hay calizas y rocas sedimentarias plegadas en la sierra de Varas, que presentan zonas con skarns relacionadas al emplazamiento, hacia el NE, de cuerpos intrusivos hipabisales cretácicos, paleocenos y eocenos. A su vez, existe deformación tipo "escama delgada" relacionada a la fase "K-T" e Incaica (pre-cordillera, Cordillera de Domeyko), lo que gatilló el ascenso de fluidos a niveles corticales más superficiales, afectando secuencias volcánicas mesozoicas y cenozoicas. Además, en Augusta Victoria existen minas de Cu-Mo reconocidas a nivel mundial, como La Escondida y Zaldivar (Camus, 2003). Al este, en la carta Imilac, tanto en sierra Imilac y Guanaqueros afloran grandes bloques asociados a basamento paleozoico, rocas intrusivas y volcánicas silicificadas, cuya exposición se debe a deformación tipo "escama gruesa", con fallas de zócalo antiguas y reactivaciones de naturaleza diversa. Metodología El procesamiento de las imágenes satelitales consideró la calibración radiométrica y la conversión a reflectancia mediante el método *Flat Field*. La resolución espacial de las imágenes LANDSAT 7, 8 y ASTER (VNIR+SWIR) es de 30 m, mientras que la resolución de ASTER TIR es 90 m. Además, en el sistema RapidEye (5 bandas), el tamaño de pixel ortorrectificado es 5 m. Por otra parte, en función del mapeo geológico en terreno, que involucró revisión de afloramientos de rocas, cortes transparentes e identificación de minerales por difracción de rayos X (DRX) y TerraSpec, se estableció una correlación de la distribución de litofacies respecto de su respuesta espectral. La revisión bibliográfica de trabajos anteriores permitió examinar o construir combinaciones RGB y cuocientes de banda, susceptibles de ser representativos de alguna asociación mineral o litofacies específica (Tabla 1). Resultados Para el mapeo de rocas se utilizaron combinaciones de banda RGB: 741, 742 y 753 (LANDSAT 7 y 8), y metodologías de *Decorrelation Strecht*, *Saturation strecht* y *desviación estándar*, que remarcan bordes dentro de la distribución espectral de las rocas, para evidenciar contactos entre facies y anomalías de color asociadas a eventos sobreimpuestos. En las imágenes señaladas aquellas unidades litológicas cuya composición mineralógica está dominada por cuarzo y feldespato, corresponden a colores más claros, en comparación a rocas andesíticas, basálticas y dioritas y monzodioritas, no obstante hay riolitas vítreas fluidales y esferulíticas que pueden presentar una respuesta espectral similar (tonalidades grisáceas, *e.g.* Cerro Augusta Victoria). Dentro de las litofacies constituyentes, estudios más detallados por cuocientes de banda LANDSAT 7 (Sultán et *al.*, 1986), ASTER (CI: Ninomiya, 2002) y RapidEye (Tabla 1) permitió establecer diferencias entre unidades calcáreas (calizas con predominio de la componente carbonática versus terrígena) de la Formación Profeta (Rético-Titoniano, Astudillo *et al.*, 2017) y determinar, en contexto estructural complejo, rocas sedimentarias de la Formación Zorritas (Devónico, Solari *et al.*, 2017), en la quebrada Guanaqueros, sector suroriental del área de estudio. Para la discriminación composicional de intrusivos en el área de la Sierra Imilac y Sierra San Carlos, se realizaron combinaciones de banda ASTER que involucran el subsistema TIR (bandas 11 y 12), dado el comportamiento espectral de los minerales componentes en rocas ígneas (Kobayashi et al., 2010), en conjunto con las bandas 8, 6, 3 y 2, relacionadas a micas, arcillas, clorita, anfíbola y minerales de hierro. También se utilizaron índices que sólo consideran el subsistema SWIR, dirigido a la discriminación de granitos (Massironi *et al.*, 2008). En el primer caso, aquellas litofacies con presencia de dioritas y monzodioritas tienden a reflejar en la banda 11 y 12 (color rojo), las tonalitas son verde oscuro y los granitos (más feld. K), verde-amarillo (absorción B11 y B12).



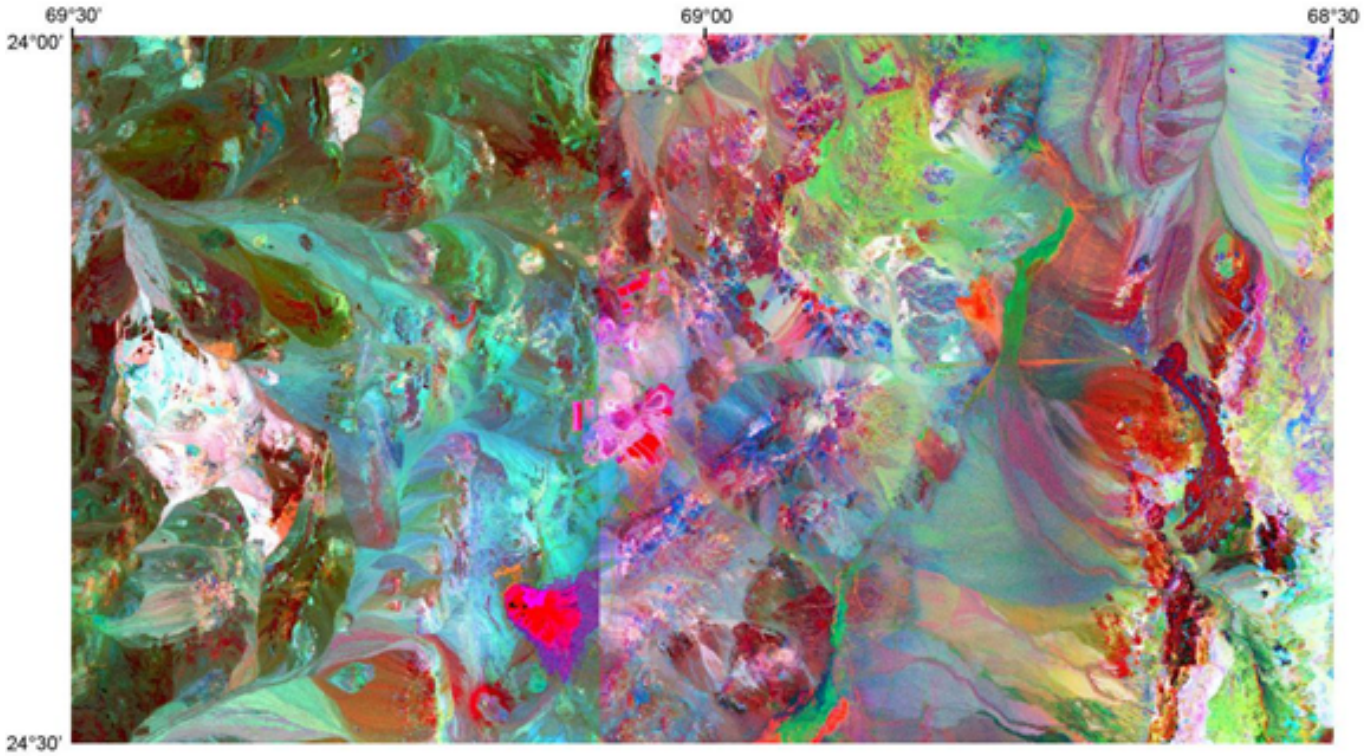
TABLA 1: Combinaciones y cuocientes de banda en este trabajo

Combinación	Representatividad geológica
LANDSAT	
RGB: 741, 742, 753 (Abrams et al., 1988)	Litología, alteración hidrotermal, arcilla y óxidos Fe
RGB: 5/1 5/7 5/4 * 3/4 (Sultán et al., 1986)	5/1: opacos, 5/7: minerales (OH) 5/4*3/3: Aluminosilicatos Fe-Mg. Litología
ASTER	
RGB: 4/5 4/6 4/7 (Di Tomasso & Rubinstein, 2007)	Alteración hidrotermal-minerales (OH)
RGB: 3/1 4/6 7/5 (Martínez & Rodriguez, 2012)	3/1: Óxidos Fe, 4/6: alteración fílica, 7/5: minerales AlOH
CI: 13/14 (Índice de carbonatos, Ninomiya, 2002)	Rocas carbonatadas
RGB: 11 6 2 y 12 8 3	11 y 12: contenido de sílice. 8 y 6: minerales Mg-Fe y arcillas. 3 y 2: óxidos Fe
RGB: 4/8 2/1 4/3 y 4/6 2/1 4/3 (Massironi et al., 2008)	4/8: Minerales Mg-OH, 4/6: arcillas. 2/1 y 4/3: Fe3+ y óxidos Fe
OHIa: (4*7)/(6*6), OHIb: (4*7)/(5*5), ALI: (7*7)/(5*8) (Ninomiya, 2004)	OHIa: montmorillonita y micas, OHIb: pirofilita, ALI: alunita
RAPIDEYE	
Ds Str RGB: 3/5 3/1 [5+1]/4	Litología, contactos y fuente sedimentos (este trabajo)

La utilización de cuocientes LANDSAT 8 y ASTER (tabla 1) tienen una buena correlación con áreas donde hay rocas con alteración fílica, argílica y argílica avanzada sobreimpuesta. Los índices OHIa, OHIb y ALI, indicativos de la presencia minerales como arcillas, óxidos de Fe y alunita, fueron representativos de su ocurrencia en relación a alteración fílica y argílica avanzada, asociados a yacimientos y minas con un *gossan* y/o a zonas altas de pórfidos cupríferos en el área, como el prospecto Anillo (50-48 Ma, 18-16 Ma alunita-jarosita supérgena) y Chimborazo (42-40 Ma) en Augusta Victoria, y los prospectos Mirador y Chimalén, en Imilac, confirmado a partir de resultados puntuales de muestras alteradas "*in situ*", por medio de difracción de rayos X (DRX) y espectrometría (Terraspec). Además, en general, se observa una buena correlación espacial de múltiples anomalías de color correspondiente a diferentes imágenes satelitales que involucran bandas del rango VNIR y SWIR (banda 2 y 3; 4 a 9, ASTER y banda 7, LANDSAT) con minas tipo pórfido de Cu-Mo-Au La Escondida, Escondida Norte y Zaldivar (Eoceno Superior), y, de menor tamaño, La Casualidad (Paleozoico Superior), localizadas en la cordillera de Domeyko; la mina de Au-Ag El Peñón, epitermal de baja sulfuración, hacia el este y diques con vetas de cuarzo-baritina, en Sierra Imilac. Discusión El análisis conjunto de las imágenes LANDSAT y ASTER permitió identificar anomalías de color relacionadas con las asociaciones minerales generadas por procesos formadores de roca, metasomáticos, hidrotermales y supérgenos, lo que fue corroborado en terreno. Existe una mayor homogeneidad de colores de las diferentes combinaciones RGB LANDSAT y ASTER en el este (Imilac-Quebrada Guanaqueros) que al oeste (Augusta Victoria), relacionado a (1) una mayor homogeneidad litológica de las unidades geológicas definidas en el área de Imilac versus el área de Augusta Victoria, (2) la deformación que predomina en cada una de estas áreas. En el caso de la alteración hidrotermal, el ambiente geológico volcánico Cretácico-Paleoceno que domina hacia el este (pre-cordillera), involucró también el emplazamiento de cuerposhipabisales, propicios para la generación de alteración meso- y epitermal (clorítica, argílica, argílica avanzada), lo que se correlaciona con la señal intensa en bandas ASTER indicativas de la presencia de clorita, arcilla y alunita (RGB: 12 8 3 y 11 6 2) (*e.g.*: El Peñón y Complejo Anillo). Hacia la cordillera de Domeyko ocurre algo similar, pero asociado a zonas altas de sistemas más profundos (tipo pórfido cuprífero eocenos), cuyas rocas de caja son rocas volcánicas paleozoicas y paelocenas. Hacia Imilac, estas anomalías disminuyen significativamente, debido a que los intrusivos hipabisales (*stocks* y diques) son, principalmente, del Paleozoico Superior y Triásico Medio-Superior, con escasa alteración hidrotermal asociada (hipo-meso y epitermal), rocas que podrían, además, haber sido erosionadas. Por lo tanto, la señal espectral de estas rocas refleja, en parte, (3) la evolución e historia geológica de cada área estudiada. Conclusiones Un análisis exhaustivo de imágenes LANDSAT, ASTER y RapidEye permite determinar una primera aproximación de la distribución de las rocas y la alteración hidrotermal en el área estudiada, en función de combinaciones de banda RGB representativas y matemática de banda que obtener una aproximación de ambos parámetros. La utilización de ciertos cuocientes de banda no es restrictivo (e.g.: Sultan et al., 1986), porque también pueden aproximarse a contactos entre litofacies. La señal espectral representada por en el área de Augusta Victoria e Imilac-

AEGS-3: Procesamiento de la Información geocientífica

Quebrada Guanaqueros, pueden ser respuesta de (1) la litología de las unidades geológicas y, por ende, de su asociación mineral constituyente, (2) la deformación que se verifica en ambas áreas y (3) las historias geológicas que se registran de oeste a este ("más nuevo®más antiguo") en el sector estudiado Referencias Abrams M.; Rothery D.; Pontual A. 1988. Mapping in the Oman using enhanced Landsat Thematic Mapper images. Tectonophysics, 151, 387-401. Astudillo, N.; Ferrando, R.; Montecino, D.; Espinoza, F.; Venegas, C.; Matthews, S.; Cornejo, P.; Arévalo, C. 2017. Carta Augusta Victoria, Región de Antofagasta. SERNAGEOMIN, Carta Geológica de Chile, 189: 97 p, 1 mapa 1:100.000. Santiago. Di Tommaso, I.; Rubinstein, N. 2007. Hydrothermal alteration mapping using ASTER data in the Infiernillo porphyry deposit, Argentina. Ore Geol. Rev. 32: 275-290 Kobayashi, C.; Orihashi, Y.; Hiarata, D.; Naranjo, J.A.; Kobayashi, M.; Anma, Ryo. 2010, Compositional variations revealed by ASTER image analysis of the Viedma Volcano, Southern Andes Volcanic Zone. Andean Geol. 37 (2): 433-441. Ninomiya, Y. 2002. Mapping quartz, carbonate minerals and mafic- ultramafic rocks using remotely sensed multispectral thermal infrared ASTER data. Int. Soc. for Opt. Eng. 4710: 191-202. Ninomiya, Y. 2004. Lithologic mapping with multispectral ASTER TIR SWIR data. Proc. of SPIE, 5234: 180-190. Rodríguez, K.; Martínez, A. 2012. Aplicación de datos Aster para la detección de zonas de alteración en los alrededores del A . del Guindo, Cordillera Frontal de Mendoza, Argentina. Congreso Geol. Chileno, 13, Antofagasta, Chile, 960-962. Interpretation and Processing of ASTER data for geological mapping and granitoids detection in the Saghro massif (eastern AntiAtlas, Morocco). Geosphere, 4, 736–759. Solari, M.; Venegas, C.; Montecino, D.; Astudillo, N.; Cortés, J.; Bahamondes, B.; Espinoza, F. (2017). Geología del Área de Imilac-Quebrada Guanaqueros, Región de Antofagasta. SERNAGEOMIN, Carta Geológica de Chile, 1 mapa 1:100.000. Sultan, M.; Arvidson, R.; Sturchio, N. 1986. Mapping of serpentinites in the Eastern Desert of Egypt using Landsat Thematic Mapper data. Geology, 14: 995-999.



Combinación cuocientes Landsat 5 RGB: 5/7 5/1 5/4*3/4 (Sultán et al., 1986)

AEGS-3: Procesamiento de la Información geocientífica

Metodología para la utilización de imágenes ASTER, para la detección remota de zonas alteradas en el Plutón Cabeza de Vaca, Región de Atacama, Chile

Tamara Castillo[1], Karl Riveros-Jensen[1], Cristopher Ulloa [1].
(1) Departamento de Geología, Facultad de Ingeniería , Universidad de Atacama, Copiapó, Chile

El uso de sensores remotos ha facilitado la detección de áreas de potencial minero (ej. Bustillo y López, 1996). La matemática de bandas satelitales permite discriminar zonas alteradas a un bajo costo, aspecto fundamental para la exploración minera. En esta contribución se evalúa la metodología de sensores remotos para la identificación de zonas alteradas, asociadas a cuerpos mineralizados de Cu-Au en brechas de turmalina, hospedados en el Plutón Cabeza de Vaca (Paleoceno), noreste de Copiapó.

Las imágenes multiespectrales ASTER Level 1T fueron obtenidas desde USGS. Luego se realizó una corrección atmosférica mediante el paquete FLAASH y la matemática de bandas para la detección espectral de los minerales de interés, a través del módulo Band Math y Band Ratios de ENVI. Después se establecieron las operaciones a ejecutar con las bandas de ASTER, para los índices de detección espectral (Beiranvand y Hasshim, 2012); roca hospedante: Banda 5/Banda 6; hematita: banda 9/banda 3; jarosita: (banda 4+ banda 8)/banda 7; goethita: banda 3/banda 1; arcillas: (banda 5+banda 7)/banda 6; caolinita: banda 7/banda 5. Posteriormente, se realizaron combinaciones en Red, Green y Blue (RGB) con los productos multiespectrales, para establecer la distribución espacial de las zonas alteradas en RGB. Finalmente, se compara el mapeo de alteración con la detección satelital.

La matemática de bandas, por medio de los módulos Band Math/Band Ratios y de la combinación RGB: (4+8)/7, 3/1, 9/3 en el software Envi, permite identificar con claridad la alteración surpérgena (jarosita, goethita y hematita) que afecta al Plutón Cabeza de Vaca, revelando que la jarosita y hematita son los minerales supérgenos más abundantes, mientras que la goethita se presenta de manera subordinada. Las zonas afectadas con alteración argílica (caolinita, illita, esmectita) fueron detectadas por la combinación RGB: (5+7)/6, 5/6, 7/5, definiendo donde se sobreponen con la alteración supérgena. Los resultados son consistentes con los mapeos de alteración realizados en terreno.

Se concluye que el software ENVI, mediante su módulo Band Math, permite realizar las operaciones de bandas y generar un índice espectral útil para combinaciones RGB durante detecciones remotas de minerales de alteración en el Plutón Cabeza de Vaca, acotando los sectores con mayor potencial económico.

AEGS-3: Procesamiento de la Información geocientífica

Análisis morfométrico en conos adventicios e identificación automática de lineamientos en torno al volcán Villarrica utilizando modelos digitales de elevación

Fernanda Bernardita Cuadra[1], Andrés Tassara[1].
(1) Universidad de Concepción

Los Modelos Digitales de Elevación (DEM, por sus siglas en inglés), son importantes herramientas que permiten obtener diferentes datos cuantitativos de una superficie, lo que en muchos casos disminuye considerablemente el tiempo empleado en la toma y/o el difícil acceso a los lugares estudiados. Esta situación es muy común en relieves volcánicos, por lo mismo pueden ser muy útiles en el análisis de rasgos estructurales y morfométricos. En su conjunto es transcendental la extracción de la información de manera automática o semi-automática a través de programas y/o algoritmos debido a la subjetividad que puede presentarse en ciertos casos además de la disminución en el análisis de grandes cantidades de datos. En esta contribución presentamos un trabajo relacionado con el reconocimiento de lineamientos y análisis morfométrico de conos adventicios en torno al Volcán Villarrica utilizando DEMs de distinta resolución (desde los 90 m a 12,5 m de resolución horizontal), de acceso libre, aplicando tres códigos distintos. En primer lugar se realizó un análisis de la calidad altimétrica de los modelos disponibles, con el fin de seleccionar el más apropiado para los análisis. Posteriormente sobre los modelos se utilizaron los algoritmos NETVOLC y MORVOLC con el fin de delimitar el contorno basal de estructuras volcánicas (conos) y extraer un conjunto de medidas morfométricas de los mismos, respectivamente. Además y con el objeto de complementar el mapeo de estructuras en la zona, también se realiza la determinación automática de lineamientos en los distintos DEM con el programa PCI geomática 2015. Los principales lineamientos obtenidos presentan direcciones NNE, a su vez los de menor tamaño se presentan preferencialmente en direcciones NW. Por su parte el análisis morfométrico de los conos piroclásticos pertenecientes al volcán y a sus zonas aledañas (Caburgua, Huelemolle, San Jorge, Cerro Redondo, La Barda, Cordillera Cañi, Relicura, Cañi y Huililco), evidencian cráteres elongados en dirección NNE, ENE y NW, cráteres coetáneos orientados hacia el NNE y NE, y azimuts de cráteres abiertos según NNE y NNW. Estas características sugieren una disposición de las fracturas alimentadoras orientadas según dirección NE a ENE y en menor medida NNW.

AEGS-3: Procesamiento de la Información geocientífica

Change of support using non-additive variables with Gibbs Sampler: application to metallurgical recovery of sulphide ores

Mauricio Garrido[1], Julian Ortiz[3], Francisco Villaseca[5], Willy Kracht[2], Brian Townley[4], Roberto Miranda[5].
(1) Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(2) Departamento de Mineria, Facultad de Ciencias Fisicas y Matematicas, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(3) Queen s University, Canada
(4) Departamento de Geologia, Facultad de Ciencias Fisicas y Matematicas, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(5) Codemining consultant, Chile

The creation of an integrated database allows the application of geostatistical tools, such as exploratory data analysis, search for correlations, studies of spatial variability and generation of predictive models. The process of generating a consolidated database presents difficulties when the samples are not georeferenced in the same position, do not have the same sampling support, or are non-additive variables. This research we study the change of sampling support for variables of a geometallurgical nature associated with the mining process of copper extraction in sulphide minerals. Flotation tests at laboratory scale describe the metallurgical behavior of the minerals that will be processed in the operational plant. This material is generally composed of ore and gangue minerals. These tests are usually scarce, expensive and sampled in large supports. This research proposes a methodology for the geostatistical modelling of metallurgical recovery, covering the change of support problems through additive pivot variables. The methodology consists of simulating these pivot variables using a Gibbs Sampler in order to infer the behaviour of samples with smaller supports. This allows downscaling a large sample measurement into smaller ones, reproducing the variability at different scales considering the physical restrictions of additivity. As a consequence, it is possible to apply conventional multivariate geostatistical tools to data at different supports, such as multivariable exploratory analysis, calculation of cross-variograms, multivariate estimations, among others. The methodology was tested using a drillhole database from an ore deposit, modelling recovery at a smaller support than that of the metallurgical tests. The support allowed for the use of the geochemical database, to consistently model the metal content in the feed and in the concentrate, in order to obtain a valid recovery model. Results show that downscaling the composite size reduces smoothing in the final model.

AEGS-3: Procesamiento de la Información geocientífica

Express modelling of geology, the road without a map

Claudia Monreal Lopez[1], Dafne Herreros[1].
(1) Maptek

Geological modelling has being the core of this industry for so long that we lost sight of its importance. Developing faster and faster tools that have changed the market many times we lose focus on the main point, determine a well-informed geological boundary that allows us to determine volume and certainly tonnage.

The Geological Modeling is the undisputed point of split of any type of mining method, the effect that the vision and experience of the geologists is propagated trough the development of the project and is an important part of the final success.

The collection of information is taken in stages. In earlier stages uses the greater part of the budget and the strategy to store and manage this data collection, as its performing will define the destiny of the deposit and of the business. With this background the geology and its modeling receive great attention from the industry and care providers being a fertile field in research and innovation. For sure the most fertile field seconded by metallurgy which has begun a race on innovation given the lack of high grade deposits. In this environment of so much fertility high requirement of hardware processes and complex mathematical techniques have been implemented recently and the implicit modeling (1) has found a wide market.

Where do we must arrive with the simplification of the geology and what effects has in the life of a project is what we intend to evaluate. This work stablish a serious analysis free of commercial interests in the applicability of the implicit modeling to the geology and to any model that want represent in 3D directly from data.

We do not intend to develop or explain implicit modeling techniques and its theory more that the obvious and well stablish, this work focuses on stablish an indicator of suitability of each modelling technique and derogate the modeling paradox, setting the restart bottom to the essential and fundamental facts of geological modelling.

How do we start?

In simple words, implicit techniques based rather on RBF (Radial Basis Functions) to interpolate a multivariate function that fits a large number of restriction and allows us to access to the shape of the "contact" between units or any interpolation technique such kriging or inverse distance it is simply a transformation of the data using distance functions that determine a field of distances to the contact between units and allow us to interpolate them and reveal the shape of the cero distance limit.

In general simplifying the multivariate problem in to a linear function fitting or a linear interpolation seems to be the solution to a very complex problem. But how far can we go hiding variables under the carpet, how do we know if we are missing something? First let's list dismissed variables, then evaluate the desire outcome from a geological model and measure the effect of each variable on the results.

Variables that matter

Modelling geological morphologies can be considered as a function of log data; and log data can be represented as a vector of spatially distributed information Lij(x) with actual location for each data. In addition to this vector of variables other non-spatially located however spatial distributed data as observed related information, relational information and such regional structures orientation and finally none spatially either distributed or located as geological knowledge and experience. Grouping these variables as direct, relational and non-direct variables the problem can be reduced in order of impact to measure the impact of these sets of three major variables.

Log data, located and traceable, account for the spatial distribution and the amount of information will have a direct impact on the certainty of the resulting interpolated model. However it is being proven that three spatial points can generate one unique plane, four spatial points will generate two sets of spatial planes (see figure 1), going forward, five spatial points will generate 10 planes, finally we know that the combinatory of number of data over 3 will be the number of valid planes from the constraining data. However not all those planes are valid parts for a 3D model. Some set won't be possible to include since crossing planes are not allowed, the problem it is now increased in constrains. Normally we can spec n/2 more restriction in terms of crossing planes, for #n data.



We can go on and determine a valid number of feasible set of planes that define a 3D solid given a certain number of log data, the final goal will be capture volume, and for each feasible solution we can spec a range from -20% to +20% variance on the volume and data capture may not be ensured. Translate this range of variations to tonnage made a big "question mark" on just using optimization/interpolation on the volume given any amount of data restrictions.

By adding geological knowledge it is possible to introduce local control or restrictions to the mathematical modeling, the geological knowledge will be introduced as new continues functions of restrictions since all current modelling options works well interpreting continues functions, even when modelling introduce gaps/faults there is no randomness on the modelling. However this randomness is often observed on nature and current tools won't let us duplicate that fact, this is very important on control local uncertainty and final volume, since is the geological knowledge not the data distribution the actual TOOL of modelling, it is this variable the one that control the effect of information and the dilution according the stage of each project.
Addition of related information sometimes can easily be managed as a function of log data, sometimes these functions have a local effect or drift and that externality most of the times need to be visited locally and fast tracking the model attempts against this need.

In short the following matrixes resume variables and its indicators based on targeting proper location and tonnage ordered by importance.

What do we expect?

Users expect the 3D model to be predictive, accurate with the data, volumetrically precise and exact. We expected to get it fast too? To be predictive the geological knowledge plays a vital role. Only by understanding the relational component of a geological proposal we can achieve predictability which is that information that the model implies. To be accurate with the data, and include all the data, we shown that snap the model is not enough. It is important to check how the planes include each data and the volumetric role we want them to play.

Volumetrically precise it will be have in average the same resulting volume on a restricted/specified area each attempt of the model and exact will means that the model relate similarly to their boundaries on each attempt.

All three results won't be express and if we get express we will be missing the point, spend a lot of money on information that the trained eye won't see leaving the modelling to a software app.

The 3D Paradigm

When 3D really contribute with true information? Laser scanning tools provide dense grids of actual location data that allows miners to determine real volume. In several exercises we observed that topography density curves from 10 m to 5 m in fairly plain topographies produce a change up to 15% of the total tonnage to strip. That is huge when material movement contracts are arranged by tonnage, even worst when affects timelines and schedules. Therefore 3D has become a standard. However in regard geological modelling we forget that it is a MODEL and as such does not represent the true, it should represent the *expected* true. In order to provide integrity, as in topography interpolations, "snapping to data" becomes "the way" to prove integrity with data, however snapping does not ensure enclosing, which is the aim of all modelling.

The final goal on 3D modelling is to transfer the model to the final SMU and is in this place where dilution takes place. Having an accurate 3D interpretation allows to determine predictive dilution model however how can we get to do a good an accurate 3D interpretation from an express modelling? Interpretation introduce the use of sets two and three of variables (geological knowledge and relational data) given them great weight and by taking the shortage of using only located data and simplifying other variables we lose that important control.

In the other hand SMU size will determine the scale of our modelling and not in the other way. Over prediction on smoothing it is only possible from very extensive data collection which is not the case on Geological modelling.

Figure 1 show how on a vein type modelling the SMU scale plays an even more important role on the scale and using express modelling based on the SMU grid will be enough.

Convex, Concave

Finally, these two terms have being forgotten on modelling, convex shapes increase volume and concave shapes reduce volume. In order to be smooth as a new standard for modelling, we were forced to choose, concave or convex.

Moving forward

3D modelling has become increasable popular and the loose of perspective on what we want to achieve is overwhelming. Spending high amounts of money on exploration data does not goes along with going cheap on time and dedication to an accurate geological model, which will be the frame that set the project going forward. Having express tools need to be addressed in order to determine when why and how we will use them. The aim of this review so not the blame any geological modelling technique is to stop and think on the consequences and the expectation we set of the results of our modelling.

Express modelling is the future however having nice and good shaped models introduces bias and one way to avoid that is setting an SMU scale. RBF and any interpolation technique will 're-do" the whole set of planes that conform the 3d Modelling and not always that is something affordable. We expect the community think about outcomes and consequences, use tools in an orderly fashion and never give up any information available in order to produce faster results. Not doing so is driving the road without a map.

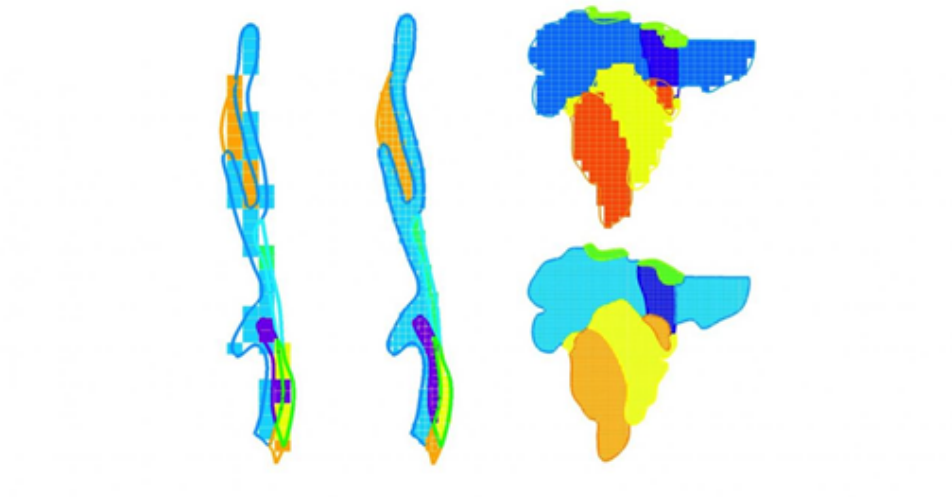


Figure 1 SMU representation of a vein type geological modelling at two SMU scales and its effect on dilution.

AEGS-3: Procesamiento de la Información geocientífica

Diseño de una geodatabase para la cartografía geológica nacional

Pablo Oliva[1], Jorge León[1], Andrew Tomlinson[2,3], Carlos Gálvez[1], Jainz De La Rosa[1], Renate Wall[2], Christián Creixell[3], Jorge Vivallos[4].
(1) Departamento de Geomática, Unidad de Sistemas de Información Geológica, SERNAGEOMIN, Santiago, Chile
(2) Comité de Estándares Geológicos, SERNAGEOMIN, Santiago, Chile
(3) Departamento de Geología General, Unidad de Geología General, SERNAGEOMIN, Santiago, Chile
(4) Departamento de Geología General, Unidad de Geofísica, SERNAGEOMIN, Santiago, Chile

Introducción El mapeo geológico y el diseño de mapas temáticos relacionados a las geociencias actualmente se realizan a través de Sistemas de Información Geográfica (SIG). Esto con el fin de obtener un alto grado de eficiencia en la gestión de la información y permitir el intercambio de los datos en un marco estructurado, estandarizado y común para el mapeo. En el contexto de la modernización del Servicio Nacional de Geología y Minería y en el marco del trabajo de la Subdirección Nacional de Geología, se desarrolló un trabajo multidisciplinario para actualizar la geodatabase institucional que soporta la cartografía del SERNAGEOMIN. El objetivo de diseñar una geodatabase principalmente radica en apoyar a los geólogos y analistas SIG en su trabajo para definir unidades espaciales de mapas geológicos, al integrar información de campo y de percepción remota, y relacionarlos con información no espacial, en particular tipos de superficies genéticas, composición de rocas, relaciones estructurales y estratigráficas, datos de actitud y otras características de la superficie. Todos estos atributos están interrelacionados y requieren modelos de datos que representen estas complejas relaciones sin que al mapeador se le vuelva demasiado complicado (van Gasselt & Nass, 2011). Incluso el desarrollo de geodatabase institucionales son usadas en diferentes tipos de cartografías (Ibáñez & Zúgiña, 2011). Además, a través de la geodatabase y la confección de cartografía se puede transmitir a distintos tipos de usuarios los atributos geológicos de algún área y asimismo, los usuarios pueden consultar y/o trabajar con la información geológica de manera amigable y a través de plataformas complejas (*software*) o simples (*web*). Es decir, el almacenamiento y el registro de los datos y la información no puede separarse de los medios o la forma de difundir la información. En este trabajo se presenta un diseño de modelo de datos de mapas geológicos y temáticos que se ha implementado dentro del entorno del software ArcGIS de ESRI. Una geodatabase de ArcGIS es una colección de datasets geográficos de varios tipos contenida en una carpeta de sistema de archivos común, una base de datos de Microsoft Access o una base de datos relacional multiusuario DBMS (por ejemplo Oracle, Microsoft SQL Server, PostgreSQL, Informix o IBM DB2) (ESRI, s. f.) Modelamiento Un modelo se define como una abstracción de algunos aspectos de la realidad. El modelado de datos conceptuales es un método para comprender los conceptos y las relaciones entre ellos, así como la forma en que se representan en los datos (Roswell, 2012). Los mapas geológicos, producidos por la asociación de cartógrafos y geólogos expertos, ejemplifican el arte de presentar la ciencia compleja de una manera estéticamente agradable (Asch, Mathers, & Kessler, 2012), estos mapas son sustentados en un modelo geoinformático. El diseño del modelo de la geodatabase de SERNAGEOMIN se realiza mediante la creación de un modelo conceptual, el cual fue fruto del trabajo de un conjunto de especialistas en geociencias y SIG. Se modelaron los dataset para las distintas temáticas, las capas que se usan para construir la cartografía, los atributos, las relaciones entre los datos y se trabajó en un conjunto de estándares de terminología geológica validada. Además, se utilizan niveles jerárquicos a través del uso de subtipos, lo que permite categorizar datos y limitar la información de entrada a un conjunto válido de valores (ESRI, s. f.). Estructura de la Geodatabase La estructura de la geodatabase institucional de cartografía se compone de diversos datasets de entidades que tienen relación con las temáticas geológicas que se desarrollan en el SERNAGEOMIN. Estos datasets están compuesto por diversas capas o coberturas donde se almacenan las entidades que construyen un mapa. En este trabajo se detallarán los datasets correspondientes a la geología básica y geofísica. *Dataset Geología básica (Tabla 1):* El dataset de geología básica esta compuesto de 18 capas de geometría puntual, lineal y poligonal. En 16 de estas capas se usan subtipos y se usan 131 listas de dominios con un total de 1415 valores válidos. Además en este dataset se han programado algunos geoprocesos en lenguaje Python que permiten automatizar el llenado de atributos lo que minimiza los errores en la atributación geológica. En la figura 1 se puede observar la estructura en ambiente ArcGIS, donde además se muestran los campos de atributos de la capa Unidades geológicas y en la figura 2 se muestran los subtipos para la capa Unidades geológicas en ambiente ArcGIS. *Dataset Geofísica (Tabla 2):* El dataset de geofísica esta compuesto por 9 capas de geometría puntual y lineal. En esta temática se usan subtipos solo para dos coberturas, particularmente en la capa de Isolíneas geofísicas y la capa de Mediciones de densidad de muestras. En este modelo conceptual se usan 17 listas de dominios y un total de 174 valores válidos. Dada la naturaleza de la información levantada en esta temática, el modelamiento incluye clases de relaciones entre capas y tablas (Tabla 3). La relación se establece entre uno y muchos. (i.e. En una estación geofísica se toman diferentes datos en relación a la profundidad). Los listas de dominios y sus dominios fueron validadas por comités especialistas en cada una de las temáticas referentes a la geología, en ese sentido se validó la terminología geológica que se usa en este diseño a través de la elaboración de una serie de informes individuales generados por diversos subcomités especialistas. En cada uno de los informes temáticos, se explicita la validación, eliminación o modificación de estándares y normas aplicadas, así como también

la incorporación de nuevas normas y estándares, vinculados al avance en el conocimiento y la aplicación de nuevos métodos analíticos (Comité de Estándares, 2014, 2016; Wall et al., 2010) La implementación de este modelo permitirá transferir a esta geodatabase la información histórica que se encuentra en distintos formatos ya sean, análogos o digitales junto con la nueva información que produce SERNAGEOMIN, de manera tal que esta pueda ser almacenada de manera centralizada y posteriormente visualizada y consultada a través de servicios de mapas web en el geoportal institucional. Conclusión El diseño de una Geodatabase para cartografía geológica permite estandarizar y normar la información geológica que produce SERNAGEOMIN y facilita su difusión a través de mapas SIG y mapas web, permitiendo potenciar las bases de datos, mejorar la gestión del territorio, optimizar la información y comunicarla de manera más eficiente a la ciudadanía. Referencias Asch, K., Mathers, S. J., & Kessler, H. (2012). Geology BT - Springer Handbook of Geographic Information. En W. Kresse & D. M. Danko (Eds.) (pp. 525–544). Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg. https://doi.org/10.1007/978-3-540-72680-7_27 Comité de Estándares. (2014). *Estándares para cartografía de geología básica: Geología Sedimentaria, Geología ígnea, Geología Metamórfica*. Informe inédito. Servicio Nacional de Geología y Minería. 218 p. Comité de Estándares. (2016). *Estándares para cartografía de geología básica y su integración con los estándares de hidrogeología, geoquímica de sedimentos de drenaje y peligros volcánicos*. Informe inédito. Servicio Nacional de Geología Minería. Vol I-VI. ESRI (s.f.). ¿Qué es una geodatabase? - ArcGIS Help - ArcGIS Desktop. Recuperado 28 de mayo de 2018, a partir de https://desktop.arcgis.com/es/arcmap/latest/manage-data/geodatabases/what-is-a-geodatabase.htm Ibáñez, C., & Zúgiña, M. (2011). Implementación de una geodatabase corporativa para la producción de cartografía aeronáutica en el Servicio Aerofotogramétrico. *Revista cartográfica*, (87), 83–89. Roswell, C. (2012). Modeling of Geographic Information BT - Springer Handbook of Geographic Information. En W. Kresse & D. M. Danko (Eds.) (pp. 3–6). Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg. https://doi.org/10.1007/978-3-540-72680-7_1 van Gasselt, S., & Nass, A. (2011). Planetary Map Data Model for Geologic Mapping. *Cartography and Geographic Information Science*, *38*(2), 201–212. https://doi.org/10.1559/15230406382201 Wall, R., Welkner, D., Tomlinson, A., & Marinovic, N. (2010). *Normas de Publicaciones: Guía para la preparación de mapas y textos de la Subdirección Nacional de Geología*. Informe Inédito. Servicio Nacional de Geología y Minería. 196 p.

AEGS-3: Procesamiento de la Información geocientífica

Tabla 1: Dataset Geología Básica

Clase de entidad (Capa)	Geometría	Descripción
Límites de zonas de alteración hidrotermal	Línea	Capa de información para dibujar y describir los límites de las zonas de alteración
Zonas de alteración hidrotermal	Polígono	Capa de información para dibujar y describir las zonas de alteración
Contactos geológicos	Línea	Capa de información para dibujar y describir los tipos de contactos identificados.
Unidades geológicas	Polígono	Capa de información para dibujar y describir las unidades geológicas
Medidas estructurales	Punto	Capa de información para dibujar los símbolos de las medidas estructurales.
Fallas geológicas	Línea	Capa de información para dibujar y describir las fallas geológicas
Paleontología	Punto	Capa de información para dibujar y describir los fósiles en lugares puntuales
Geocronología	Punto	Capa de información para dibujar y describir la geocronología en lugares puntuales
Geomorfología puntual	Punto	Capa de información para dibujar y describir la geomorfología en lugares puntuales
Geomorfología Lineal	Línea	Capa de información para dibujar y describir en forma de línea la geomorfología
Diques y filones mantos	Línea	Capa de información para dibujar y describir los diques y filones mantos
Capas guías	Línea	Capa de información para dibujar y describir las capas guías
Límite de zonas de metamorfismo y tectonismo	Línea	Capa de información para dibujar y describir los límites de las zonas de metamorfismo y tectonismo
Metamorfismo	Polígono	Capa de información para dibujar y describir las zonas de metamorfismo y tectonismo
Pliegues geológicos	Línea	Capa de información para dibujar y describir los tipos de pliegues
Límites de zonas de suelos	Línea	Capa de información para dibujar y describir los límites de las zonas de suelos
Zonas de suelos	Polígono	Capa de información para dibujar y describir las zonas de suelos
Símbolos de punto para fallas y pliegues	Punto	Capa de información para representar los símbolos de fallas y pliegues de geometría de punto

Figura 1: Estructura en ambiente ArcGIS del dataset Geología Básica (Elaboración propia)

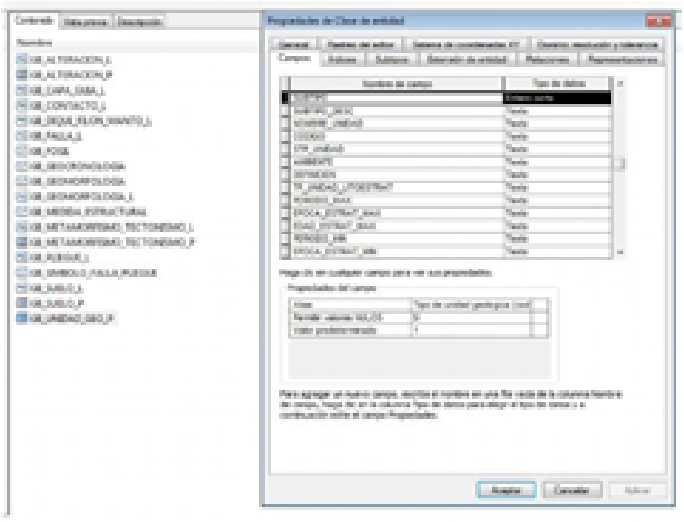


Tabla 2: Dataset Geofísica

Clase de entidad (Capa)	Geometría	Descripción
Isolíneas geofísicas	Línea	Capa de información para dibujar y describir las diferentes isolíneas geofísicas
Estaciones gravimétricas	Punto	Capa de información para dibujar y describir las estaciones gravimétricas
Estaciones magnéticas	Punto	Capa de información para dibujar y describir las estaciones magnéticas
Sondeos Electromagnéticos (TEM)	Punto	Capa de información para dibujar y describir los sondeos TEM
Sondeos Magnetotelúricos (MT)	Punto	Capa de información para dibujar y describir los sondeos MT
Sondeos IP y Resistividad eléctrica	Punto	Capa de información para dibujar y describir los sondeos IP
Mediciones de densidad de muestras	Punto	Capa de información para dibujar y describir las mediciones de densidad
Traza de perfil	Punto	Capa de información para dibujar los perfiles geofísicos
Estaciones de microsismicidad	Punto	Capa de información para dibujar y describir las estaciones de mediciones de microsismicidad

Figura 2: Dominios y Subtipos del dataset Geología Básica (Elaboración propia)

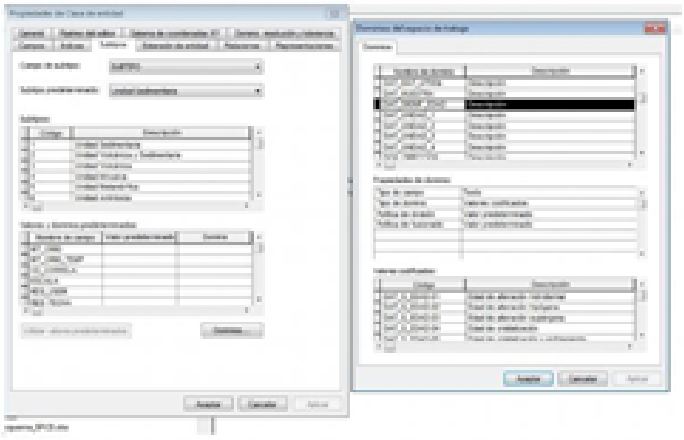


Tabla 3: Tabla de clases de relaciones

Tabla	Capa con que se relaciona (Relación compuesta)
Tabla datos TEM	Sondeos Electromagnéticos (TEM)
Tabla datos MT	Sondeos Magnetotelúricos (MT)
Tabla datos IP/Resistividad	Sondeos IP y Resistividad eléctrica

Tabla 1: Estructura Dataset Geología Básica (Elaboración propia)

Tabla 2: Estructura Dataset Geofísica (Elaboración propia)

Tabla 3: Tabla de clases de relaciones (Elaboración propia)

Figura 1: Estructura de dataset de geología básica en ambiente ArcGIS (Elaboración propia)

Figura 2: Subtipos y dominios del dataset de geología básica en ambiente ArcGIS (Elaboración propia)

AEGS-3: Procesamiento de la Información geocientífica

"GNSS Field Analysis" software libre para analizar series de tiempo GNSS y campos de deformación

Vicente Yáñez[1], Andrés Tassara[2], Francisco García[2].
(1) Departamento de Geofísica, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile
(2) Departamento de Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias Químicas, Universidad de Concepción, Concepción, Chile

"GNSS FIELD ANALYSIS" (GFA) es un software libre en desarrollo escrito en el lenguaje de programación Python, cuyo objetivo es proporcionar un set completo de herramientas asociadas al análisis de datos GNSS que permitan a investigadores y estudiantes adentrarse en este campo sin la necesidad de programar todo desde cero. Actualmente GFA incorpora funciones para calcular vectores de velocidad desde series de tiempo GNSS, desde el modelo de trayectoria extendido de Bevis y Brown (2014); junto a funciones para calcular el campo de velocidad que incluye el método "distance-weighed" de Cardozo y Allmendinger (2009); y operaciones para caracterizar la deformación con los tensores de deformación y vorticidad usando las ecuaciones de Davis y Titus (2011). Estas últimas han sido probadas para identificar y caracterizar la presencia de fallas corticales de rumbo y la migración de esfuerzos sobre la corteza. En cuanto a vorticidad, se utilizan dos expresiones de ésta, vorticidad vertical y vorticidad cinemática. La primera indica el eje, sentido y magnitud de la rotación; la segunda, la razón entre deformación rotacional y no rotacional. Además, se incluyen dos modelos de deformación distintos: transpresión monoclínica y deformación general (Davis y Titus, 2011). El primero incorpora deformación en solo uno de sus ejes; el segundo, deformación en todos sus ejes.

Actualmente hay tres lineas de desarrollo, una que incluye una interfaz gráfica realizada en el modulo Flask con la opción de ser utilizada localmente o montada en servidores web; otra es el desarrollo de la documentación necesaria para utilizar GFA y finalmente se busca seguir expandiendo el set de herramientas. El desarrollo de GFA ha sido parcialmente financiado por el proyecto Fondecyt 1151175 Active Tectonics and Volcanism at the Southern Andes (ACT&VO).

AEGS-4: Innovación y Tecnología

Utilización de lenguaje de programación para la obtención geocientífica

Juan Salvador Campos[1], Jose Espinoza[1], Nayadeth Lopez[1], Yeferson Ardiles[1].
(1) Sede Vallenar, Universidad de Atacama

En la actualidad el lenguaje de programación ayuda al procesamiento de grandes cantidades de datos, los cuales pueden ser interpretados para la obtención de información. Esta información puede ser de gran utilidad no solo para los expertos, sino que también puede aportar en el conocimiento de un lugar determinado.

En este trabajo de investigación se utilizó para recopilar y tratar más de 10.000 datos, repartidos en un estudio inédito de 18 años, considerando datos diarios desde el año 2000 a mayo del 2018, donde se consideró el estudio de nieve, pendientes y orientación nival de la provincia del Huasco.

Para este estudio, se utilizó el instrumento Espectro radiómetro de imágenes de media resolución (MODIS) que es una importante herramienta para estudiar la cobertura nival debido a la gran extensión que abarca el área de este estudio con imágenes de libre acceso obtenidas desde la NASA, las que posteriormente deben ser procesadas mediante software de sistemas de información geográfica (GIS) y lenguaje de programación para la sistematización de la información. Sin embargo, el procesamiento y adaptación de la información es un trabajo que debe llevarse a cabo uniendo observaciones remotas y de terreno.

Los datos entregan información fidedigna de los últimos 19 años, los cuales reflejan concentración nival de la provincia del Huasco, Orientación de la nieve caída, límites ELA, concentración nival y pendientes de toda la cuenca abarcando alrededor de 9850 km2, tecnología que sin duda puede usarse para conocer de mayor y mejor manera otras áreas.

AEGS-4: Innovación y Tecnología

Innovación satelital para el tratamiento de datos en la búsqueda de vegetación y estudio del fenómeno del Desierto florido, Región de Atacama, Chile

Jose Espinoza[1], Juan Salvador Campos[1], Nayadeth Lopez[1], Yeferson Ardiles[1].
(1) Sede Vallenar, Universidad de Atacama

La Región de Atacama tiene una extensión de 75.176 km^2, en esta se desarrolla un fenómeno bastante particular conocido como "Desierto florido", el cual es el resultado de eventos de precipitación, principalmente cortos e infrecuentes que regulan la cantidad y disponibilidad de la biota existente. La biota puede presentarse en una gran gamma de variedades, cubriendo gran parte de los suelos durante los años de mayor humedad, donde principalmente en las zonas costeras se genera una belleza particular en la cual generalmente no existe vegetación en grandes cantidades. Este fenómeno da vida a más de 200 especies, la gran mayoría endémicas, floreciendo en condiciones no simultáneas. Este es un estudio inédito que grafica la distribución de la de vegetación, a través de su Índice de Vegetación de Diferencia Normalizada (NDVI), el cual contempla 18 años de estudio, desde el año 2000 al 2017, reconociendo donde se concentra cada dato para entregar una información relacionada a la ubicación espacial y temporal de la vegetación existente. Para definir las zonas de vegetación, se utilizó el instrumento Espectro radiómetro de imágenes de media resolución (MODIS) que es una importante herramienta para estudiar la cobertura vegetal debido a la gran extensión que abarca el área de este estudio con imágenes de libre acceso obtenidas desde la NASA, las que posteriormente deben ser procesadas mediante software de sistemas de información geográfica (GIS) para la sistematización de la información. Sin embargo, el procesamiento y adaptación de la información es un trabajo que debe llevarse a cabo uniendo observaciones remotas y de terreno, para relacionar las zonas entre biota y donde existe el Desierto florido. El año 2017 ha sido un año particularmente abundante en cuanto al área de vegetación, incluso más que el año 2015, donde existe un 8% más de vegetación respecto a ese año, por lo cual el año 2017 considerando hasta el mes de julio es el año que mayor cantidad de vegetación concentrada en los últimos 18 años. Esta cantidad de vegetación se ve incrementada entre mayo a julio principalmente por la presencia de floración relacionada al Desierto florido hasta 3 veces en cuanto a la superficie de vegetación de este año, la cual se explica por la aparición del desierto florido en grandes extensiones de la región de Atacama. Está mayor concentración de vegetación no hubiese sido posible sin las abundantes precipitaciones que se presenció durante el transcurso del año 2017.

AEGS-4: Innovación y Tecnología

Drillhole sample georeference uncertainty and technical-economic impact on mineral deposit modelling and mine planning. "From drillhole instrumentation to geologic model"

Mauricio Garrido[1], Luis Farfán[2].
(1) Geología, Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile
(2) REFLEX South America, Chile

Digital technology is disrupting the mining industry and bringing new opportunities to reduce costs and improve production and safety. Ensuring data integrity is an important element in taking advantage of this revolution. Today, automation systems are collecting rapidly growing volumes of data. Creating a single version of the truth to achieve efficient operations requires an effective condition-based monitoring system—making data integrity a critical capability for miners. Data point coordinates are calculated based on collar X, Y, Z and drill hole path, which is surveyed as Azimuth and Dip, being critical data for mining reserves block modelling and operational planning. Uncertainty in drill hole data point coordinates accuracy has an economic impact which is addressed in this paper using basic assumptions to create a base case study of the economic impact for mining of the uncertainty in drill hole data point coordinates. Confidence in quality of data highly depends on original data integrity assurance and appropriate QA/QC protocols. Mining industry should seriously consider technological solutions available today in the market assuring original data integrity assurance and appropriate QA/QC protocols and using the internet of things to connect in real-time data from REFLEX instruments to cloud based data management web system, allowing instant communication from site to geo data base following simple steps for data synchronization approval and geo database upload. This research addresses technical-economic impact of hole path (Azimth and Dip) deviations using 3°, 5°, 10° creating reserve block models for each case and calculating differences, using hole path data as single truth for data points coordinates, block modelling and reserves calculation.

AEGS-4: Innovación y Tecnología

Magnetometría Aérea No Tripulada: sistema multi-escala para la exploración Geológica y monitoreo de chatarra industrial

Giovanni Menanno[1], José Maringue[1], Gonzalo Yañez[2], Lorena Banchero[1], Jimmy Toro[1].
(1) GFDas SpA
(2) GFDas-UC, Chile

El método geofísico de magnetometría consiste en la medición de variaciones de campo magnético debidas a contrastes en la magnetización bajo superficie. Diseñando oportunamente la adquisición, la magnetometría puede usarse para aplicaciones a diferentes escalas, como el mapeo geológico, exploración minera, desechos industriales, desminado humanitario y arqueología. Para resolver adecuadamente esta serie de objetivos multi-escala, además de mejoras en productividad, accesibilidad y calidad de registro, se ha desarrollado un sistema magnetométrico basado en una plataforma aérea autónoma. El sistema consiste en un dron multi-rotor, magnetómetros, electrónica para registro, sistema de geolocalización y calibraciones. Este trabajo se enfoca en demostrar cómo distintas adaptaciones en el método de adquisición permiten la aplicación del sistema para objetivos multi-escala. En una primera aplicación, se ha usado la plataforma para la caracterización de una microcuenca en la Región Metropolitana, con objetivos de exploración geológica a profundidad. Para este objetivo hemos diseñado la adquisición de líneas de vuelo con espaciamiento de 50 m a una altura fija de 40 m sobre superficie y velocidad de vuelo de 12.5 m/s. La segunda aplicación consistió en la identificación de pequeños objetos magnetizables con composición alta en hierro, herramienta aplicable a monitoreo de chatarra enterrada en faenas mineras. Para esta última hemos implementado un sistema multicanal para registro simultáneo con sensores magnéticos ubicados perpendiculares a la trayectoria de vuelo. Este despliegue lateral de sensores, sumado a una baja velocidad del dron volado a ras de suelo, con un sistema GPS diferencial, permite una resolución centimétrica y la detección de objetos magnetizados de 0.5-1 m en tamaño. Para ambos casos se desarrolló un sistema de calibración de los sensores magnéticos, que permite llegar a errores post-calibración en el rango 0.5 a 5%. Los resultados muestran que nuestro sistema aéreo no tripulado de magnetometría es una herramienta versátil, validada y de alta productividad, reuniendo las características de precisión y resolución necesarias para diferentes aplicaciones. A escala geológica permite obtener resultados de resolución espacial con longitudes de onda inferiores a 50 m para rangos de campo magnético entre 100 nT y >1000 nT. A escala de objetos, los resultados indican la detección de cuerpos del orden de decímetros, con anomalías desde 15 nT.

AEGS-4: Innovación y Tecnología

Espectrometría de Masas con Plasma Inducido Acoplado con Ablación con Laser y Espectrometría de Plasma Inducido por Láser (LA-LIBS-ICP-MS): aplicaciones geológicas

Julio Cezar Paz De Mattos[1].
(1) Gerente Regional America Latina, Analytik Jena AG an Endress & Hauser Company

La Espectrometría de Masas con Plasma Inducido Acoplado (ICP-MS) es una técnica de análisis de metales que agrega una serie de características distintas y su uso viene siendo bastante difundido en diversos campos de aplicación como en la geología-geoquímica. Esta técnica agrega la posibilidad de análisis de una gran variedad de elementos (metales y algunos no metales) de manera multi elemental casi simultánea en una amplia gama de concentraciones y matrices. Esta técnica es una alternativa robusta y con desempeño en términos de sensibilidad inigualable comparado a las demás técnicas de espectrometría atómica (LODs en el rango de ppt y ppq) además de proveer la información no solamente elemental como de composición isotópica. Esta técnica posee una robustez analítica única frente a problemas analíticos difíciles. Su capacidad de interfaz del ICP-MS con otras técnicas como Ablación con Láser (Laser Ablation – LA) y con Espectrometría de Plasma inducido por Láser (Laser Induced Breakdown Spectroscopy - LIBS) para el muestreo de materiales durante las últimas décadas han llevado a la aparición de varias aplicaciones de esta técnica in situ para algunas mediciones geoquímicas importantes. La técnica se usa comúnmente para análisis elementales y isotópica, y tiene múltiples ventajas en comparación con las técnicas de disolución, notablemente mayor resolución espacial, más fácil y más rápida preparación de muestras, y para muchas aplicaciones es un método no destructivo. Una ventaja significativa de esta técnica en geoquímica es la caracterización completa de una muestra con resolución espacial de pocos µm, para eliminar o minimizar las complejidades debidas a las zonaciones químicas potenciales. Se están logrando avances importantes en el análisis elementales y volátiles, así como las composiciones isotópicas en zircones elementales y isotópicas (ej. U-Pb) utilizando un nuevo enfoque que combina las capacidades de las dos modalidades más comunes de ablación con láser; LA-ICP-MS / LIBS. El análisis mediante estas dos técnicas puede complementarse bastante bien, ya que cada pulso de láser para ablación proporciona el plasma óptico para espectroscopía de emisión y partículas para ICP-MS. Así la asociación de las técnicas resulta en muchas más informaciones cerca de la muestra, isótopos, relación isotópica, trazas, ultra trazas y elementos mayores de las muestras incluyendo elementos no metales (H, C, N, F, Cl, Br y I), que no es posible usando solo LA-ICP-MS.

AEGS-4: Innovación y Tecnología

Comparación de técnicas de Mineralogía Automatizada TIMA-X v/s QEMSCAN para el estudio de metales en bajas concentraciones. Caso: oro como sub-producto en pórfidos de cobre

Karin Alejandra Quintana[1], Mauricio Belmar[1], Melisse Henry[1], Felipe Martinez[1], Paulina Andaur[1].
(1) Geología y Geotecnia, Minerals, SGS Minerals, Santiago, Chile

Introducción Últimamente, bajas concentraciones de elementos como Au, Ag, Mo, Co, REE, entre otros, se están considerando como potenciales sub-productos de interés económico en yacimientos de pórfidos de cobre, lo que podría producir un aumento en los retornos de la inversión. Para evaluar la recuperación de estos metales, la caracterización mineralógica es una de las herramientas que se utiliza en estudiar el comportamiento de estos sub-productos, entregando características de estos minerales para evaluar su recuperación. Técnicas de Mineralogía Automatizada (MA) y comparación entre ellas Existen técnicas que analizan cómo se presentan los minerales. La MA entrega una caracterización en detalle, texturas, asociaciones, tamaños de grano, entre otros. Por lo cual, se considera una herramienta efectiva, representativa y estadísticamente robusta, para determinar bajas concentraciones y reconocer tamaños finos de grano/partículas, condiciones típicas en las que se encuentran los sub-productos. Dentro de las técnicas de MA, existen al menos dos instrumentos de alta resolución que entregan análisis de imágenes, textura y cuantificación de los minerales presentes. Los más reconocidos corresponden a FEI/QEMSCAN y TESCAN/TIMA-X, basados en un microscopio electrónico con detectores EDS (Energy dispersive X-ray Spectrometry) y BSE (Back Scattered Electrons). Estos se diferencian en la resolución, hardware, límite de detección y modo de análisis. Desarrollo Elpresente trabajo muestra la comparación entre las tecnologías QEMSCAN y TIMA-X, para la caracterización del contenido y distribución de Au, realizado sobre 10 muestras con leyes que fluctúan entre los 0.5 y 200 gr/ton, con tamaños de grano de 10 a 100 um aprox. Los resultados obtenidos muestran que la cantidad de granos de Au detectados con la tecnología TIMA-X son superiores que los entregados por QEMSCAN, esto se debe a una mayor resolución, límite de detección más bajo y mayor velocidad/rendimiento, logrando definir con mejor exactitud la ocurrencia, liberación/asociación y visualizar con más detalle, las texturas presentes de los minerales de Au visible, como inclusión o grano libre. Conclusiones Con estos resultados pretendemos demostrar y cuantificar que TIMA-X es la herramienta más eficaz para la búsqueda y análisis de elementos en bajas concentraciones, entregando resultados que aportan una mejor información para dar solución a problemas metalúrgicos y un mayor soporte en la toma de decisiones.

AEGS-4: Innovación y Tecnología

De cerca y de lejos: generación y análisis de modelos digitales de elevación utilizando constelación satelital PLANET y dron AG-WING para la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui

J Soto[1], E Cid[2], M Saldías[3], L Astudillo[4], J Cortés[4], D Melnick[5], A Tassara[4].
(1) Universidad de Concepción
(2) , DATUM Geotecnologías
(3) , Raster 4
(4) Departamento Ciencias de la Tierra, Universidad de Concepción
(5) Instituto Ciencias de la Tierra, Universidad Austral de Chile

Los modelos digitales de elevación (o DEMs por sus siglas en inglés) son herramientas poderosas para el análisis cuantitativo de procesos geomorfológicos y tectónicos. Particularmente, ellos permiten la extracción y estimación automatizada de parámetros relacionados con la interacción entre procesos de erosión que degradan el relieve y procesos constructivos como el volcanismo o la acción de fallas corticales. Existen distintas técnicas para generar DEMs a partir de datos recogidos por sensores de distinta naturaleza montados en plataformas diversas. En este trabajo se presentan y comparan resultados obtenidos con dos metodologías contrastantes aplicadas al estudio de la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui (ZFLO) en los Andes del Sur. El primer método considera la fotogrametría de precisión y ortorectificación de imágenes (10 cm/pixel) visuales obtenidas con el vehículo aéreo no tripulado (Unmanned Aerial Vehicule UAV) o dron AG-WING para crear un DEM de alta resolución (1 m) en dos áreas de ca. 200 há cada una cerca del sector de Liquiñe. El segundo método también considera técnicas fotogramétricas pero aplicadas a imágenes (3 m/pixel) obtenidas por los satélites de la constelación PLANET para generar un DEM de resolución intermedia a alta (10 m) en un área de ca. 2.000.000 há que abarcará toda la ZFLO. Se compararán las bondades y limitaciones de ambos procedimientos, y sus diversas potencialidades para la generación de resultados útiles en el análisis morfotectónico de la ZFLO. Particularmente interesante será comparar las variaciones de la incertidumbre en la estimación de desplazamientos (offsets) a lo largo de trazas de la falla debidas a variaciones en la resolución de ambos DEMs para las áreas pequeñas en torno a Liquiñe, y la capacidad de extracción automática de lineamientos y desplazamientos a escala de toda la zona de falla factible de ser realizada con el DEMs generado desde las imágenes PLANET.

AEGS-4: Innovación y Tecnología

Didácticas de aprendizajes de las ciencias geológicas mediante la utilización de tecnologías de realidad aumentada, diseño 3D y robótica, en el proceso educativo de estudiantes de geología

Williams Taiba V.[1], Hans-G Wilke[1], Julio Rojas V.[1].
(1) Ciencias Geológicas, Ingeniería y Ciencias Geológicas, Universidad Católica del Norte, Antofagasta, Chile

Actualmente los procesos educativos en geología se ven afectados por la gran cantidad de alumnos alcanzada en los últimos años y esto afecta directamente al conocimiento adquirido por parte de los estudiantes a lo largo de la carrera de geología, en los cursos de dicha malla curricular. Además, el proceso de reestructuración en su malla curricular ha reducido considerablemente las asignaturas, por lo cual se traduce en más estudiantes en clases especialmente en laboratorios, instancia donde se ponen en práctica los conocimientos adquiridos en cátedra. Por otra parte, se ha visto un alto desarrollo tecnológico en materias de software y hardware informáticos, tales como la realidad virtual, realidad aumentada, aplicaciones móviles, impresiones 3D, acompañado de nuevas didácticas educativas, invitando al estudiante a desarrollar su capacidad creativa de adquirir los conocimientos, especialmente en las asignaturas del ciclo básico de la carrera de geología en la Universidad Católica del Norte (UCN). Para poder integrar la situación actual en que se encuentra el estudiante de geología de la UCN, con el contexto tecnológico del desarrollo de nuevas tecnologías se ha implementado didácticas educativas al proceso educativo en estudiantes de pregrado de geología de la UCN. Para poder realizar dicha intervención como paso inicial, se ha tomado las unidades de Sismología, Paleontología, Cristalografía y Mineralogía. Los kits educativos a desarrollar consisten en: aplicación de la robótica para simular ondas sísmicas, así el estudiante podrá observar posibles efectos en estructuras, además de analizar distintos materiales geológicos ; utilización de impresiones 3D para replicar fósiles, indicando sus propiedades mediante tarjetas conectadas a una base de datos para su reconocimiento; muestrario de minerales con más de 90 especies mineralógicas, que se reconocen mediante códigos QR en tarjetas, permitiéndole al estudiante reconocer sus minerales con propiedades observadas y verificando su nombre; y un kit de 48 cristales tridimensionales en acrílico transparente, representando 48 formas cristalinas, incorporando un eje de simetría en c, de tal forma, que el estudiante reconozca elementos de simetría en dicha figura. Toda la información mencionada anteriormente es administrada por una página web www.geovirtualizate.cl, la cual mantiene informado al estudiante de los objetivos alcanzados por cada unidad, además de conocer la rúbrica de evaluación correspondiente.

ÍNDICE DE AUTORES

A

A. Aiuppa 981
A.I. Rizzo 981
Álvarez Patricia Pamela 500
Álvaro Mella 1302
Ávila Janaina 1420
Abad Manuel 140, 291, 302, 308, 309, 310, 311, 312, 318, 319, 717, 1292, 1318, 1319, 1326, 1327, 1338, 1365, 1366, 1374, 1375
Abarca-Del Rodrigo 242
Abarzua A.M 1435
Abdullin Fanis 899
Abrahami Rachel 1171
Abreu Artur 123
Abreu Martins Andre 812
Acevedo Eliana 1098, 1164
Acevedo Luis 554, 649
Acevedo Verónica 186
Acevedo Wladimir Octavio 664
Acuna Leiva Camila Irene 292
Adam Simon 428
Adaros Rodrigo 76
Adedeji V.A. 1435
Agredano Roberto 341
Aguad Heidi 19
Aguila Braulio 361
Aguilar Andrea 1152, 1303
Aguilar G. 596
Aguilar German 267, 719
Aguilera Brian 1319, 1366
Aguilera Cortés Ricardo 1453
Aguilera Enzo 752
Aguilera Felipe 957, 964, 965, 966, 971, 972, 974, 980, 988, 989, 991, 1061, 1128
Aguilera Francisca Sofia 392
Aguilera-Fritis Jaime 299
Aguirre Araneda Igor 1309
Aguirre Claudia 626
Aguirre Igor 362, 649
Aguirre Ivan 599
Aguirre Leonardo 996
Aguirre Leonardo Esteban 1275
Aguirre-Urreta Beatriz 1381, 1382
Agusto Mariano 1056, 1080
Ahumada Sebastian Ignacio 598
Ahumada Villar Mauricio Fernando 524
Alam Mohammad Ayaz 473, 1089
Alarcón Álvaro 474
Alarcon Manuel 1112
Alarcón Matías 1358
Alarcón Pablo 210, 1099
Alasino P 868
Alasino Pablo H. 830
Alballay Alex 1378
Albanese Stefano 559
Albite Juan Manuel 939, 1019
Albornoz Amapola 996, 1018
Albornoz C. 259
Alegre Andrés 48, 83, 87
Alegría Rogelio 27
Alfaro Alejandro 232, 665, 758
Alfaro Gabriel Ureta 978, 1035
Alguacil De La Blanca Ãngel Gerardo 962
Aliaga Guillermo 90, 557
Aliaga Gustavo 90
Aliaga Marcelo 732
Aliste Diego 702
Alloway Brent 1052
Alonso R 81
Alonso-Zarza Ana M. 438, 706
Alvarado P. 1091
Alvarado Sergio 375
Álvarez Amado Javier 831, 874
Alvarez Claudio 702, 1042
Álvarez Fernanda 474
Álvarez Gabriel 1286
Álvarez Jonnathan 887
Alvarez Nicolas Gabriel 268
Alvarez V. Luis 298
Álvarez-Amado Fernanda 174, 477, 478, 483
Alvear Bernardita 393, 410
Amengual Nicolás 1419
Amigo Ãlvaro 216, 1069, 1072
Amigo Álvaro 164, 272, 948, 959, 1040, 1045, 1081, 1088
Amigo Alvaro Mauricio 1057
Ammirati Jean Baptiste 1171
Ampuero F.A. 1350
Ampuero Francisca A. 1367
Amsler Caroline 211
Amthauer Juan 163, 164
Anavalon Anibal 1115, 1320
Anazco Fernando 23
Ancco Oscar Humberto 778
Andaur Adolfo 287
Andaur Paulina 889, 1480
Anderson Jacob F. 1051
Anderson Kyle 1070
Andrade Felipe 99, 153
Andrade Guilherme 1328
Andrade Pedro 339
Andrade-González José 790
Andres Colubri 1077
Andrés Stuardo 1302
Andrew Mcgonigle 974
Andrew Menzies 963
Ángel Cristian 843
Annen Catherine 794
Anselmo Aldo 398
Anselmo Aldo Nicolás 394
Antayhua Vera Yanet Teresa 209
Antezana Consuelo 336
Antileo Christian 572, 591

ÍNDICE DE AUTORES

Antinao José Luis 709
Apey Ashley 733
Aragón E. 1090
Aragón Eugenio 832, 847, 886, 951, 1202
Arancibia Gloria 59, 374, 402, 407, 513, 521, 640, 646, 648
Arancibia M 1460, 1461
Aranguiz Fernanda 23
Aránguiz Rafael 215, 283
Aránguiz T. 46
Aranguiz Tamara 201, 212
Araos Jose 714
Araujo Ramos Luis Alberto 209, 230
Aravena Bendeck Nicolás 92
Aravena Diaz Juan Patricio 604
Aravena Diego 408, 414, 415, 416, 417, 424, 506
Aravena Diego José 395, 396
Aravena Juan-carlos 716
Aravena Moraga Pablo 1249
Aravena Samanta 484, 1440
Aravena-González Samanta 186, 484, 1455
Araya Cristian 277
Araya Henriquez Ivette 170
Araya Jaime 653
Araya Jaime Andres 397, 556, 1250
Araya José Antonio 1300
Araya Vargas Jaime 544
Arce Salazar Mauricio 481
Arce Silvia 271, 1068, 1462
Arciniega Alejandra 1086
Ardiles Vial Constanza 170
Ardiles Yeferson 17, 637, 1475, 1476
Arellano Paulina 833
Arenas Belen 23
Arenas Díaz Franko 558, 1418
Arenas Manuel 96, 113, 130, 169
Arenson Lukas U. 734
Arévalo Pablo Simón 729
Arias Diego I. 269
Arias Paola A. 707
Arias-Aránguiz L. 46
Arias-Aránguiz Lara 1100
Armendariz Idoia 733
Armijo Lorena 176
Aron Felipe 620, 1111, 1301, 1304
Arratia Pilar 958, 982
Arredondo Claudia 361, 363, 451
Arriagada César 1123, 1134, 1148, 1218
Arriagada Iván Andrés 779
Arriagada-Bascuñán Iván 790
Arróspide Camila 41
Arroyo Gladys Consuelo Monserrat 497
Artilleria Patricio 375
Artur Deditius 428
Aruta Antonio 559
Arvizu Harim 795
Arzilli Fabio 1052, 1089
Aster Team 1428
Astete Cid Angélica 1172
Astorga G. 1435
Astorga Gatgens Allan 1332
Astort Ana 1120, 1146
Astudillo Bárbara 540
Astudillo Daniel 488
Astudillo Daniel Francisco 485
Astudillo L 1481
Astudillo Luis 1259, 1281
Astudillo Luis Alberto 1302
Astudillo Natalia 188, 1409
Astudillo Natalia Isabel 16, 1462
Avalos Nicolás Ignacio 486
Ávarez-Amado Natalia 174
Avila Laura Sonia 293
Avilés Felipe 659
Avramov Paul V. 560
Ayala F 354
Azúa Kellen 1251
Azua P 21
Azúa Pablo 50

B

Baatsen Michiel 715
Babeyko Andrey 1173
Baby Guillaume 715
Bachmann Olivier 883
Badilla Pablo 332
Baek Woohyeon 560
Baez Alejandro 1064
Baez Alejandro D. 1058
Baez Juan Carlos 1252, 1253, 1260, 1264, 1266, 1271, 1295
Baez Walter 960
Baeza Leonardo 1420
Baeza Sebastian 1099
Bahamon Juliana Velandia 1035
Bahlburg Heinrich 274, 796
Bailey Jake 1415
Baldo E 830, 868
Balseiro Diego 1407
Banchero Lorena 1478
Bangs Nathan 1265
Barberon V. 1210
Barberon Vanesa 1202
Barberon Vaness 1205
Barbieri Mauro 1423
Barbieri Nazaria 307, 323
Barbieri Nazaria R. 324
Barbieri Nazaria Rosali 294, 295, 296
Barbosa Carla 398
Barboza Isaac 427
Barcellos Da Rosa Marcelo 812
Barion Gerardo E. 1058, 1064, 1065
Barnie Talfan 1068

ÍNDICE DE AUTORES

Barra Fernando 372, 385, 393, 420, 428, 452, 453, 455, 479, 481, 537, 572, 827, 852, 888, 895, 907, 1031
Barraza Felipe Aguilera. 978, 1035
Barraza Monserrat 904, 971, 1424, 1436
Barrera J. 442
Barrera María 1368
Barrera Matías Ignacio 668
Barría Harry 821
Barrientos Parra Sergio 1249
Barrientos Sergio 1171, 1242, 1303
Barrionuevo Matías 500, 1173
Barrios María José 1376
Bascuñán Ignacio Andrés 60
Bascuñan Sebastian 1132, 1134, 1148
Basei M 868
Bassi Magdalena 1457
Bastías Barrientos Adriana 178
Bastias Francisco 834
Bastias Joaquin 1213
Bastias Joaquin 815, 1203
Bastias Nicolas 348, 356
Bastidas Calderon Luis Daniel 252
Basualto Daniel 997, 1015, 1018, 1060, 1071, 1081
Bataille Bollweg Klaus 1249
Bataille Klaus 1275
Batalla Grace 1455
Becerra José 773
Becerril Laura 270, 1020, 1027
Bechis F. 1209
Bechis Florencia 931, 1117, 1119, 1156
Beck Susan L. 1091
Bedford Jonathan 1252, 1253, 1266, 1295
Behrmann Jan 793
Belmar Alex 480, 829
Belmar Mauricio 889, 911, 1480
Belmonte Arturo 525
Belmonte-Pool Arturo 598, 1172
Belmonte-Pool Jaime Arturo 337
Beltran Javiera 872
Beltrán Javiera Alejandra 561
Beltran-Triviño A. 1209
Benado José 144, 145, 146, 153, 169
Benado José Miguel 99
Benavente Oscar Matías 562
Benavente Roberto 275, 281
Bengoa Cintia 1056
Benimelis Felipe 1276
Bento Joaquim P. 792
Berger Julien 821, 926, 933
Beriain Eneko 695
Bernal-Uruchurtu Juan Pablo 899, 900
Bernárdez Enrique 1319, 1324, 1374, 1375, 1377, 1379
Beroiza Cristian 164
Berrios Nicole 48
Berta Torrejon 32
Bertin Daniel 959, 960
Bertin Lizette 270, 1036, 1040, 1042, 1050
Bertrand Sebastien 698, 720, 728
Betancourt Christian Johann 399
Bidaud Cécile 1415
Bijani Rodrigo 533
Biminchumo Sagastegui Enrique Martin 230
Birkel Sean D. 714
Bishop B. 1091
Bissig Thomas 482
Blanco Mario 1157
Blanco N 1121
Blanco Nicolás 1339
Blaser Franz 1254
Bloch Wasja 1251, 1268
Boehm Stephan 971, 1424, 1436
Boltshauser Barbara 1155
Bonatici Giuseppe 566
Bonnet Stephane 693, 694
Bonning Geoffrey 1420
Bono Laura 271
Bonvalot Sylvain 1008, 1191
Borrero Carlos 1041
Bostelmann Enrique 1325, 1357
Bostelmann J. Enrique 1321, 1346, 1357, 1358
Bostelmann J.E. 1350
Bouchon Michel 1248
Bour Olivier 645
Bourlès Didier 1428
Bouzari Farhad 454
Bown Francisca 768, 769
Boyce Daniel 1100
Bracke Rolf 374, 648
Brahm Raimundo 881, 882
Branellec Matthieu 1205
Brantt Cristina 297, 665
Braucher Régis 1428
Bravo Cabrera Verónica 179
Bravo Carolina 997, 1059
Bravo Claudio 768
Bravo Eugenio 47
Bravo Isabel 96
Bravo Javiera Paz 1369
Bravo M 21
Bravo Maria Jesus 22, 175
Bresciani Etienne 645
Breuer Wolfgang 278
Breuer Wolfgang Alejandro 298
Brian Townley 916
Briceño-Zuluaga Francisco 707
Brichau Stephanie 429, 482
Brisbourne Alex 769
Bruna Nicolas 1414
Brzovic A 603
Brzovic Andres 613
Brzovic P. Andrés 614
Buatois Luis A. 1322

ÍNDICE DE AUTORES

Bucarey Claudia 1056
Bunch T. 1435
Bunster Tania 103, 158
Burgos René 56
Burton Mike 1089
Buscher Jamie 488, 495, 496, 559, 563, 565, 566, 580
Bustamante Daniela 878
Bustamante Juan 79, 902
Busteros Alicia 1155
Bustillos Jorge 1052, 1089
Bustos Claudia 45
Bustos Nicolas 480
Bustos Tapia Angelina Antonieta 898
Butler Adrian 655

C

Cabello Catalina 998, 1018
Cabello David 395
Cabello Hernán 1159
Cabello Jose 169
Cabello Pablo 450
Cabezas Julian 727
Cabezas Luz 870
Cabezas Luz María 1101
Cabré Albert 267, 308, 719, 987
Cabrera Daniel 1187
Cabrera Leoncio 1255
Cabrera Sebastián 1105
Cabrera-Olivares María 790
Cabrol Nathalie 1417
Cáceres Munizaga Miguel 61, 64, 107, 961
Cádiz Nicolás 362
Caffe Pablo 960
Caffe Pablo J. 807
Cajal Yamila 914
Calderon Mauricio 142, 375, 630, 803, 824, 849, 917, 932, 934, 938, 1143, 1204, 1208, 1214, 1221, 1224, 1232, 1237, 1241, 1414
Calderón Mauricio Roberto 1204
Calderón Rodrigo 270, 272, 1043, 1044, 1072
Calderon-Diaz Sergio 793
Calisto David Andres 487
Calisto Ignacia 276, 282
Calle Daniela 1174
Camilletti Giuliano 835
Campbell Ian 914, 915
Campillay Nicolas Elias 669
Campos Eduardo 438, 454, 456, 459, 468, 482, 723
Campos Jaime 286, 1246, 1296
Campos Juan Salvador 17, 637, 1475, 1476
Campos-Medina Jorge 1321
Camus Estefania 400, 409, 410
Canatelli Claudia 1419
Cannatelli Claudia 401, 406, 484, 485, 488, 490, 492, 493, 494, 495, 496, 559, 563, 565, 566, 580
Capecchiacci Francesco 972, 1056
Cappetti G 13
Cappetti Guido 412
Caraballo Manuel 578, 581, 583, 584, 621, 624
Caraballo Manuel A. 636
Carabias Diego 1456, 1457
Carcamo Carolina 780
Cárcamo-Durán Carolina 779
Cárcamo-Palma Yerelin 779
Cárdenas Eric 525, 1273
Cardona Carlos 997, 1003, 1008, 1018, 1079
Cardona Carlos Eduardo 1059, 1060
Caro Alexis 735, 736, 737, 752, 765
Caro Javiera 1061
Caro Pamela 176
Caroline Sanchez 429, 430
Carranza Mauricio 450
Carrasco Carlos 1458
Carrasco Carlos Ignacio 915
Carrasco Javiera 41
Carrasco Maccarena 1323
Carrasco Maccarena Alejandra 1323
Carrasco Rieloff Felipe 18, 33, 36
Carrasco Rodrigo 363, 366
Carrasco Sebastián 1303
Carreño Gonzalo 1085
Carreño Nicolás 1062
Carrera Marcelo Gabriel 1404
Carretier Sébastien 454, 482, 670, 693, 694, 699, 723, 727
Carrillo Barra Vanessa 1062
Carrillo Pablo 1063
Carrillo Vanessa 1085, 1277
Carrillo-Briceño Jorge 1378
Carrión Daniela 738
Carrizo Daniel 498, 499, 599, 600, 1417
Cartajena Isabel 1457
Cartes Cristian 1059
Cartes Cristrian 997
Carvajal Francisco 858, 873
Carvajal Matias 1195
Carvajal Matias 277, 338, 1278, 1280, 1295
Carvajal Sergio 1414
Casanova De Larraechea Pablo Andrés 604
Casas Eduardo 499, 599, 619
Casas Eduardo Andres 600, 601
Casassa Gino 733, 741, 770
Casassa Rogazinski Gino 741
Cascante Monserrat 1178
Caselli Alberto 1005, 1056, 1078
Caselli Alberto T. 1000
Caselli Alberto Tomás 939, 1019, 1058, 1064, 1065
Casquet C 830, 868
Castagno Rodrigo 486
Castaldi Gimena Soledad 1314
Castillo Andrés 739
Castillo Angelo 1372, 1380
Castillo Gerardo 1324

ÍNDICE DE AUTORES

Castillo Herrera Diego 1453
Castillo Nicoll 116, 119, 133, 147, 150
Castillo Nicoll Andrea 110
Castillo Pamela 545, 553, 554, 555, 564, 579
Castillo Paula 1203
Castillo Tamara 1465
Castro Antonio 832, 886
Castro Carlos 303
Castro Cristian 1256
Castro Cristian Andres 1256
Castro Nataly 1321, 1325, 1383
Castro Rivas Juan A. 1142
Castro Venegas Francisco 1400
Castro-Gómez Valentina 790
Castro-Gómez Valentina Paola 299
Castruccio Angelo 67, 213, 266, 485, 881, 882, 942, 957, 1066, 1069
Catalán Patricio 285, 290
Catalán Patricio A. 215, 283
Cataldo Jaime 19
Cataldo Jaime Pablo 879
Catling David C. 1410
Caviedes Camila 1424, 1436
Cavieres José 613
Cecioni Marco 412
Cedron Daniela 300
Cejas Gabriel 301
Célèry F. 46
Célèry Felipe 47
Celis Christopher 548
Celis Constanza 213
Celis Freddy 1457
Celis Ignacio 90
Celis Karem 176
Celis Sergio 47
Cembrano José 351, 507, 509, 510, 514, 517, 518, 620, 1017, 1075, 1304
Centeno Riky Gustavo 962
Cerdá Karen 869
Cereceda Quintanilla Cristina 1331
Cerpa Cornejo Luis 782, 787
Cerpa Luis 778
Cerpa Nestor 1135
Cerrón John 431
Cervetto Mariana 638
Chacón Diego 236
Charrier Reynaldo 68, 144, 169, 699, 934, 1109, 1110, 1125, 1129
Chavez A 21
Chavez Alvaro 50
Chávez-Hoffmeister MartÃn 1378
Chemale Jr Farid 1219
Cheuquelao Bilha 840
Chew David 1136
Childress Tristan M. 452
Chinchilla Dario 487
Chinchón Juan Ignacio 489
Chong Guillermo 1412, 1417
Choque Neomecio| 1157
Christian Creixell 1177
Christian Herrera 542
Christian Sue 1202, 1205
Christie Duncan 702, 1042
Christl M. 1240
Cid Contreras Gaspar 1067
Cid E 1481
Cid Javiera Alejandra 1425
Cienfuegos Rodrigo 215, 275, 281, 283, 285
Cieza Lucas 1455
Cifuentes Javiera 291, 302
Cifuentes José 656
Cifuentes José Luis 638, 641, 1343
Cindy Mora-stock 1302
Cinthia Lamas 319
Ciocca Isabella 836
Cisterna Gabriela A. 1405, 1407
Cisterna Gabriela Adriana 1404
Cisternas María Eugenia 549
Cisternas Marco 1278, 1279, 1280, 1282, 1293, 1313
Clavero Jorge 1141
Clemo Maria Francisca 890, 1411
Clunes Matías 839
Cofré Arzola Ernesto 483
Cofré Ernesto 477, 478, 1014
Colás Vanessa 933
Colavitto Bruno 248, 1120
Colegio Altamira (cpca) Centro De Padres 16
Collao Camilo 626
Collao Roberto 621, 636
Collao Santiago 381, 474
Collo Gilda 409, 410, 929
Coloma Felipe 113, 848, 875
Colwyn David 1323
Compan Cadena Ada Bolivia 526
Company Sempere Miguel 1384
Comte Diana 1174, 1194, 1265
Concheyro Andrea 1381, 1382
Constantino Mpodozis 430
Contardo Ximena 19, 298, 781
Contreras Claudio 1069
Contreras Daniel 1412
Contreras Francisco 164
Contreras Hugo Álvaro 546
Contreras Juan Felipe 303
Contreras Juan Pablo 446, 1110
Contreras L. Manuel 298
Contreras María Angélica 942, 1068, 1087
Contreras Mauricio 919
Contreras Patricio 163, 164
Contreras Sergio 352, 1191
Contreras-González Sergio 1175, 1187, 1191
Contreras-Lopez Manuel 277, 278, 287, 338, 341, 346

ÍNDICE DE AUTORES

Contreras-Reyes Eduardo 783, 1022, 1093, 1265
Cooper Oliver 1030
Copedim And Team 482
Copier Carmen Cecilia 650
Corada Pablo 950
Cordani Umberto Giuseppe 851
Cordoba Carolina 304
Cordoba Loreto 1008
Córdoba Loreto Maria 1067
Córdoba Ramona Carolina 214
Córdova Eduardo 60
Córdova Loreto 979, 997, 1060, 1068
Córdova Rodríguez Kathy 782
Corgne Alexandre 385, 797, 1425, 1429, 1432
Cornejo Natalia 1175
Cornejo Paula 857, 1136
Cornejo Yesarela 349
Corona-Martínez Liliana 900
Correa Jorge 368
Correa Jose Pablo 581
Corsetti Frank 1415
Cortés J 1481
Cortes Joaquin 677, 1259, 1262, 1291, 1313
Cortés Marcelo 1069
Cortés Valeria 1441
Cortés Valeria Andrea 783
Cortés-Aranda Joaquín 1038, 1287, 1302
Cortés-Aranda Joaquín Alejandro 1281
Cosentino Nicolás 1111
Cossio N. 1435
Costa Fidel 1087, 1088
Costa Sebastián 116
Cottle John 909
Cotton Fabrice 1248
Creixell Christian 848, 859, 863, 875, 925, 1110, 1112, 1168, 1193, 1471
Creixell Torres Christian 831
Crempien Jorge 275, 509, 620, 1111
Crempien Jorge Gustavo Federico 281, 1304
Crespo Jorge 479
Crespo Sebastian A. 712
Crisóstomo Enrique 369
Cristobal González 963
Cristopher Lopez 430
Croft Darin A. 1321
Crosta Alvaro Penteado 1426, 1427
Cruz Anel Viviana 891
Cruz Eloisa 1268
Cruz Mamani Jimena 124
Cruz Pauccara Vicentina 209
Cuadra Fernanda Bernardita 1466
Cuadra P. 442
Cubillos Jack 602
Cuenca Evelyn 1089
Cuesta Andrés 922
Cuffaro M. 1090
Cullen Kate 740
Cury Leonardo 1414
Cury Leonardo Fadel 1214

D

D´ Eramo Fernando 832
Da Silva Reinoso Juan Carlos 119
Díaz Catalina 653
Díaz Daniel 529
Díaz-Alvarado Juan 1052, 1144
Daga Romina 1064
Dahlquist J 830, 868
Dakota Churchill 413
Daniel Melnick 1302
Daniele Linda 394, 395, 396, 401, 402, 412, 414, 415, 416, 418, 487, 506, 511, 521, 559, 563, 565, 566, 572, 580, 595, 597, 662
Danielle Linda 640
Daniels Benjamin 1158
Daniels Benjamin G. 1333
Das Ranjit 283, 350
De Batist Marc 698
De Dreuzy Jean-raynald 645
De La Cruz Rita 827, 828, 1169
De La Fuente Denisse 20, 145, 146, 173, 1459
De La Fuente Diego 41
De La Rosa Jainz 1471
De Los Santos Carlos 602
De Pablo Nicolas 59, 653
De Pascale Gregory 1245, 1283, 1300, 1309, 1311
De Pascale Gregory P. 1243, 1310, 1312
De Porras M Eugenia 954
De Siena Luca 1076, 1077, 1078
De Vivo Benedetto 559
Debaille Vinciane 1428
Deckart K. 259, 596
Deckart Katja 177, 436, 450, 557, 916
Deditius Artur 888
Deditius Artur P. 420, 452, 481
Del Campo Francisco 1267
Del Río Francesca 1159
Del Río Ian 1262
Del Río Ian 989
Del Valle Felipe 480, 1305, 1359
Delbury P 21
Delcorto Luis 673
Delgado Antonio 506, 511
Delgado Christian 1060
Delgado Francisco 1070
Delgado Jose 626
Delgado-Huertas Antonio 394
Della Porta Giovanna 157
Demarco Ricardo 1432
Demergasso Cecilia 1417
Demontety Veronique 662
Dempsey David 523
Deng Zhiguo 1253

ÍNDICE DE AUTORES

Descote Pierre 1383
Descote Pierre-yves 1169
Descovi Patricia 370
Desiena Luca 1085
Dezileau Laurent 713
Diaz Alvarado Daniel 405
Díaz Alvarado Juan 832
Díaz Bravo Beatriz 798
Diaz Catalina 59
Diaz D 603
Díaz Daniel 1124, 1175
Díaz Daniel 352, 411, 957, 975, 979, 1175, 1176, 1187, 1265
Diaz Diego 617
Díaz Eduardo 1274
Diaz Federico 305
Díaz Felipe 47
Díaz Javier 434
Díaz Juan Lorenzo 1021
Diaz Karen 1198
Díaz Paula 597
Diaz Ramiro 945
Díaz Rene Alejandro 435
Díaz Robinson 540
Diaz Valentina 436, 916
Diaz Victor 396
Díaz Yoal 22, 582, 668, 724, 840, 872, 1095
Díaz-Alvarado Juan 799, 843, 847, 869, 886, 918, 1113, 1130, 1144, 1147
Díaz-Alvarado Juan 951
Díaz-Azpiroz Manuel 918
Diego Partarrieu 163
Dingwell Donald B. 1086
Diot Hervé 821, 926, 933
Dirk Ruttger 579
Doglioni C. 1090
Donoso Cecilia 1177
Donoso Jose 1414
Drápela José Tomás 282
Dreidemie Carola 1077
Droguett Barbara 1141
Drouard Alexis 1428
Duarte Boris 499, 599
Duda Mandy 648
Dufey Denisse 591
Duhart O. Paul 816
Duhart Paul 164, 194, 196, 237, 241, 249, 260, 262, 265, 333, 540, 1114, 1166
Dunai Tibor 680
Dunai Tibor J. 671
Dupont-Nivet Guillaume 715
Dura Tina 1279, 1280
Duran Leiva Patrick 1332
Durán Mario 611
Duran Patrick 1178
Dutra Tania 1373

E

Eberhardt Erik 541
Ebmeier Susanna 881
Echaurren Andres 1114, 1119, 1120, 1206
Echevarría Rodrigo 1429
Echeverría Alex 1417
Echeverría Iñigo 1018, 1182, 1190
Ed Garrett 1291
Eduardo Campos 429, 430, 472
Edwards Steve 620
Eggers Thomas 437
Ejsmentewicz Caceres Daniela 229
Elgueta Sara 407, 1305, 1359
Elissondo Manuela 960, 1045
Ely Lisa 1279, 1280
Emery Xavier 612
Emparanza Eduardo 287
Encinas Alfonso 845, 850, 1114, 1115, 1119, 1120, 1127, 1131, 1146, 1206, 1320, 1323, 1334, 1335
Ercilla Oscar 366
Escalante Fochi Florencia 967, 968
Escalante Percy 1413
Escare Andrés 1159
Escobar Cristian 90
Escribano Alicia Del Pilar 1037
Escribano Daniella 355
Escribano L. Alicia 371
Escudero Ignacio 207
Escudero Ignacio Andrés 193
Escudero Javier 48, 87, 639
Escudero Lorena 1412, 1417
Esparza Cesar 338
Espinosa Javier Andrés 1038
Espinoza Alberto 403
Espinoza Alejandra 741
Espinoza Daniela 1116, 1139, 1140, 1167
Espinoza Jose 17, 637, 1475, 1476
Espinoza Mauricio 1117, 1160
Espinoza Morales Catalina 202
Espinoza Nicolás 42
Espinoza Rodrigo 742, 750
Espinoza Valentina 1092, 1198
Esquivel Alfredo 964, 965, 980, 985, 989
Estay Cataldo Fabiola 1400
Estay José 672, 691, 1100, 1308
Etienne Emilie 230
Euillades Leonardo D. 968
Euillades Pablo A. 968

F

F. Aguilera 981
F. Zummo 981
Facuse Macarena 331
Fanara Sara 495
Fannell Lucas 872

ÍNDICE DE AUTORES

Fanning C. Mark 833, 917
Fanning Christopher Mark 844
Fanning M 868
Fanning Mark 824, 828, 849, 1143
Farías Marcelo 1110, 1123
Farfán Luis 1477
Farias Cecilia 1455
Farias Cristian 122, 1015, 1063
Farías Cristian 23, 943, 944, 1003, 1071, 1079
Farias David 736, 737
Farias Laura 1411
Farías Marcelo 1118, 1125
Farias Marcelo 670, 1094, 1109, 1174, 1194, 1220
Farias Pedro 922
Farias Valeska 200, 201
Farias Valeska 731
Farías Valeska Francisca 240
Farina Luz 187, 414
Fariña Luz María 404
Faulkner Daniel 503
Faúndez Carolina 703
Favreau Guillaume 662
Feal Román 1118
Felipe Coloma 1177
Felipe Leyton 1270
Fenandez Javier 262
Fennell Lucas 1120, 1146, 1164
Fennell Lucas M. 850, 1127
Fernandez - Melchor Ivan 1000
Fernández Carlos 799, 843, 869, 918, 1113, 1144
Fernandez Eduardo 730
Fernandez Javier 96, 130, 194, 232, 237, 241, 249, 260, 329
Fernández Javiera 567
Fernandez Lucia 1120
Fernández Melchor Ivan 1005
Fernández Paz Lucía 845, 854, 1098, 1119, 1131, 1206
Fernández Paz Lucía 850, 1127
Fernandez Rodrigo 721, 784, 1203
Fernández Rolando 1318, 1326
Fernandez Saavedra Gabriel 571
Fernandez Saavedra Gabriel Ignacio 571
Fernández Valentina Isabel 1259
Fernández-Jiménez Roy 1373
Fernández-Mort Alberto 438, 706
Fernandez-Paz Lucia 1323
Fernando Meza 556
Fernandoy Francisco 712, 732, 770, 772, 780, 793
Fernandoy Francisco Javier 743
Ferrando Rodolfo 1409
Ferraro C. Francesc 371
Ferraro Castillo Francesc 27
Ferraro Francesc Xavier 123
Ferreira Ana Mg 351
Ficini E. 1090
Fiers Geraldine 698
Figueroa Ariel Elias 405
Figueroa Daniel 1145
Figueroa Gino 1279, 1280, 1293
Figueroa Gino J. 1282
Figueroa Larre Valentina 124
Figueroa Maira 270
Figueroa Oscar 829
Figueroa Ronny 517, 556
Figueroa Ronny Javier 640, 653
Figueroa Valentina 1458
Figueroa Vania Andrea 178
Flandez Eduardo 770
Flores Alejandro 1283
Flores Aqueveque Valentina 1161
Flores Betzabé 744
Flores Christian 1260
Flores Felipe 51, 195, 216, 270, 272, 702, 1039, 1072, 1081, 1087
Flores Ignacio Sebastián 1456
Flores Laura 45, 1440
Flores Laura Alejandra 1430, 1431
Flores María Constanza 1284
Flores María Constanza 186
Flores Murúa Ignacio 1161
Flores Paulina 553, 554
Flores Rodrigo 125, 129, 137
Flores Valentina 1456
Flores-Aqueveque Valentina 707, 1457
Flores-Palma Laura 1431
Folguera Andres 248, 845, 850, 854, 1098, 1114, 1119, 1120, 1127, 1131, 1146, 1164, 1206, 1323
Fonseca Duilio 770
Fonseca Eugenia 435, 896, 908
Fonseca Francisco 708
Ford Christopher 1328
Forino Pablo 1080
Forman Steven 709
Fosdick Julie 1143, 1204, 1232, 1321, 1358
Fosdick Julie C 1208
Fossen Haakon 930
Foucher Nicole 780, 785
Fouquet Jó Nathalia 1384, 1400
Fouquet Nathalia 1384, 1400, 1402
Francisco Meza 556
Franco C 1121
Franco Luis 997, 1003, 1059, 1060, 1079
Freimann Boris 530
Fréraut Contreras Roberto 179
Frezzotti Maria Luce 496
Froude Melanie 1243, 1300
Fuentes B 354
Fuentes C. 46
Fuentes Constanza 846
Fuentes Espinoza Jose 1161
Fuentes Fabrizio 800
Fuentes Felipe 96, 130, 169, 638, 641, 656
Fuentes Felipe 96, 130, 169, 638, 641, 656

ÍNDICE DE AUTORES

Fuentes Francisco 803, 815, 846, 945, 1143, 1213
Fuentes Guillermo 1122
Fuentes Javier 498
Fuentes Mauricio 284, 286
Fuentes Moreno Nicolás 171
Fuentes Paulina 843, 847, 918, 1113
Fuentes Sebastian Alberto 547, 548, 549
Fuentes Siegmund Barbara 558, 1418
Fuentes Yeslainge 889
Fuentes-Gamé Amaya 790
Fuenzalida Rene 604
Fuenzalida-Artigas Alexandra 1022
Fustos Ivo 273, 681, 1084
Fustos-Toribio Ivo Janos 242

G

Gabriel Ureta 963
Gacitua Guisella 770
Galarce Mauricio 892, 893
Galaz Gonzalo 522, 919
Galdames F. 596
Galindo C 830, 868
Gallardo Diego 310
Gallardo Laura 14
Gallardo Marcelo 599
Gallardo Marilyn 20
Gallardo R.E. 1211
Gallardo Rocio 1207, 1208
Gallardo Romina 406
Gallastegui Gloria 922
Gallegos Fernanda 653
Galleguillos Mauricio 727
Galleguillos Sebastian 309, 1327
Gálvez Carlos 1471
Gálvez Carlos Alberto 24
Gamboa Jimy 626
Gao Jun 468
Gárate Paula 1068
García Karin 414
García Manuel 618
García Martínez María Luz 962
García Morabito E. 1209
Garces Alex 267
Garces Alex Eduardo 243
García Ayón 742, 744, 748, 749, 754, 774
García E 574
García E. 575, 576
García Fonseca Tania Elizabeth 172
Garcia Francisco 1018, 1263, 1474
García Francisco Manuel 25, 1261
Garcia Juan Luis 257
Garcia Marcelo 368, 1321, 1325, 1328
Garcia Maria Cristina 654
García Matías 917
Garcia Morabito E. 1210, 1240
Garcia Morabito Ezequiel 1209
García Piña Ayôn 759
Garcia Sebastian 1056
García Tiaren 351
Garcia V. 1209
García Zavaleta Arnold David 1331
Garcia-Cardenas Sebastian 636
García-Huidobro Felipe 200, 201, 330, 731
García-Moreno Olga 922
García-Navarro Francisco J. 574, 575, 576
García-Sansegundo Joaquín 922
Garcias-Cardenas Sebastian 621
Gardeweg Moyra Cristina 673, 984
Gardeweg Peede Moyra 226
Gardner Joseph 620
Garibaldi Nicolas 999
Garrido Leonardo 926, 933
Garrido Mauricio 1467, 1477
Garrido Natalia 164, 237, 241, 249, 260, 262, 333
Garrido Natalia Paulina 26, 194
Garrido Sebastian 1195
Garrido Urzúa Natalia 244
Gattacceca Jérôme 1428
Gauchotte-Lindsay Caroline 593
Gayo Eugenia 1411
Genot Antonia 572
Gerard Herail 430
Gerbault Muriel 1008
Gerding Javiera 573, 1195
Gerding Vicente 847
Ghiglione M. 1209, 1210, 1240
Ghiglione M.C. 1211
Ghiglione Matías 1143, 1202, 1205, 1212, 1224, 1232, 1233, 1237, 1238
Ghiglione Matías 1204, 1207, 1208, 1227, 1233, 1237
Gho Rayen 56, 164, 270, 1045
Giacosa Raul 1155
Giambiagi Laura 500, 1117, 1132, 1152, 1156, 1173, 1183, 1192, 1193, 1201
Giampaoli Pablo 1145
Gianni Guido 1114, 1120, 1206
Gil Fernando 997
Gilberto Camila 59, 653
Gil-Cruz Fernando 1059, 1060, 1087
Giménez Mario 1010
Giovanetti Valentina 565
Giroux Philippe 1115
Giustiniani Michela 793
Gobbo Esteban 1145
Godfrey Linda 477
Godoy Ariel 1374, 1375
Godoy Benigno 131, 392, 490, 880, 970, 975
Godoy Eduardo 611
Godoy Estanislao 1184
Godoy Laura Beatriz 1000
Godoy Pirzio - Biroli Estanislao 69
Godoy Wilson 800

ÍNDICE DE AUTORES

Goff James 339
Gomez Alba 624
Gómez Benjamín 1159
Gómez Benjamín 501
Gómez Cárdenas Pilar 244
Gomez Figueroa Javier 550
Gómez Francisco Javier 1432
Gomez Ivan 1125, 1137
Gómez Iván Andrés 1123
Gomez Matias 341
Gómez Schulz Iván 1142
Gomez Yolanda 310
Gómez-Tuena Arturo 899
Gomila Rodrigo 374
González Alejandra 132
González Amanda Ailin 439
González Angel 524
Gonzalez Bastian 23
González Briones Camila 27
González Claudia 331
Gonzalez Cristobal 966, 972, 973, 976, 983, 986, 988, 989, 990, 991, 1061
Gonzalez Daniela Andrea 133
González Danilo 1362
Gonzalez Danilo L. 378
Gonzalez Eduardo 753
González Erika Yelisbeth 621
González Felipe 352, 1187
González Gabriel 125, 137, 290, 503, 1256, 1262, 1268, 1281, 1286, 1298
González Gabriel Armando 215, 283, 350, 1256, 1274
González Javiera 848, 850, 1112, 1119
González Juan 215, 283, 290, 350, 1274
González Luis Pablo 1332
González María Francisca 803
González Mario 1014
González Mauricio 362
Gonzalez Melissa Viviana 136
González Nicolas 1432
Gonzalez Pablo 306, 997, 1303
González Pablo A. 358
González Pablo Diego 931
Gonzalez Ramos Pablo Andres 231
González Reinaldo 125, 137
Gonzalez Reyes Alvaro 1285
González Roberto 602
Gonzalez Rodrigo 31, 32, 542, 973, 983, 988, 1116, 1128, 1139, 1140, 1160, 1167, 1376, 1385
Gonzalez Sandra 1383
González Yerko 1262
González-Alfaro José 1137
González-Alfaro José Alejandro 138, 1286
González-Díaz Erika Y. 636
Gonzalez-Jimenez Jose Maria 385, 797, 926
Gonzalez-Jimenez Jose Maria 572, 933
Gonzalez-Maurel Osvaldo 131, 392, 880, 892, 970
González-Vidal Diego 1075
Gonzalo Mendoza 499
Gonzalo Yáñez 283
Gorski Konrad 561
Gounelle Matthieu 1428
Grainger Megan 1008
Granon Emma 698
Graves Milton C. 389
Green Ruíz Carlos 722
Grégoire Michel 797
Gress Paola 1328
Gressier Jean-Baptiste 1169
Griffith William Ashley 507
Grosse Pablo 967, 968, 993
Grupo Geología Ambiental 15
Guagliardo Paul 888
Guajardo Leslie 925
Guardo Roberto 1076, 1077, 1078, 1085
Gubler Alejandra 290, 1278
Guendón Jean Luis 339
Guenthner William 1203
Guerrero Mauricio 463
Guevara Alicia 1052, 1089
Guido Diego 504, 817
Guilhe-Batiot Christelle 662
Guillaume Benjamin 1135, 1212
Guillaume Estrade 429
Guillocheau Francois 715
Guiñez Fernando Neftali 1162
Gulick Sean 784
Gutiérrez Camila 502
Gutierrez Ferrer Francisco 883
Gutierrez Francisco 562, 884
Gutierrez Francisco Javier 806
Gutierrez Leopoldo 622
Gutierrez Nestor M. 1220
Guzmán Silvina 967
Guzmán-Piñones Camilo 790

H

Ha Suhyeon 560
Haller Miguel 1155
Halpern Karen 1407
Hammond James 514
Hamza Valiya 370
Hanley Jacob 493
Hantusch Marcia 1005
Harris R. Scott 1434
Harvey Jason 881, 882
Hauff Folkmar 1030
Hauri Erik 966
Hayes Gavin 284
Helbert Joern 1433
Held Sebastian 511, 529
Helle Sonia 381
Henriquez Alicia 1417

ÍNDICE DE AUTORES

Henriquez Carolina 1414
Henriquez Victor 23, 1079
Henry Melisse 889, 1480
Henry Paulina 677
Herazo Andrea Paola 372
Herbozo Gerardo 778
Herbozo Jimenez Gerardo 782, 787
Herbstaedt Rudolph 786
Heredia Diego 42
Heredia Jorge G. 440, 441
Heredia Nemesio 922
Herman Frederic 1238
Hermanns Reginald 1243
Hermosilla Gonzalo 194, 237, 241, 249, 262, 1303
Hermosilla J. 442
Hermosilla Juan 508
Hermosilla-Sotomayor Mauricio 242
Hernandez Erasmo 1059
Hernandez Jorge 769
Hernández Laura 458, 469, 474, 890, 1009, 1081
Hernández Laura B. 440, 441
Hernández Laura Beatriz 811
Hernandez Loreto 488
Hernandez Maria Jose 975, 1124, 1176
Hernández Morales Pablo 722
Hernández Prat Loreto 490
Herrera Carlos Gabriel 334, 335
Herrera Christian 31, 543, 639
Herrera Danny 1018
Herrera Danny Alexis 1001
Herrera Felipe 630
Herrera Jhonny 373
Herrera Maria Constanza 307
Herrera Mariajosé 709, 710, 751
Herrera Nizama Jose 782
Herrera Nizama Jose Manuel 787
Herrera Patricia 163
Herrera Sebastian 1125, 1129, 1142
Herreros Dafne 1468
Herrington Jordan 734
Hervé Allamand Francisco 167
Hervé Francisco 69, 142, 144, 169, 803, 824, 849, 917, 932, 934, 1203, 1218
Heuser Gert 374, 521
Hevia Francisco 865
Hevia Francisco Antonio 969
Hidalgo Nicolás 1046
Hiesinger Harald 1433
Higueras Pablo 574, 575, 576
Hillemann Christian 1291
Hinman Nancy 1417
Hinojosa Edgardo 40, 1374, 1375
Hitschfeld Nancy 177, 1094
Hodgkin Andrew 1359
Hoernle Kaj 1030
Hokanishi Natsumi 969
Hoke Greg 1152
Hong Sumin 560
Horton Brian K. 1126
Huamán Clared 139
Hubbard Stephen 1158
Hubbard Steve M. 1333
Hübner Darío 970
Huerta Catherine 945
Huerta Gonzalo 657
Hughes Andrew 655
Huilipang Elias 122
Hurley Maria 248, 1146
Hurtado Nicolás 414
Hutzler Aurore 1428
Hyppolito Thaís 922

I

Iaffaldano Giampiero 1092
Ian Del Río 1262
Iannelli Sofia 1120, 1146, 1206
Iannelli Sofía B. 850, 854, 1127, 1131
Ibaceta Rocío 892
Ibaceta Rocio Lisette 893
Ide Satoshi 1272
Iglesias Arturo 946
Igualt Felipe 278, 298
Ilabaca Paola 176
Illanes Gustavo 23
Inostroza Constanza 23
Inostroza Manuel 971, 972, 985, 986, 989
Insulza Contardo Jorge 229
Inzulza Jorge 212
Iñigo Juan 1165
Iramain Sergio 319
Irarrázaval Rodrigo 752
Ireland Trevor 1420
Iriarte Alvaro Rodrigo 851
Iribarren Pablo 210
Iriondo Alexander 795
Iturrieta Pablo 351, 507, 1017
Iturrizaga Lasafam 699
Ivan Aguirre 499
Izquierdo Tatiana 140, 291, 302, 308, 309, 310, 311, 312, 318, 319, 717, 1318, 1326, 1327

J

Jaldin Diego 459, 963, 973, 988, 989, 1128, 1268
James Diego 963, 973, 988
Jara Carolina 222
Jara Gabriela 216, 272, 1072, 1087
Jara Héredi 201
Jara Jorge 1248
Jara José Joaquín 852
Jara Mariana 1163
Jara Nadia 1018, 1263

ÍNDICE DE AUTORES

Jara Pamela 50, 1099
Jara Pamela Paz 1096, 1097, 1129
Jara-Muñoz Julius 1287, 1288, 1291
Jaure Luis 23
Jensen Erik Arturo 503
Jérez Óscar 387, 573, 622
Jicha Brian 894
Jiménez Camila 678
Jimenez Javiera 96, 1263
Jimenez Nestor 796
Jimenez Yañez Catalina 229
Jiminez Javiera 1018
Jofre Cynthia B. 807
Johansson Cinthia 481
John Biju 1247
Johnson Jeffrey 258
Johnson Jeffrey B. 1089
Jones Walter Brian 577
Jordan Teresa 542, 1111
Jorquera Flores Constanza 1047
Jorquera Gonzalo 630
Jorquera Rodrigo 329
Jorquera Rodrigo Andres 446
José Cembrano 519, 520
Jose Sepulveda 971
Jourde Hervé 662
Jovic Sebastián 504
Jovik Sebastián 504
Julve Joaquín 1182
Julve Joaquín 998, 1018
Julve Joaquín Ignacio 1190

K

Kaempfe Sebastian A. 1333, 1158
Kaplan Michael 716
Kaplan Michael R. 714, 718
Kaufman Johanna 1045
Kay Suzanne 853
Kay Suzanne M. 857
Keller Werner 1089
Kelm Ursula 622
Kermarrec Jean-Jacques 1212
Kilburn Matt R. 888
Kim Gyurye 560
Kim Seonah 560
Kim Yeongkyoo 560
Klemme Stephan 1433
Klug Jacob 894
Koch C. 1091
Koester Edinei 812
Kohl Thomas 529
Konecke Brian 452
Kósik Szabolcs 989, 1035
Kotthoff Karen 44, 186, 623
Kracht Willy 1467
Kranbenhoeft Anne 783
Krause Joachim 931
Kubanek Julia 1070
Kunstmann Claudia 1002

L

La Cruz Nikita L. 452
Labarca R. 1435
Labbé Gramajo Chantal Denise Muriel 202
Labrin Gonzalo 23, 1003
Lacanna Giorgio 1005
Lacassie Juan Pablo 563
Lagarrigue Sofia Carolina 407
Lagomarsino Camila 577
Lagorio Silvia Leonor 1155
Lagos Jose 306
Lagos Zagal Jose Miguel 231
Lamas Cinthia 323, 325
Lamas Cinthia Alejandra 313, 324
Lamberti María Clara 1056, 1080
Lange Carina 1296
Lange Carina B. 713, 720
Lange Dietrich 519, 520, 1075
Langlade Jessica 797
Lara Antonio 1042
Lara L.E 1009
Lara Luis 207, 272, 815, 896, 1018, 1021, 1037, 1044
Lara Luis E 195, 1025, 1026, 1027, 1031, 1034
Lara Luis E. 584, 1022, 1028, 1030, 1081
Lara Luis Enrique 1020
Lara Marisol 213, 618
Lara Pulgar Luis 171
Larraguibel Alfonso Tomás 578
Larrondo Franco 1130
Lastras Galderic 1317
Lattus Jose 1430
Lattus José Manuel 751
Lavin Roberto 1455
Layana Susana 958, 972, 974, 982, 989, 992, 1061
Lazcano-Prado Gabriela 790
Lazo Iris 24
Lazo Jhonatan 1059
Lazo Jonathan 997
Le Pennec Jean-Luc 885
Le Roux Jacobus P. 1220
Le Roux Petrus 880
Leanni Laetitia 670
Lecompte M. 1435
Ledezma Daniela Enrica 273
Lefeuvre C. 259
Legrand Denis 946, 1005
Leisen Mathieu 393, 453, 488, 852, 895, 907
Leiva Maximiliano 352, 1175, 1187, 1191
Leiva Maximiliano Joaquin 1187, 1191
Leiva Mera Samantha 1386, 1392
Lena Luis 1382
Lenzano Gabriela 768

ÍNDICE DE AUTORES

Lenzano Luis 768, 1337
Lenzano M. Gabriela 1337
León Jorge 1471
León Tomás 339
Leonardi Veronique 662
Leone Giovanni 1423
Lépez Luis Patricio 605
Leppe Marcelo 1373
Lequesne Carlos 1285
Le-Quesne Matías 682
Leray Sarah 645
Lermo Javier 423
Lescano Marina 1381, 1382
Letelier Francisco 1018, 1244
Letelier Juvenal Antonio 408
Letelier Vicente 200, 201, 330, 731
Leventer Amy 784
Leyton Felipe 353, 355, 358, 1252, 1260, 1264, 1266, 1296
Li Shaoyang 1266, 1295
Licht Alexis 715
Lictevout Elisabeth 662
Liesen Mathieu 420
Likerman J. 1209
Likerman Jeremias 1129
Lima Annamaria 559
Lindsay Jan 960
Lindsay Jan Marie 947
Lira Ahumada Javier Andrés 604
Lira Elias 649, 653
Litvak Vanesa 845, 1119, 1120, 1206, 1323
Litvak Vanesa D. 845, 850, 1127
Litvak Vanesa Dafne 854, 1131
Liu Sibiao 1173
Livtevout Elisabeth 1411
Lizama Elizabet 681
Lizana Camila 410
Lizarde Catalina 59, 653
Llano Joaquín 1056
Llanos Kevin 855
Lledó Haroldo 1015
Lledó Haroldo Luis 810
Llona Felipe 910
Lohse Paulina 731
Loiselle Liane 1420
López Andrés 655
López Cristopher 1132, 1134
Lopez Diana 946
Lopez Fernanda 1195
López Guillermo 388
López J. Javier 347
López José 462
López José Miguel 439, 856
López Luciano 504
Lopez Luis 638, 641
López Luis Alfredo 656
Lopez Nayadeth 17, 1475, 1476
Lopez Paola 504, 817
López Sofía 553, 564, 579
Lopez-Acevedo Diego 780
Lopez-Martínez Rafael 1382
López-Ovando Nicolás 790
López-Palacios Valeska 790
Loreto Valdivia 362
Lossada Ana 1152
Lucassen Friedrich 848
Luengo Nicolas 1072, 1081, 1082, 1087
Luengo Yoshy 340, 342
Lundgren Paul 1070
Luque Jose 590
Luque Jose A. 639
Lynner C. 1091

M

M. Artale 981
M. Liuzzo 981
M. Nazzari 981
Macari Rosales Orlando 585
Macdonell Shelley 753, 767, 771
Macedo Sanchez Orlando Efrain 962
Machuca Cristóbal 1100
Macias Francisco 624
Mackinnon Gillian 593
Maclean Claudia 47
Madariaga Raúl 1260, 1264, 1271
Madriaza España 908
Madriaza España Fernanda 896
Madrid Salinas Alvaro Marcelo 53
Madrigal Melissa 1178
Magerkurth Claudia 450
Mahoney Brian 1152
Maksaev Víctor 1123
Maksymowicz Andrei 352, 527, 1022, 1124, 1132, 1133, 1175, 1176, 1187, 1191, 1260, 1265, 1268, 1269, 1317
Maldonado Antonio 954
Maldonado Nicole 140
Maldonado Oyarzo David Leonardo 527
Mallmann Guilherme 1420
Mancini Renzo Antonio 975, 1093
Manga Michael 413
Manuel Schilling 136
Maragaño Francisca 683
Marambio Camila 824
Marangunic Cedomir 733, 773
Marc Poujol 429, 472
Marcelo Gallardo 499
Mardones Cristian 39, 979
Mardones Edio 1083
Mardones María 677
Mardones María Belén 314
Mardones Verónica 1133, 1142
Mardonez Diego 1192, 1193
Marín Cristóbal 358

ÍNDICE DE AUTORES

Marín Mónica 254
Marín Mónica Viviana 217, 314
Maringue José 537, 649, 653, 1478
Marquardt Carlos 59, 460, 480, 507, 517, 1305, 1359
Marquardt Martín 480
Marsan David 1248
Marshall Neill 514
Martínez Tomás 144
Martínez-Corona Liliana 899
Martel-Cea A. 1435
Martin Cristian 138
Martin Hervé 885
Martínez Andrés 42
Martínez Carolina 340, 341, 346
Martínez Carolina 683
Martínez Claudio 479
Martínez Consuelo 711
Martinez Felipe 889, 1480
Martínez Fernando 1122, 1132, 1134
Martínez León Piera 679
Martinez Mathieu 1381
Martinez Osvaldo 436, 916
Martínez Paola 163
Martinez Patricio 636
Martinez Paula 624
Martinez Rodrigo 1436, 1440
Martínez Rodrigo 45
Martínez Salomé 177
Martínez Sonia 976
Martínez Tomás 132, 136, 141, 146, 162, 163, 164, 169
Martínez-De Los Ríos Rodrigo 484
Martín-González Fidel 922
Martini Mateo 716
Martini Mateo A. 718
Martinod J. 1210
Martinod Joseph 1135, 1205, 1212, 1227, 1237, 1238, 1281
Martins Cristiano 530
Martos Federico 1098
Martos Federico Exequiel 1164
Massenzio Antonella 1056, 1080
Massoc FranÃ§ois 547
Massonne Hans-joachim 917
Mateo Laura 363, 451
Mathur Ryan 436, 450, 916
Matioli Michele 409
Matos Ramiro 796
Matthews William 1158
Maturana Javier 625
Matus Daniela Paz 1213
Maximiliano Naipauer 872
Maza Santiago 392, 399, 400, 406
Maza Santiago Nicolás 409, 410
Mazuel Aude 1205
Mazzorana Bruno 1289, 1299
Mc Donell Shelley 544
Mcgonigle Andrew 958, 982
Mcphee James 581, 583, 735, 736, 737, 752, 753, 765
Medely Gyslaine 754
Medina Eduardo Enrique 626
Medina Ferrer Fernando 1415
Medina Hardy 591
Medina Miguel 284
Medrano Angela 1018
Medrano Maria Angela 1004
Melgar Diego 283
Mella Mauricio 136, 164, 194, 196, 222, 237, 241, 249, 260, 1052
Mella Pablo E. 378
Melnick D 1481
Melnick Daniel 277, 1279, 1285, 1287, 1288, 1290, 1291, 1294, 1295, 1297, 1299
Melo-Tanner Swanee 1292
Membrado Beatriz 657
Mena-Hodges Emilio Daniel 1334
Menanno Giovanni 1478
Menares Lira Sebastian Eduardo 1309
Mendel Martins Cristiano 538
Mendez Cesar 954
Méndez Cristóbal Ignacio 580
Méndez Kinsley David 1387
Méndez Martín 44
Méndez Rodríguez Lia 722
Mendoza Gonzalo 599
Mendoza L 354
Mendoza Laura 653
Mendoza Martín 757
Mendoza Nicolas 130, 948, 1048
Menzies Andrew 459, 800, 880, 892, 893, 897, 904, 971, 987, 990, 1417, 1424, 1436, 1440, 1458
Mérida Gerardo 869
Merino González Roberto 764
Merino Roberto 665, 758, 875, 1168
Merino Roberto Nicolás 261
Mery Domingo 646
Mescua Jose 500, 1118, 1152, 1156, 1173, 1178, 1192
Mestre Andrés 692
Meulle-Stef Marc 505
Meyer Hanno 743
Meyer Lesly 176
Meza Camila 42
Mezies Andrew 988
Milad Josefa Constanza 811
Milana Canet Juan Pablo 759
Milana Juan Pablo 748, 749, 774
Miller Mathew 355
Miller Matt 276, 359
Min Soyeong 560
Miralles González Carolina 18, 33, 36
Miranda Gustavo 800, 1424
Miranda Roberto 1467
Miranda Sergio Ignacio 1335
Mitchell Tom 507, 514, 517

ÍNDICE DE AUTORES

Mizobe Cyntia 1279, 1280, 1293
Moernaut Jasper 1297
Moffat Carlos 768
Mohr Christian 727
Moisan Philippe 1376
Molina Diego 1277
Molina Diego Alexis 1294
Molina Eduardo 402, 513, 646, 648
Molina Pablo 1323
Molina Roberto 1031
Momberg Danae 358
Moncada Daniel 484, 486, 487, 488, 489, 491, 496, 1243, 1311, 1419
Mondaca María 1413
Monnier Christophe 821, 926, 933
Monreal Claudia 183
Monreal Lopez Claudia 1468
Montalva G 354
Montalva Gonzalo 348, 353, 355, 356, 359, 618
Montanaro Cristian 1086
Montecino Diego 1153, 1160, 1336
Montecino Diego Alonso 1409
Montecinos Aldo 739
Montecinos Daniela 411
Montecinos De Almeida Delia Del Pilar 812
Montecinos Manuel Edgardo 528
Montenegro Verónica Matilde 1005
Montero Pablo 695
Montoya-Sanhueza German 1321
Montserrat Santiago 243, 267
Montti Sebastián 462, 856
Mooney C. 1435
Moor Cristian 550
Moore C. 1435
Moore Ginevra 284
Mora David Rodrigo 1006
Moraga Benavides Jorge 1387
Moraga Víctor 1245
Moral Juan Carlos 55, 821, 926
Morales Alvaro 753
Morales Bastian 1084
Morales Carla 1457
Morales Catalina 1284
Morales Collazos Miguel Angel 252, 949
Morales De Almeida Beatriz Andrea 812
Morales Jorge E. 897
Morales Mariano 702
Morales Miguel 221
Morales Reyna María 787
Morales Rojas Loreto Isabel 898
Morales Sergio 997, 1059
Morales Sergio Antonio 39
Morandé Javiera 1136
Mora-Stock Cindy 184, 1062, 1063, 1085, 1277
Morata Diego 157, 372, 385, 392, 393, 394, 395, 396, 398, 399, 400, 402, 403, 406, 407, 408, 409, 410, 412, 414, 415, 416, 417, 418, 419, 420, 421, 422, 425, 452, 488, 490, 492, 493, 495, 496, 506, 509, 511, 513, 521, 595, 646, 648, 722, 827, 852, 880, 895, 907, 1030, 1031, 1034
Moreira Alexis 1130
Moreira Catalina 1002
Moreiras Stella 236, 253
Moreno Hugo 164, 241, 262, 270, 1036
Moreno Hugo Alberto 222
Moreno Karen 1321, 1325
Moreno Marcos 1252, 1253, 1261, 1266, 1274, 1278, 1290, 1295
Moreno Pablo 23, 815, 945, 1015, 1416
Moreno Patricio 716
Moreno Roa Hugo 196, 249
Moreno Valencia Marta M. 574, 575, 576
Moreno-Yaeger Pablo 242
Morgado Eduardo 881, 882
Morgado Macarena 460, 653
Morgan Daniel J. 881, 882
Morgan Leah 1117
Morgavi Daniele 1052, 1089
Morlok Andreas 1433
Mortimer John 911
Moscoso Ramon 363
Mosjos Stefan 563
Mourgues F. Amaro 144, 1378
Moussallam Yves 1068
Moya Claudio 662
Moya Claudio E. 647, 658
Moya Juan 499
Moya Sebastián 610
Mpodozis Constantino 853, 857, 1136, 1141
Muñoz Melany 25
Mueting Ariane 1298
Mulet Javiera 562
Muller Veleda 1204, 1214
Muller Veleda Astarte 1214
Munoz Claudia 96
Munoz Diego 1278
Munoz Francisco 69
Munoz Marcia 436, 450, 462, 833, 846, 856, 870, 916, 1101
Munoz Rodrigo 1122
Muntener Othmar 878
Muñoz Adolfo 40, 750
Muñoz Antonio Andrés 41, 217, 223
Muñoz Ariel 1042, 1279, 1293
MuÑoz B. Jorge 816
Muñoz Badith 40
Muñoz Badith Joshua 1028
Muñoz Francisco Alberto 929
Muñoz Gabriela 630
Muñoz Jorge 1166
Muñoz Marcia Alejandra 1109
Muñoz Mauricio 395, 396, 408, 424, 425, 506

ÍNDICE DE AUTORES

Muñoz Mauricio Ernesto 414, 415, 416
Muñoz Pamela 197
Muñoz Peralta Melany 1390
Muñoz Práxedes 703, 713
Muñoz Ramiro 1018
Muñoz Ramiro Alejandro 1007
Muñoz Saez Carolina 421
Muñoz Sebastián 680
Muñoz Tamara 582, 858, 1095
Muñoz-Saez Carolina 412, 413
Mura Valentina 142
Murcia Hugo 1041
Murillo Ismael 859, 863, 875, 1193
Murphy Wiliam 1243
Murphy William 263, 264, 1300
Murra J 868
Murray Jesica 594

N

Nacif S. 1090
Nacif Silvina 1000, 1010
Naipauer Maximiliano 1098, 1164, 1219, 1382
Nancy Peregrino Chavez 526
Napoleoni Felipe 769
Naranjo Jose A. 969
Naranjo José Antonio 217, 864, 865, 993
Narváez Patricia 72, 185, 207
Natalia Garrido 196
Navarrete Alvaro 578, 581, 583
Navarrete Carla 1095
Navarrete Carla Ester 582
Navarrete Cesar 1120, 1206
Navarrete Héctor 681
Navarrete Pia 44
Navarro Felipe 1094
Navarro Gonzalo 712
Navarro Joaquin 19
Navarro Leonardo 578
Navarro Leonardo 578
Navarro Leonardo Antonio 583
Navarro X. 1435
Navarro-Aránguiz Andrea Paz 186, 1194
Navas Chesta Sofía Andrea 976
Nayadeth Lopez 637
Nazar Ramón 620
Negotropica Brigada 43
Negri Angello 506
Nehler Mathias 374
Neira Hugo 96, 130, 329, 360, 638, 641, 656
Nemeth Karoly 977, 978, 988, 989, 990, 991, 1035, 1041
Nielsen S. N. 1350
Nielsen Sven 1369
Nielsen Sven N. 1367
Niemeyer Hans 1404
Nieto Jose Miguel 624
Nina Lidia 1157
Nisi Barbara 422
Niz Adriana 214, 291, 292, 296, 300, 301, 304, 305, 307, 311, 312, 318, 319, 323, 325
Niz Adriana E. 293, 294, 295
Niz Adriana Edith 335
Nogues Victoria 1080
Noriega Felipe 621, 636
Novoa Camila 1008
Novoa Valentina Andrea 1336
Novoselov Alexey 622, 635, 664
Nunez Francisca 724
Nunez Matias 919
Nuñez Cesar 598
Nuñez Lautaro 1458
Nuñez Rocio 460
Núñez Rocío Consuelo 507
Nuñez Tapia Rocío 517

O

Obando Acuna Luis 1332
Oberreuter Jonathan 738, 777, 1337
Oberrreuter Jonathan 768, 769
Ocaranza Francisco 1115
Ochi Ramacciotti María Luisa 967
Ochi Ramacciotti María Luisa 968
Ojeda Javier 42, 44, 357, 1254, 1267
Ojeda Marcia 1094
Okuwaki Ryo 215
Olaizola Ezequiel 931
Olea Paula 271, 1068, 1462
Olea-Encina Paula 320, 326, 329
Oliva Pablo 342, 1471
Olivar Julian 1120
Olivares David 463
Olivares Francisca 186, 1048
Olivares Héctor 1376
Olivares María Francisca 554
Olivares Sergio 308
Olivares-Fernández Ana 790
Oliveros Clavijo Verónica 1453
Oliveros Verónica 834, 836, 839, 848, 850, 866, 890, 925, 1088, 1117, 1119, 1160, 1431, 1454
Olivieri Gustavo 1145
Omarini Julieta 1381
Oms Oriol 123
Oncken Onno 1298
Oñate Camila 416
Opazo Enrique 254, 360
Orellana Catalina 1378
Orellana Felipe 23, 122, 938
Orellana Héctor Hernán 257
Orihashi Yuji 967, 969
Oriolo Sebastián 930, 931
Ormachea Mauricio 594
Orozco Castillo Carlos Rogelio 526
Orozco Gabriel 1195

ÍNDICE DE AUTORES

Orrego Cristian 767
Orrego Rodrigo 1391
Ortega Carlos 899
Ortega Cristina 708, 713, 1457
Ortega Francisco 1284
Ortega Guillermo 59, 653
Ortega Obregón Carlos 798
Ortega Roxana 361, 363, 451
Ortega Verdugo Sebastián 1386, 1392
Ortega-Culaciati Francisco 527, 979
Ortiz Erlinda 295
Ortiz Erlinda Del Valle 294, 296, 323, 324, 325
Ortiz Julian 1467
Ortiz Miguel 875
Ortlieb Luc 713
Orts Dario 1146, 1206
Orts Dario Leandro 1155
Osorio Jorge 817
Osse Marley 23
Osses Gino 990, 991
Osullivan John 408
Otaegui Á lvaro 186
Otamendi Juan 835
Otamendi Juan Enrique 867
Otarola Cristian 357, 1254, 1255, 1260
Otero Joaquim 682, 1115
Otero Joaquín 1320
Otero Sofía 43, 404, 414
Otero Sofía Inés 187
Ovalle C 354
Ovalle Carlos 620
Ovalle José Tomás 452
Oviedo Jorge 294, 318
Oviedo Jorge Alberto 325
Oviedo Niz Pablo Mathias 318
Oyanadel-Urbina Pablo 1378
Oyarce Belen Ignacia 143
Oyarzo Claudio 355
Oyarzún A 1016
Oyarzun Andrés 1018
Oyarzún Andrés Sebastián 1009
Oyarzún José Luis 1358
Oyarzun Nicolas 512
Oyarzún Nicolás Daniel 508
Oyarzun Poldie 142, 375, 630, 1414
Oyhantçabal Pedro 930

P

P. Bento Joaquim 780, 793
P. Estay Nicolás Andrés 417, 509
Pablo Iribarren 770
Padrón-Navarta José Alberto 933
Páez Gerardo 504, 817
Pai Alarcón Ian Nain 53
Pairoa Sebastian 1133, 1310
Palacio Camila Francisca 1377
Palape Camilo 69, 824, 922, 929, 932
Palma Gisella 907
Palma Gisella Francisca 453
Palma Jose 268
Palma Jose L. 269, 1089
Palma José Luis 258, 1046, 1047, 1053, 1054, 1055, 1067, 1081, 1082, 1083
Palma Xaviera 375
Pankhurst R. 830, 868
Pankhurst Robert 824, 849
Pantoja Silvio 713, 1296
Parada Miguel A. 425
Parada Miguel Ángel 485, 882, 883
Parada Rodrigo 56
Parada-Toledo Josefa 790
Paredes Pablo 768
Paredes Pablo 768
Paredes-Mariño Joali 1086
Paris Leal Laura Cecilia 221, 252, 949
Paris Sarah 1218
Parra Daniela 20
Parra Jorge 60
Partarrieu Diego 144, 169, 1378
Pasten Cesar 353, 357, 618, 1251, 1254
Pastén-Araya Francisco 1251, 1268
Pastore Silvio 757
Patzschke Max 971, 1436
Paula Castillo 844
Pavez Carolina Ester 821
Pavéz Jennifer 1457
Pavez Maximiliano 529
Payacan Italo 562, 806, 883
Payacán Italo Joaquín 883, 884
Paz De Mattos Julio Cezar 1479
Pazos Pablo José 1165
Peach Denis 655
Pearce Rebecca 514
Pechuan Stéfanie 1010
Pedreros Gabriela 1068, 1087, 1088
Pellicciotti Francesca 753
Peltier Carly 714
Penna Ivanna 1243
Peña Carolina 1014, 1018
Peña Fernando 730
Peña Francisca 158
Peña Matías 1110, 1133, 1231, 1239
Peña Matias Alberto 1137, 1269
Peña-Cortés Fernando 729
Perales Constanza 1088
Peralta Christopher 349
Pereira Cortés Nelson 759, 1338
Pereira Nelson 754, 1374
Perez A lvaro E. 378
Pérez Alvaro 1362
Perez Barria Leonardo 170
Perez Clemente 752

ÍNDICE DE AUTORES

Perez De Arce Carlos 864
Perez Frasette Maximiliano 1098
Pérez Gustavo 979
Pérez Leonardo 1369
Pérez Luna 186, 584
Peréz Nicolás 414, 556
Pérez Ofelia 900
Perez Pamela 43
Perez Perez Alvaro 73, 76
Pérez Rodrigo 20, 44, 145, 146, 173, 1459
Pérez Sebastian 147
Perez Tello Sonia 229
Pérez-Arvizu Ofelia 899
Perez-Flores Pamela 505, 510, 518, 1004, 1007
Pérez-Moreno Rodrigo 511
Peric Danisa 47
Pering Thomas 974, 982
Pering Tom 958
Permuy Vidal Conrado 817
Perroud Sebastian 156, 1434
Persico Mario 1243, 1300, 1311
Perton Mathieu 946
Perugini Diego 1086
Pesenti Hector 945
Petley Dave 1300
Petley David 1243
Petley David N. 263, 264
Petrik Attila 559
Philippi Nicolás 1029
Piel Vicente 1245
Piernas Eduardo 646
Pierre-Henri Blard 430
Pilarczyk Jessica 1280
Pineda Camila Andrea 492
Pineda Veronica 546
Pinilla Diana 1299
Pino Catalina 758
Pino Catalina Antonieta 764
Pino Mario 1435
Pino Rivas Catalina 764
Pinochet Katherine 200, 201, 330, 731
Pinotti Lucio 832
Pinto Carlos 997, 1059
Pinto Gabriel 45, 48, 1424, 1436, 1440
Pinto Jesús A. 378
Pinto L. 46, 259
Pinto Luisa 20, 41, 47, 145, 146, 177, 193, 207, 584, 672, 691, 728, 1099, 1100, 1125, 1129, 1308, 1378, 1459
Piña Valdes Jesus 1248
Piñero-Feliciangeli Laura Teresa 358
Piquer José 502, 508, 1002
Piquer José Meulén 512
Pizarro Felipe Andres 150
Pizarro Héctor 454, 468, 723
Pizarro Marcela 393, 422, 493
Pizarro Samuel 659
Placencia Marín Giselle 418
Plaza Sebastian 555
Plissart Gaëlle 821, 926, 933
Poblete Anderson Nicolas 585
Poblete Fernando 236, 715, 1137, 1203, 1218, 1231, 1239
Pohl Nelida 187
Polacci Margherita 1089
Polanco Edmundo 79, 80, 901, 902
Polanco Tsvetayeva 342
Poma Stella 854
Pontarelli Stefano 788
Ponte-Neto Cosme 533
Porras Hernan 1178
Portner D. 1091
Potin Bernard 1251
Potin Bertrand 1171, 1268
Pousse Lea 1281
Pozo Ignacio 359
Prado Francisco 23
Prado-Ahumada Benjamín 790
Presa Jimena 1056
Prieto German 1270
Pritchard Matthew 1070
Prudencio Janire 1078
Puigdomenech Carla 1155
Puigdomenech Carla Gimena 1138
Pulgar Sebastian 1337
Putlitz Benita 878

Q

Quercia María Paz 417
Quezada Andrés 1339, 1343
Quezada Jorge 683
Quezada Jorge Andres 1198
Quezada Paulo 99, 153, 824, 849
Quezada Salvador 765
Quiero Felipe 561, 1261
Quijada Jhonatan 35, 997, 1059
Quilaleo Rocío 1116, 1139, 1140, 1167
Quintana Camila 188
Quintana Karin 889
Quintana Karin Alejandra 1480
Quinteros Javier 1173
Quinzacara Kevin 48, 87, 1139, 1140
Quinzio-Sinn Luis A. 1367
Quiroga Ignacio 401
Quiroga Rodrigo 156, 1141
Quiroga Rodrigo Adolfo 1142
Quiroz Cristóbal 577
Quiroz David 153, 164, 194, 196, 237, 241, 249, 260, 262, 1166
Quiroz Marco 285, 340
Quiroz P. David 816
Quispe Jannette 1157

ÍNDICE DE AUTORES

R

R. Da Rocha Alexandre Magno 812
Rabbia Osvaldo 369, 439, 458, 1105
Rabbia Osvaldo M. 440
Rabbia Osvaldo Miguel 811
Raissig Annik 211
Ramacciotti C 868
Ramírez Adán 901
Ramírez A 903
Ramirez Adan 894, 896
Ramirez Carla 257, 408
Ramirez Cristian 864
Ramirez Cristian 865, 950, 993, 1336
Ramírez De Arellano Cristobal 878, 917, 1143, 1204, 1208, 1218, 1241
Ramirez Elisa 810, 938, 1015, 1416
Ramirez Ernesto 657
Ramírez Francisco Javier 634
Ramirez Gabriela 55
Ramírez Marcelo Ernesto 609
Ramírez María Catalina 683
Ramírez Pablo 193, 199
Ramirez Paola 297, 320, 557
Ramirez Paola Alejandra 326, 329
Ramírez-Tapia Gabriela 790
Ramos Alejandro 60
Ramos Héctor Helmunt 684
Ramos Klein Héctor 684
Ramos Leon Paula 124
Ramos M.E. 1210
Ramos Miguel E. 845
Ramos Miguel Esteban 845
Ramos V 81
Ramos Victor Alberto 1219, 1381, 1382
Rangel Nelson Guillermo 345, 346
Rapela C 830
Rapela Carlos 824, 849
Rapela Carlos W. 868
Rauld Rodrigo 200, 207, 330, 331, 731
Rauld Rodrigo Andrés 201, 332
Rebolledo Lemus Sofiia 1309
Rebolledo Lorena 703, 720
Rebolledo Sofia 212
Rebolledo Sofia 610, 1171
Recio C. 830
Reckziegel Florencia 1051
Regard Vincent 482, 670, 694, 699, 1281
Reginato Gabino 789
Reich Martin 372, 379, 385, 394, 401, 408, 412, 413, 420, 421, 428, 452, 453, 455, 479, 481, 506, 511, 518, 572, 852, 888, 907
Reid Brian 698
Reinoso Felipe 1130, 1144, 1147
Remolar Raquel 306
Remonsellez Fuentes Francisco 1418
Remy Dominique 1008
Renda Emiliano 1138
Renzulli Alberto 409, 410, 422
Retamal Valentín Diego 766
Reveillet Marion 753, 767, 771
Reyes Benavides Angelica Anastasia 635
Reyes Felipe 1048, 1124, 1176
Reyes Javier 1025, 1026, 1030, 1031, 1034
Reyes Maria Paz 965, 980
Reyes Robinson 1376
Reyes Román Arturo 558
Reyes Tomás 934
Reynaldo Charrier 1109
Reynhout Scott 669, 718
Reynhout Scott Andrew 716
Rhodes J. 259
Ribeiro Filho Nelson 530, 533, 538
Richards Juan Carlos 331
Riede M 1016
Rietbrock Andreas 1174
Rietbrok Andreas 1265
Riffo Ricardo 1323
Rios Juan 459
Ríos Juan Cristóbal 904
Ripepe Maurizio 1005
Riquelme Byron 621, 636
Riquelme Byron Andre 636
Riquelme Fabian 156
Riquelme J 21
Riquelme Marcia 1346
Riquelme Muñoz 680
Riquelme Rodrigo 32, 438, 454, 482, 692, 694, 706, 723, 1132
Riquelme Sebastian 286
Riquelme Soledad 23
Ritter Oliver 1250
Rivadeneira Marcelo 1378
Rivano Sergio 50
Rivas Alfredo Antonio 1049
Rivas Hermann 1393
Rivera Ai Ling 717
Rivera Andres 738, 739, 768, 769, 777, 1337
Rivera Efrain 1022
Rivera Efraín 1268, 1270
Rivera Germain 408, 412
Rivera German 410
Rivera Grisel 208
Rivera Grisel Ivonne 202
Rivera Huber A. 1220
Rivera Javier 572
Rivera Luis 1284
Rivera Marco Antonio 885
Rivera Orlando 498
Rivero Alessandra Isabella 780
Riveros María José 687
Riveros Nicole 692
Riveros-Cortez Alessandra 790
Riveros-Jensen Karl 456, 457, 1465
Robayo Cecilia 192

ÍNDICE DE AUTORES

Robbiano Franco 488
Robbiano Franco Matías 494
Roberts Malcolm 888
Robidoux Philippe 981
Robledo Francisca 1116, 1139, 1140, 1167
Robles-Zamora Génesis 790
Rocha Emilio 1145
Rochette Pierre 1428
Rodrigo Cristian 781, 784, 785, 786, 788, 1029, 1282
Rodrigo Cristóbal 786
Rodrigo González 963
Rodrigo Luca 630
Rodrigo Riquelme 429, 430, 472
Rodrigues Da Silva Rogerio 1347
Rodríguez Carlos Ignacio 585
Rodríguez Carmen 799, 832, 843, 886
Rodríguez Constanza 1417
Rodríguez Delia 625
Rodriguez Diego 1198
Rodriguez E. 1091
Rodriguez E. A. 1350
Rodriguez Esteban A. 1367
Rodríguez Font Carlos 203, 586
Rodriguez Gustavo 323, 325
Rodriguez Ines 880
Rodriguez Ines 959, 1050
Rodríguez Inés María 131
Rodríguez María Delia 49
Rodríguez María Pía 691, 1115
Rodríguez Natalia 799, 843, 847, 869, 951, 1113
Rodriguez Oroz Delia 143
Rodríguez Paulina 331, 731
Rodriguez-Mustafa Maria Alejandra 452
Rodriguez-Oroz Delia 561
Rodriguez-Vidal Joaquín 1292
Roecker Steven 1174, 1194
Rohrbach Lukas 211
Rojas Camilo 913
Rojas Del Castillo Macarena 870, 1101
Rojas Diego 457
Rojas Felipe 958, 982
Rojas Francisco 590
Rojas Hector 549
Rojas Innocenti Andrés 419
Rojas Juan 48
Rojas Lisandro 407
Rojas Maisa 47, 707, 713, 716
Rojas Manuel 582
Rojas Manuel Andrés 724, 1095, 1351
Rojas Octavio Enrique 347
Rojas Paula 481, 919
Rojas V. Julio 1482
Rojas Vera Emilio Agustin 1145
Rojas-Churkovic Iván 1441
Rojo Diego 1204, 1208
Rojo Diego Andres 1221, 1224
Rojo Patricio 1431
Román Esteban 611
Roman Helena 176
Román Nelson 420, 907
Romans Brian 1158
Romans Brian W. 1333
Romero Jorge 40, 1081
Romero Jorge E. 1051
Romero Jorge Eduardo 1052, 1089
Romero Rurik 453, 852, 895, 907
Romero-González Fabiola 790
Ronda Gonzalo 1202
Rondanelli Roberto 1411
Roperch Pierrick 715, 1110, 1137, 1218
Roquer Tomas 402, 509, 513, 521, 646, 648
Rosales Felmer Mauricio 483
Rosales Mauricio 477, 478
Rosales Valentina 650
Ross Sergio 79
Rossel Pablo 855, 858, 871, 872, 873, 1162, 1163, 1170
Rosselot Eduardo 1098
Rosselot Eduardo Agustín 1146
Roszjár Julia 1442
Rousse Sonia 454, 723
Rovira Adriano 164
Rowland Julie 523
Roy Sandrine 1205, 1227, 1233
Rubilar Alfonso 1166
Rubio Francisca 26
Rubio-Ordóñez A lvaro 922
Rudloff Rocio 1276
Ruiz Bárbara 157
Ruiz Gonzalez Victor 1155
Ruiz Javier 1284
Ruiz Sergio 357, 1022, 1251, 1252, 1254, 1255, 1260, 1264, 1267, 1268, 1269, 1270, 1271, 1272, 1296, 1317
Ruprecht Philipp 458
Rutllant José A. 713
Ruz Javiera 517, 1017

S

Saavedra C. 46
Saavedra Claudio 44, 691, 1308
Saavedra Gabriela 618
Saavedra Marcela Eliana 1442, 1446, 1450
Sabaj Romina 610
Sáez Doris 177
Saez E 354
Saez Esteban 353
Saez Miguel Antonio 1272
Sagredo Esteban 716
Sagredo Esteban A. 714, 718
Sagripanti Guillermo Luis 1314
Sagripanti Lucia 1114, 1115, 1118, 1120, 1320
Said Angela 41
Salamanca Marco 703

ÍNDICE DE AUTORES

Salas D. 442
Salas Pablo 439, 677, 1038
Salas Pablo Antonio 458
Salas-Olivares Raul A. 389
Salazar Christian 1159, 1383, 1385, 1386, 1390, 1391, 1392, 1393, 1396, 1397, 1398, 1399, 1401, 1403
Salazar Diego 339, 1296
Salazar Esteban 866, 875, 1239
Salazar Esteban Fidel 1168, 1231
Salazar Javiera 79, 896
Salazar Javiera Soledad 908
Salazar Luis Guillermo 224
Salazar Pablo 283, 350, 542, 974, 1251, 1268
Salazar Pérez Esteban 831
Saldías M 1481
Salgado Juan Carlos 649
Salinas Carlos 1147
Salinas P 191
Salomón José 1251
Salvat Daniela 873
Salze Meline 1212, 1238
Samaniego Pablo 885
Samperton Kyle 909
San Juan Marion 780
San Martin Juan 997, 1059
San Martín Víctor 811
Sánchez Alejandro 50, 103, 158, 1220
Sánchez De La Muela Almudena 514, 517
Sánchez Gonzalo 349
Sanchez Jesus 407
Sanchez Katherine 612
Sanchez-Alfaro Pablo 408, 497, 510, 511, 518, 523
Sandoval Francisca 1300, 1310
Sandoval Francisca Belén 1312
Sandoval Fritz Elizabeth 1453
Sanhueza Jorge 537, 653
Sanhueza Vilma 1413
Santana Francisca 131
Santibañez Isabel 351, 620, 649, 1304
Santos Felipe Andrés 162
Santos-Martínez Jennifer 922
Sanzana Daniela 52
Suárez Rodrigo 1224
Sapiains Pía 1458
Sara Elgueta 1305
Sarah Leray 645
Sarmiento Álvaro 542
Sarricolea Pablo 751
Sato Kei 851
Savio Marcelo 323
Savio Marcelo Ernesto 324, 325
Schachter Paulina 609
Schaefer Joerg 716
Schaefer Joerg M. 714, 718
Schaefer Marius 210, 740, 770
Schaen Allen 909
Schaffer Nicole 753, 767, 771
Schauss Anne 211
Scheihing Konstantin W. 647, 658
Scheiler Samuel 892
Scheinost Alexander 459, 983, 990, 991
Scheiter Matthias 770
Scheller Samuel 800, 893, 1424, 1458
Scheu Bettina 1086
Scheuner Thomas 211, 266
Schiavi Federica 485
Schill Eva 529
Schilling Danyau Manuel 171
Schilling Manuel 123, 125, 132, 137, 144, 162, 163, 164, 169, 385, 797
Schipper Ian 1087
Schmidlin Diego Ricardo 591
Schoene Blair 909
Schorr Jaime 415
Schultz Peter 1434
Schulz Bernhard 930, 931
Schurr Bernd 1253
Schwarse Hermann 276
Schwartz Roseanne 714
Schwarze Hermann Erick 286
Scientific Team Sfb 1211 671
Sebastián Riquelme 284
Sebastien Carretier 429, 430, 472
Segovia Maria Jose 1273
Seguel José 613
Seguel Mario 1304
Seguel Maximiliano 44
Seguel S. José 614
Selles Daniel 673, 984, 1030
Sena Santos Renata 538
Sepúlveda Fernando A. 874
Sepúlveda Sergio 236
Sepúlveda Violchen 241
Sepúlveda A. Daniel 614
Sepúlveda Felipe 1027
Sepulveda Felipe Esteban 593
Sepulveda Fernando 839, 1339, 1343
Sepúlveda Fernando A. 1354
Sepúlveda Godoy Yuri 1400
Sepúlveda Ignacio 277, 338
Sepulveda Jose 964, 972, 985
Sepulveda Jose Pablo 980
Sepulveda Josefa 402, 513, 646, 648
Sepúlveda María Paz 617
Sepúlveda Marianela 951
Sepúlveda Natalia 24, 254
Sepúlveda Natalia Sofía 261, 360
Sepúlveda Pamela 460, 1276
Sepúlveda S.A. 259
Sepúlveda Sergio 213, 240, 266, 618, 1243, 1300
Sepúlveda Sergio A. 263, 264
Sepulveda Tomas 1313

ÍNDICE DE AUTORES

Sepulveda Violchen 26, 194, 237, 249, 262, 333
Serey Alejandra 192, 263, 264
Serra Ignacio 545, 546, 553, 564
Serra Malvina 300, 334, 335
Shaul Hurwitz 413
Shaw Thomas 735, 737
Sheppard Paul 1042
Shrivastava Mahesh 283, 1256
Shrivastava Mahesh N. 1274
Siani Giuseppe 711
Siebel Wolfgang 807
Siegel Cristián Eduardo 1246
Siegesmund Siegfried 930
Sielfeld Gerd 43, 501, 514, 1017, 1075
Sielfeld Gerd Gustav 519, 520
Sierra Sebastian 986
Silva Carolina 188
Silva Cruces Paula 679
Silva G. 46
Silva Gonzalo 1148
Silva Juan Daniel 380, 461
Silva Nieto Diego 1155
Simon Adam 453, 455
Simon Adam C. 452, 481
Simonetti Renato 1456, 1457
Singer Brad 894, 896, 909
Singh Yogendra 1247
Sippl Christian 1253, 1266, 1295
Slagter Silvina 413, 421
Smith Andy 769
Sobolev Stephan 1173
Socquet Anne 1248, 1287
Sohn Martin 1433
Solari Luigi 899, 900
Solari Marcelo 1153
Soleman Karyme 40, 1374, 1379
Somma Renato 401
Sommer Carlos 1058, 1064, 1065
Somoza Rubén 1138, 1155
Sonnenthal Eric 487
Soteres Rodrigo León 718
Soto Camila 499, 599, 600, 601, 619
Soto Chabely 23, 943
Soto Ivan 893
Soto J 1481
Soto Marcelo 1459
Soto Mauricio 1365
Soto V 354
Soto-Huenchuman Paula 1401
Sotomayor Benjamin 727
Spagnotto Silvana 500, 1005
Spagnotto Silvana L 1201
Spica Zack 946
Spikings Richard 1203
Spiske Michaela 274
Sprohnle M Cristian 486
Sruoga Patricia 1045
Stalder Nadja 1238
Stange Fredy 381
Stanton Yonge Ashley 1017
Steenken Andre 840
Steffen Will 225
Stephanie Brichau 430, 472
Stephanie Duchene 429, 472
Stern Charles R 954
Sterren Andrea F. 1405, 1407
Sterren Andrea Fabiana 1404
Stevens Andrea 1204
Stevens Goddard Andrea 1232
Stevens Goddard Andrea L 1208
Stinnesbeck Wolfgang 1393, 1396, 1397, 1398, 1399
Stipetic-Velasco Simón 790
Stojic Aleksandra 1433
Stotz Ingo 1092, 1182, 1190
Strecker Manfred 1287, 1291
Struck J. 1240
Suárez Manuel 82, 827, 828, 1169
Suárez Marco 79, 896, 901, 910
Suárez Marco Antonio 910
Suarez Mario E. 1383
Suarez R.J. 1210
Suárez Rodrigo Javier 1233, 1237
Suazo Hector 889, 911
Sue C. 1210, 1211
Sue Christian 1212, 1227, 1233, 1237, 1238
Sugioka Hiroko 1272
Suriano Julieta 500, 1118, 1152, 1192
Swanson Frederick 1052
Szentivanyi Juliana 1056

T

Tagle Roald 800, 892, 893, 1424, 1458
Taiba V. Williams 1482
Taillant Dino 757
Tapia Claudio 791
Tapia Fabian 488
Tapia Fabián Eduardo 495
Tapia Felipe 1109, 1118, 1231, 1239
Tapia Javiera 461
Tapia Joseline 188, 207, 577, 594
Tapia Luis 724
Tapia Miguel 110, 116, 119, 147, 150, 463, 567
Tapia Rodríguez Fabián 495
Tardani Daniele 511
Tascon Gabriela 165
Tassara A 1016, 1481
Tassara Andrés 166, 505, 678, 996, 998, 1004, 1006, 1008, 1009, 1014, 1018, 1060, 1092, 1105, 1182, 1183, 1190, 1195, 1244, 1261, 1263, 1294, 1302, 1466, 1474
Tassara Oddo Andres 1007
Tassara Santiago 385, 797
Tassi Franco 972, 1056

ÍNDICE DE AUTORES

Taucare Matias 402, 521, 595, 640
Taucare Matías 595
Taupin Jean-Denis 662
Taussi Marco 409, 410, 422
Tebes Cinthya 1417
Terrizzano C. 1240
Tetzner Dieter 743, 772
Theye Thomas 917, 1241
Thomas Bissig 429, 430
Thompson John F.h. 386
Thouret Jean-Claude 885
Tinivella Umberta 780, 792, 793
Tirado Noemi 594
Tobal J. 1210, 1211, 1240
Todde Andrea 1035
Todorovic Dusan 137
Toledo Gutierrez Carlos Alberto 209
Toledo Nicolas 561
Toledo Patricio 380, 461, 611, 1246
Toledo Valentina 387
Tolorza Violeta 188, 727
Toloza Pamela 987
Toloza Virginia 51, 52, 216, 1039, 1040, 1043, 1045, 1072
Tomlinson A 1121
Tomlinson Andrew 1138, 1471
Tondreau Jasson 44
Topp Roberto 462, 856
Toro Jimmy 1478
Toro Karin 163
Torre González Daniel 1331
Torres Alberto 431
Torres Alvaro 919
Torres Carla 1368
Torres Chavarría Jazmin 679
Torres Dorneles Nilson 812
Torres Esteban 1268
Torres Fabián 951
Torres Fernanda 1204, 1241
Torres Hernán 1053
Torres María Constanza 938
Torres Rogelio 423
Torres Teresa 1376
Tosoni Damián 556
Townley Brian 436, 450, 462, 489, 545, 553, 554, 555, 564, 579, 621, 623, 636, 856, 1467
Travella Luciano 208
Travella Luciano Lorenzo 53
Trehu Anne 1265
Treskow Vanessa 595
Trinelli Maria Alcira 1056
Trombotto Liaudat Dario 757
Troncoso Laura Bono 226
Troncoso Rosa 164, 366, 638, 641, 659
Trumbull Robert B. 807
Tunik Maisa 1156, 1381
Tuohy César 48

U

Ugalde Felipe 773
Ugalde Pablo I. 718
Ugalde Raúl 1346
Ugalde Raúl Agustín 1357, 1358
Ulloa Belen 1454
Ulloa Christopher 742, 744, 748, 749, 754
Ulloa Christopher Leonardo 774
Ulloa Correa Christopher 759
Ulloa Cristopher 1465
Ulloa Jose Felipe 1096
Ulloa Miriela 169
Ureta Gabriel 972, 987, 988, 989, 990, 991
Ureta Gabriel Esteban 988
Ureta Sebastián 584
Uribe Jose Andres 769, 777
Urqueta Harry 543
Urresty Constanza 201, 330
Urrutia Alejandro 275, 281
Urrutia Paulo 424
Urrutia-Barceló Paulo 166

V

Valdenegro Pablo 414, 417, 425
Valdenegro Pablo Esteban 425
Valderrama Oscar 39, 997, 1059
Valdés A. 596
Valdes Ana 557
Valdes Duran Ana Veronica 167
Valdés-Veláquez Verónica 790
Valdivia Dominique 1305, 1359
Valencia Fabián 692
Valencia Victor 453, 1323
Valenzuela Agustín 597
Valenzuela David 167
Valenzuela Jordan 1268
Valenzuela Matias 463
Valenzuela Millarca 168, 169, 184, 207, 484, 1419, 1420, 1424, 1428, 1429, 1431, 1432, 1434, 1454, 1455
Valenzuela Raimundo 47
Valenzuela Rodrigo 540
Valeria Adrian Francisco 913
Valiente Pablo 499
Valois Rémi 544, 771
Van Daele Maarten 698, 1297
Van Ginneken Matthias 1428
Van Hinsbergen Douwe 715
Van Treek Victoria 23
Vandoorne Willem 698
Váquez Paulina 1117
Varas Laura 1343
Varela Maria Eugenia 1442, 1446, 1450
Varela Patricia 192
Vargas Easton Gabriel 229, 1309
Vargas Erick 1365

ÍNDICE DE AUTORES

Vargas Gabriel 212, 339, 362, 708, 709, 713, 1133, 1171, 1286, 1296, 1317
Vargas Pabón Rubén Mauricio 539
Vargas Sofia 54, 414, 426
Vargas-Cordero Ivan 299, 779, 780, 790, 793
Vargas-Cordero Ivan De La Cruz 792
Vásquez Illanes Paulina 831
Vasquez Paulina 839, 866, 1160, 1339, 1343, 1354
Vásquez Paulina Soledad 874
Vasquez Scarlett 731
Vassallo Riccardo 1205, 1227
Vega Espinoza Edwards Enrique 208
Vega Rodrigo Manuel 1297
Véjar Tamara 618
Velandia Juliana 1041
Velásquez Aníbal Ignacio 1362
Velasquez Gabriela 1056
Velasquez Ricardo 859, 863, 875, 1112, 1193
Velazquez Gonzalo 702
Velazquez Marizu 887
Vélez María Laura 1056
Veliz Felipe 40, 522
Véliz Javiera 495
Véliz Walter 456
Veloso Eugenio 400, 422, 456
Veloso Nilo Marcelo Rodrigo 604
Veloso Olga 911
Venegas Carlos 96, 1409, 1462
Venegas Carlos Patricio 1153
Venegas Gerson 87
Venegas Ricardo 380, 461
Vennari Veronica 1382
Ventura Guido 1078
Vera Cristian 1154
Vera Emilio 352, 789, 1175, 1187, 1191, 1265
Vera F. 442
Vera Franco 55, 1051, 1054, 1055, 1089
Verdecchia S 868
Verdecchia Sebastian 929
Verdejo Nicole Andrea 170
Verdugo Juan José 479
Vergara Alvaro 992
Vergara Claudio 56
Vergara Paulina 59, 653
Verges Alejandro 249, 265
Vervoort Jeff 453
Vicencio Mariela 657
Vicencio Vladimir 20, 41, 47, 145, 146, 173
Vicencio Vladimir Enrique 1459
Victor Parro 1417
Victor Pia 1298
Vidal Ariel 408
Vidal Iván Enrique 467
Vidal Miguel 997, 1059
Videla Delaigue Anael 1418
Vieira Fábio 370
Vigide Nicolas 939, 1019
Viguier Benoît 418, 662
Vilches Liz 781, 786
Vildoso Francisca 824
Villa Victor 864, 865, 950, 993, 1336
Villablanca-Yakcich María 790
Villacorta Chambi Sandra Paula 209
Villacorta Sandra 230
Villafaña Jaime A. 1378
Villagrán Cristóbal Alfredo 171
Villagran Mauricio 341
Villalba Diego 1314
Villalba Ricardo 702
Villalobos Angelo Alexander 1317
Villar Sebastian 1115
Villar Vásquez Sebastian 684
Villar-Munoz Lucia 780, 792, 793
Villarroel Daniela 1402
Villarroel Javiera 1268
Villarroel Matias 1097, 1129
Villaseca Francisco 1467
Villaseñor Tania 184, 188, 728
Villavicencio Ana Cristina 172
Villegas Guillermo 332
Villegas Luis 1175, 1191
Villela Bruno 306
Villela Bruno Franco 231
Villela Daniela 435
Villela Daniela Carolina 388
Vincent Regard 430
Vivallo Waldo 363, 366
Vivallos Jorge 1471
Vivanco Sergio 145, 173, 1459
Vollmer Q. Marcela 266
Volpi Gianni 412
Vuille Mathias 702

W

Wainstein Pablo 734
Wall Renate 1471
Wallis Irene 523
Walshaw Richard 881
Wang Xin-shui 468
Watt Sebastian 1052
Weber Iris 1433
Weber Klaus 1159
Weller Derek J 954
Wemmer Klaus 930
Wesson Rob 1279, 1280
West A. 1435
Widzyk-Capehart Eleonora 612
Wilke Hans-G. 31, 543, 897, 1368, 1382, 1384, 1482
Wilke Hans-Gerhard 1376, 1400, 1402
Wilkes Thomas 958, 974, 982
Wilson Gary 791
Winckler Patricio 277, 278, 285, 287, 298, 338, 341

ÍNDICE DE AUTORES

Winocur Diego 1118, 1129
Wolbach W.S. 1435
Wong Liey-Si Eugenia 469
Wong Mariana 488, 496
Wrage Jackie 511
Wurl Jobst 722

Y

Yagi Yuji 215
Yagupsky D. 1209
Yagupsky Daniel 1173
Yanez Jorge 887
Yáñez Eduardo 771
Yáñez G 354
Yañez Gonzalo 351, 397, 425, 498, 509, 537, 542, 556, 640, 649, 653, 662, 974, 1305, 1359, 1478
Yáñez Luis 901, 913
Yáñez Vicente 1018, 1261, 1474
Yasuda Atsushi 969
Yerko González 1262
Yesares Lola 624
Yiries Jazmin 1056, 1080
Yogeshwar Pritam 411
Yuan-Bustos Maylee 790
Yung Camila Javiera Nicole 829

Z

Zaffarana Claudia Beatriz 1155
Zambra Cristopher 278
Zambrano Patricio 1154, 1162, 1170, 1351, 1372, 1380
Zamora Natalia 283, 290, 1289, 1299
Zamora Rodrigo 768, 769, 777
Zamorano Makarena 303
Zandt G. 1091
Zanetta Nicolas 257
Zapata Camila 839
Zapata Carolina 23, 52, 55
Zavala Valeria 693, 694
Zech R. 1240
Zegers Gerardo 243, 267
Zentilli Marcos 389
Zia Steven Kahou 429, 472
Zimmer Martin 971
Zimmermann Udo 796
Zuluaga Jose 897
Zuñiga Armijo Felipe 957
Zúñiga Francisco Ignacio 1403

XV CONGRESO GEOLÓGICO CHILENO 2018

UNIVERSIDAD DE CONCEPCIÓN · CHILE



4ID
Congress | Agency | Web Solutions