

VIII ENCUENTRO NACIONAL DE ESTUDIANTES DE GEOLOGÍA

6-10 Noviembre 2017 Copiapó, Chile

CONTRIBUCIONES CIENTÍFICAS

Comité organizador del evento

BADITH MUÑOZ FRANCO, Presidente

ADOLFO MUÑOZ VALDEBENITO, Secretario general

EDGARDO HINOJOSA MEZA, Tesorero

FELIPE FUENZALIDA ROJO, Alojamiento

JORGE ROMERO MOYANO, Comité científico

FELIPE VÉLIZ RIVAS, Terrenos

SEBASTIÁN GARCÍA ARROYO, Página web

GRISEL RIVERA, Comunicaciones

MARCELO GIL VICENCIO, Entretenimiento

MAXIMILIANO FORCH, Deportes

JAVIERA FERNÁNDEZ, Logística charlas

FRANCISCA GALILEA LASTRA, Inscripciones

JEAN KARLA ZAMBRANA, Suvenir

JONATHAN PEREZ, Alimentación

Comité editorial

DR. MANUEL ABAD, Geomorfología y Sedimentología, Universidad de Atacama

DRA. TATIANA IZQUIERDO, Geología Ambiental e Hidrogeología, Universidad de Atacama

DR. KARL RIVEROS, Metalogénesis, Universidad de Atacama

DR. JUAN DÍAZ-ALVARADO, Geoquímica y Petrogénesis, Universidad de Atacama

DR. ENRIQUE BERNARDEZ, Paleontología y Estratigrafía, Universidad de Atacama

DR. WOLFGANG GRIEM, Tectónica y Mineralogía, Universidad de Atacama

DR. M. AYAZ ALAM, Volcanología, Geotermia e Hidrogeología, Universidad de Atacama

DR. GONZÁLO GALAZ, Petrografía Metamórfica y Tectónica, Universidad de Atacama

Editores invitados

DR. LUIS LARA, Volcanología, Sernageomin

MSC. JORGE BUSTILLOS, Volcanología, Universidad Central de Ecuador

MSC. LILIANA TRONCOSO, Peligros Geológicos, Universidad Central de Ecuador



Auspicia

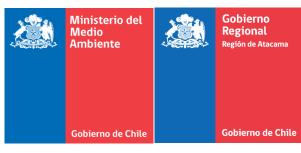
















Universidades invitadas



PROLOGO

El Encuentro Nacional de Estudiantes de Geología (ENEGeol) es una iniciativa social, creada y conducida por estudiantes de pregrado, bajo el alero de la Coordinadora Nacional de Estudiantes de Geología (CONACEG) y con el apoyo de las diversas casas de educación superior que imparten la carrera en el país. Se posiciona como una instancia de reunión para todo el alumnado de las carreras de Geología en Chile, que incentiva la interacción entre pares, el intercambio conocimientos científicos, la construcción de plataformas de trabajo, la discusión del rol de las Geociencias en la sociedad del futuro y también la discusión de problemáticas específicas y transversales que afectan a los estudiantes en el país.

La VIII entrega de esta noble reunión tiene como sede oficial la Región de Atacama, siendo conducida por los estudiantes de la Carrera de Geología Universidad de Atacama, casa de estudios que además celebra su décimo aniversario de fundación de la carrera. Instalado en el margen más austral del desierto más árido del mundo, la geología, los contrastes y bellezas cautivantes de Atacama reciben a los más de 400 participantes con fraternidad, alegría y orgullo. Esta instancia además, resalta cuán fundamental es la interacción Geociencias-sociedad, en el contexto de una Región fuertemente azotada por los más grandes aluviones de los últimos 20 años en el Norte de Chile (Marzo 2015 y Mayo 2017).

La presente versión ENEGeol 2017 es el resultado del trabajo incesante y desinteresado de un gran número de alumnos, profesores, autoridades e instituciones. Con ello, en este Libro de Contribuciones se presentan 30 investigaciones inéditas, que se suman a las 32 conferencias ofrecidas por alumnos e investigadores, 4 cursos especializados y 9 visitas a terreno al interior de la Región.

Esperamos que los recuerdos de este encuentro perduren a través del tiempo geológico.

Comité organizador del evento

CONTENIDOS

Presentaciones invitadas

Andrés Folguera , Guido Gianni, Cesar Navarrete, Andrés Echaurren, Lucas Fennell, Darío Orts, Lucía Fernández Paz, Sofía lannelli, Vanesa Litvak y Alfonso Encinas Construcción de los Andes Patagónicos desde el Jurásico medio hasta el presente	8
Brent Alloway The recognition, correlation and characterization of tephra subjected to intense post-depositional weathering & disturbance in temperate- to tropical-climate environments: A case study from the wet, hyper-humid environment of northwestern Patagonia	12
Brent Alloway No small feet: Tracing the footsteps of Southeast Asia's earliest hominins using tephrochronology.	13
Reynaldo Charrier La carrera de Geología. Situación actual y temas pendientes	14
Eduardo Campos Aplicaciones de inclusiones fluidas en metalogénesis	20
Tatiana Izquierdo ¿Es el cambio climático el culpable de los últimos aluviones en Copiapó? Primeras respuestas del proyecto COPIFLOOD	22
Felipe Orellana Las rocas máficas y ultramáficas de la serie occidental en el centro sur de chile (39-40°S)	23
Felipe Orellana Los desastres no son naturales	24
Jorge Bustillos Fifteen years of ash memoirs at Tungurahua volcano, Ecuador	25

Sesiones regulares (poster y charla)

Franco Vera y José Luis Palma Avalanchas mixtas y depósitos proximales generados en la erupción de 2015 del Volcán Villarrica y su interacción con la cubierta glacial
Franco Vera y José Luis Palma Origen, transporte y emplazamiento de lahares generados en la erupción de 2015 del Volcán Villarrica
Enrique Crisóstomo y Fabián Figueroa Estudio petrográfico y de proveniencia de rocas arqueológicas de la zona de Antofagasta (S23°42'-24°12'), Chile
Jorge E. Romero, Frederick Swanson, Brent Alloway, Mauricio Mella, Sebastian Watt, David Pyle, Daniele Morgavi, Fabio Arzilli, Romina Daga, Jorge Bustillos, Alicia Guevara, Juan Díaz-Alvarado y Evelyn Cuenca Observaciones preliminares de la tefroestratigrafía en el flanco norte del volcán Calbuco, Andes del Sur (Chile)
Rayen Gho, Pablo Forte, Jorge Romero, Constanza Perales, Mariana P. Jácome, Gino González, Emilce Bustos, Francisco Vásconez, Ivonne Lazarte y Diana Rodríguez La volcanología chilena en el contexto latinoamericano: estado actual y perspectivas para las nuevas generaciones
Felipe Reinoso y Juan Díaz-Alvarado Resultados preliminares del análisis estructural y petrográfico de "El Caos de Puquios"
Francisca Ampuero, Jhonny Bahamondes, Ignacio Bernard, Erick Cifuentes, Enrique Crisóstomo, Yael Hernández, Constanza Jorquera, Catalina Larrère, Pablo Morales, Verónica Oliveros, Constanza Perales, Claudio Schulz, José Sepúlveda, René Thibaut, Matías Valencia y Esteban Yévenes Caracterización isotópica mediante δ80 y δ2H de la cuenca del río Biobío, VIII región, Chile
Leslie Guajardo y Verónica Oliveros Pseudotaquilitas en brechas de mélange dentro de un prisma de acreción
Nicolás Luengo, Jorge Romero, Daniel Basualto, Luis E. Lara y José Luis Palma Resultados preliminares de la actividad explosiva 2016-2017 del Complejo Volcánico Nevados de Chillán, región del Ñuble
Suan-lin Lock Geomorfología de tsunami: formas y depósitos generados por el Tsunami del 16 de Septiembre de 2015 en la Bahía de Coquimbo, IV Región de Coquimbo, Chile
Javiera Cifuentes Evaluación de la vulnerabilidad ante el impacto de tsunami de los núcleos urbanos costeros de la Región de Atacama (Chile)
Nicole Maldonado Patrimonio Geológico del Sector Costero de Caldera, Atacama Chile
Sebastián Cabrera, Camila Jiménez, Andrés Tassara Análisis de efectos climáticos y reológicos en la deformación cortical en Chile

Sebastián Galleguillos Análisis y cartografía de procesos geológicos peligrosos en Chañaral (Atacama, Chile)	95
Carolina Zapata Proyecto VTT Magma Nüyün	99
Karyme Soleman, Edgardo Hinojosa, Ariel Godoy, Gerardo Castillo, Camila Palacio, Enrique Bernárdez y Manuel Abad	
Estudio geológico y paleontológico preliminar del yacimiento Los Dedos (Neógeno, Atacama)	100
Nicoll Castillo y Miguel Tapia Proyecto FIC "Geoturismo en el Valle del Huasco. Un aporte de las geociencias al desarrollo y crecimiento del turismo tradicional"	106
Nadia Jara, Javiera Jiménez, Andrés Tassara, Francisco García Campo de deformación superficial del margen Andino (18-45°S) desde vectores de velocidad GNSS	108
Cristian Castro, Gabriel González y Mahesh Shrivastava Análisis sismotectónico del Norte de Chile, entre los 22° y 25° sur, a partir de datos geodésicos y tasas de deformación sísmica	113
Daniel Moncada Aplicación de inclusiones fluidas en la exploración de metales preciosos	116
Manuel Schilling Geoparques, Geoturismo y Geoconservación en Chile	117



Construcción de los Andes Patagónicos desde el Jurásico medio hasta el presente

Andrés Folguera 1*, Guido Gianni 2, Cesar Navarrete 3. Andrés Echaurren 1, Lucas Fennell 1, Darío Orts 4, Lucía Fernández Paz 1, Sofía Iannelli 1, Vanesa Litvak 1, Alfonso Encinas 5

- ¹ Instituto de Estudios Andinos, Universidad de Buenos Aires-CONICET, Argentina.
- ² Universidad de San Juan, Instituto Volponi-CONICET, Argentina.
- ³ Universidad de Juan Bosco
- ⁴ Instituto de Investigación en Paleobiología y Geología. Universidad Nacional de Río Negro CONICET, Argentina.
- ⁵ Departamento de Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias Químicas, Universidad de Concepción, Chile

Abstract (Growth of the Patagonian Andes since the Mid Jurassic to the Present): The Patagonian Andes have been constructed through several deformational stages that do not differ substantially from the Central Andes ones to the north. However, their magnitude and consequently spatial development are contrasting and seem to be tied to specific processes that occurred at this southern tip of the South American continent. This abstract summarizes main achievements of the last years that helped to refine the tectonic evolution of this poorly analyzed sector of the Andean Cordillera. Thus, Jurassic within plate contractional systems have 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 hot spot 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 shallowings. 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.

Palabras clave: Andes Patagónicos, orogénesis, extensión, magmatismo Key words: Patagonian Andes, orogenesis, extension, magmatism

1. Introducción

La evolución de los Andes Patagónicos carece de modelos integrados que conjuguen la distribución de sus fases deformacionales, características de su magmatismo, formación de cuencas y mecánicas asociadas. En los últimos años una gran cantidad de estudios asociados a cada una de esas características enumeradas ha emergido permitiendo la elaboración de modelos más complejos y robustos. De esta forma surge que las características descritas en esta sección de los Andes tienen una explicación en el desarrollo de procesos de subducción somera u horizontal (probablemente tanto en el Cretácico como en el Neógeno), apertura de ventanas astenosféricas (tanto en el Cretácico superior a Eoceno como en el Mioceno), contracción de intraplaca asociada al emplazamiento de un punto caliente (en el Jurásico) y hasta probablemente en procesos colisionales/acrecionales (en el Mioceno inferior), mostrando una gran complejidad a través de su desarrollo. Se esboza así un cuadro sustancialmente más complejo que el que existía hace 10 años atrás, cuando datos geocronológicos en rocas sedimentarias no existían y múltiples observaciones no se habían realizado, que seguramente permitirá desarrollar múltiples líneas de trabajo con el objeto de descartar o afianzar estas hipótesis. Si bien la mayor parte de las fases de deformación que caracterizan a la Patagonia son discernibles en los Andes Centrales al norte, otras parecen ser privativas de este sector y otras si bien están presentes adquieren magnitudes particulares. La siguiente sección entonces esboza una síntesis basada en una secuencia de trabajos recientes y aportes que han permitido establecer las bases de este nuevo esquema de la evolución de Patagonia desde el Jurásico a la actualidad.

2. Resultados y Discusión

Una de las características más distintivas de la Patagonia es que gran parte de sus cuencas mesozoicas y cenozoicas están formadas por sobre un extenso plateau riolítico-andesístico del Jurásico inferior a medio (Pankhurst et al., 1998). Este plateau es interpretado como asociado al hot spot de Karoo-Ferrar, cuyo emplazamiento ha estado asociado a la ruptura del supercontinente de Gondwana como parte del Pangea. Se ha interpretado en forma automática que los tiempos de emplazamiento de estas secuencias han estado caracterizados por

^{*}Email de contacto: andresfolguera2@yahoo.com.ar



extensión continua, en una serie de depocentros sinextensionales más o menos diacrónicos. Sin embargo el trabajo de Navarrete et al. (2016) ha sido revelador al respecto: No sólo no ha dominado la extensión sino que se han producido al menos tres fases de generación de relieve de origen contraccional con una distribución a primera vista caótica y orientaciones transversales a lo que sería luego el desarrollo del orógeno andino. La explicación dada por Navarrete et al. (2016) para estas extrañas deformaciones pre-andinas localizadas en el norte y centro de Patagonia es que las mismas se desarrollan en coincidencia temporal por un lado con un cambio en el movimiento de la placa Sudamericana que migraba al norte y que drásticamente vira hacia el sur (Müller et al., 2016) y por otro con pulsos de crecimiento/expansión del *hot spot* de Karoo-Ferrar (Pankhurst et al., 1998). Así, la Patagonia quedó entrampada entre un continente que derivaba al sur, un océano que comenzaba a expandirse entre Sud América/Africa y Antártida, el mar de Weddell, y un punto caliente al este que experimentaba fases de expansión y relativa calma. Este esquema habría producido tensiones internas en el continente que conllevaron a la formación de estas cadenas de montañas, quizás ligadas a la reactivación de las suturas que caracterizan a Patagonia (Ramos, 2008).

Con posterioridad, desde el Jurásico superior al Cretácico inferior se desarrolla un sistema subductivo en el margen asociado a roll back y un continente relativamente estacionario (ver Echaurren et al., 2016a). Este proceso desencadena extensión y una amplia cuenca marina con generación de fondo oceánico al sur de los 47°S y una corteza continental altamente atenuada al norte de esta latitud. El cierre de esta cuenca da lugar a una amplia configuración de la faja plegada desde el ámbito actual andino hasta el interior patagónico conformando una serie de cordones precordilleranos (Gianni et al., 2015a; Echaurren et al., 2016b). La sedimentación sinorogénica se desarrolla en este periodo en una serie de bolsones intermontanos de la cuenca del Grupo Chubut (Gianni et al., 2015a; Navarrete et al., 2015). El avance de esta deformación contraccional reactiva transtensionalmente una de las inhomogeneidades litosféricas de primer orden que cruza la Patagonia en la región del antepaís, dando lugar a la cuenca del Golfo de San Jorge (Gianni et al., 2015b). Esta fase contraccional andina convive con una expansión oriental del arco magmático correspondiente a las volcanitas del Grupo Divis adero que ha permitido plantear la hipótesis de una somerización de las placas pacíficas para el Cretácico inferior alto a superior (Folguera y Ramos, 2011) lo cual ha sido ligado a la subducción estacionaria de la dorsal que separaba las placas de Chasca y Catequil a estas latitudes (Gianni et al., 2015; Echaurren et al., 2016b).

Una propuesta reciente planteada por Gianni et al. (2017a) vincula las amplias transgresiones del límite Cretácico-Cenozoico de procedencia atlántica que caracterizan a la Patagonia con la subsidencia dinámica impuesta y asociada al reempinamiento de las placas pacíficas por debajo de la zona de antepaís ligado a la zona más distal de la propuesta zona de subducción horizontal acaecida en el Cretácico.

A partir del Cretácico terminal al Paleoceno, una dorsal centrooceánica que separaba las placas de Farallón y Antártica barre el margen subductivo de Sud América de norte a sur, provocando la apertura de una serie de ventanas astenosféricas interrumpidas por segmentos de transformes centrooceánicas (Müller et al., 2016). Este proceso produce ambientes extensionales asociados a magmatismo con características híbridas de arco e intraplaca en forma diacrónica e interrumpida a lo largo del margen (Iannelli et al., 2016, 2017; Fennell et al., 2017a). Mientras que a los 35°S este proceso provoca la reactivación extensional de los Andes de Mendoza y zona del Maule en el límite K/T, hacia el sur estas reactivaciones extensionales son más jóvenes hasta el Paleoceno e inclusive en forma localizada hasta el Eoceno (Iannelli et al., 2016; Fennell et al., 2017a). De todas formas, entre estos ambientes extensionales se desarrollan segmentos en los cuales persisten los fenómenos contraccionales, como entre los 43 y 46°S en donde se desarrolla un amplio orógeno incaico (Gianni et al., 2017b).

Desde el Eoceno superior se reactiva la actividad típicamente ligada al arco tanto en el actual retroarco andino como en la cordillera de la costa (Fernández Paz et al., 2017). Esta actividad magmática se incrementa hacia el Oligoceno superior con amplias secuencias volcánicas sinextensionales desarrolladas en cortezas cuasi-oceánicas cuyo atenuamiento permite el ingreso de los mares Pacíficos y Atlánticos en el Mioceno inferior, proceso incrementado probablemente por acción de la subsidencia dinámica impuesta por la retracción de la placa de Nazca en profundidad asociada a un fuerte roll back (Orts et al., 2012; Encinas et al., 2015). Esta extensión es explicada a partir de modelación numérica como ligada al aumento de la velocidad de roll back al momento de desarrollarse una fuerza de *slab pull* en el extremo libre de la placa de Nazca subducida (Fennell et al., 2017b). Una de estas cuencas extensionales, la cuenca de Traiguén al este del archipiélago de los Chonos, desarrolla una secuencia cuasi-ofiolítica que permite la separación del bloque de los Chonos como un fragmento parautóctono de corta deriva respecto del borde chileno (Folguera et al., 2017a).

Su acreción a inicios del Mioceno se da en un contexto de desaceleración de la velocidad de roll back, cuando según ciertos modelos numéricos la losa subducida desarrolla una fuerza de flotabilidad que contrarresta la subducción (Fennell et al., 2017b). La acreción de este fragmento provoca un amplio orógeno desde el Mioceno inferior a medio caracterizado por un rápido avance de la deformación hasta el centro de la Patagonia (Ramos et al., 2015; Folguera et al., 2017b). Una fase fuera de secuencia de este sistema hacia el Mioceno superior se asocia al desarrollo de la zona axial andina que incrementa el efecto de *rain shadow* que desertifica Patagonia extraandina y es inferido en base a cambios en la paleoflora e isotópicos. Esta fase orogénica fuera de secuencia puede ser explicada como una retracción de la actividad orogénica en el marco de la paulatina desaceleración que caracteriza la convergencia entre las placas de Nazca y Sudamericana desde el Mioceno superior a la actualidad (Sdrolias y Müller, 2006) y el relleno paulatino de la trinchera a medida que el efecto de *rain shadow* se incrementaba que habría provocado una disminución del acoplamiento entre las placas.

Hacia el norte y sur de esta zona de acreción del bloque de Chonos los arcos volcánicos miocenos se expanden hacia el interior continental. Estas expansiones han sido explicadas por somerizaciones de la placa de Nazca (Orts et al., 2015; Espinoza et al., 2010). Finalmente sectores discretos del orógeno mioceno muestran actividad cuaternaria, mostrando su continuo desarrollo hasta nuestros días (Gianni et al., 2015), hasta la latitud del punto triple en donde la colisión de la dorsal de Chile se asocia a una nueva ventana astenosférica que provoca la reactivación extensional del orógeno al sur de los 47°S (Scalabrino et al., 2007).



3. Conclusiones

Los Andes Patagónicos Septentrionales se han construido sobre un complejo sistema de deformaciones de intraplaca acaecido en el Jurásico. Este sistema no es explicado en función de los clásicos parámetros que gobiernan la orogénesis andina, sino que podrían estar asociados a mecanismos ligados a la ruptura del Gondwana. La construcción propiamente andina comenzó en el Cretácico inferior alto asociada a la somerización de la losa subducida. Un relajamiento extensional del orógeno ocurre en forma diacrónica entre el Cretácico superior-Paleoceno y el Eoceno y el mismo se asocia al barrido de una dorsal centro-oceánica a través del margen subductivo. La aceleración del *roll back* a partir del Oligoceno estira la corteza patagónica separando un bloque a la altura del archipiélago de los Chonos. La desaceleración de este *roll back* provoca el cierre de este océano interior y la acreción de los sectores costaneros con la consecuente formación de un amplio orógeno en el Mioceno inferior. Fenómenos de somerización de la placa subducida acompañan marginalmente esta acreción parautócona. La desaceleración de la convergencia entre las placas provocan una última retracción de la actividad orogénica hacia el frente de los Andes dejando un amplia área fósil en el antepaís, al momento de la desertificación de Patagonia en el Mioceno medio a superior.

4. Agradecimientos

Este resumen constituye un agradecimiento a mis talentosos coautores por todos estos años en los que me han brindado confianza y generosidad.

Folguera agradece a los siguientes proyectos "Evolución tectónica de los Andes entre los 39° y los 45°S". PIP 2015-2017 y "Evolución tectónica de los Andes entre los 41° y los 46°S". 2015-2017. UBACYT. Encinas agradece a Proyectos Fondecyt 1151146 and 1110914. Proyecto Seremi.

5. Referencias.

Echaurren, A., Oliveros, V., Folguera, A., Ibarra, F., Creixell, C., Lucassen, F. (2016a). Early Andean tectonomagmatic stages in North Patagonia: Insights from field and geochemical data. Geological Society of London. https://www.researchgate.net/deref/https%3A%2F%2Fdoi.org%2F10.1144%2Fjgs2016-087

Echaurren, A., Folguera, A., Gianni, G., Orts, D., Tassara, A., Encinas, A., Giménez, M. (2016b). Tectonic evolution of the North Patagonian Andes (41-44°S) through recognition of syntectonic strata. Tectonophysics. doi:10.1016/j.tecto.2016.04.009

Encinas, A., Folguera, A., Oliveros, V., del Mauro, L., Tapia, F., Riffo, R., Hervé, F., Finger, K., Valencia, V., Gianni, G., Álvarez, O. (2015). Late Oligocene–Early Miocene submarine volcanism and deep marine sedimentation in an extensional basin of southern Chile. Implications for the tectonic development of the North Patagonian Andes. GSA Bulletin. 128(5-6), 807-823, doi:10.1130/B31303.1

Espinoza, F., Morata, D., Polvé, M., Lagabrielle, Y., Maury, R., de la Rupelle, A., Guivel, C., Cotten, J., Bellon, H., Suárez, M. (2010). Middle Miocene calc-alkaline volcanism in Central Patagonia (47_S): petrogenesis and implications for slab dynamics. Andean Geolog, 37 (2), 300-328.

Fennell, L., Iannelli, L., Folguera, A., Encinas, A., Sagripanti, L., Colavitto, B., Valencia, V. (2017a). Interrupciones extensionales en el desarrollo de la faja plegada y corrida de Malargue (36°S). XX Congreso Geológico Argentino, Simposio Andes Argentino-Chilenos, 89-91, Actas.

Fennell, L. M., Quinteros, J., Iannelli, S. B., Walter, M., Folguera, A., Litvak, V. D. (2017b). The role of the slab pull force in the late Oligocene to early Miocene extensional regime in the Central Andes (17°-46°S): insights from numerical modeling. Journal of South American Earth Sciences. En Prensa.

Fernández Paz, L., Litvak, V. D., Echaurren, A., Iannelli, S.B., Encinas, A., Valencia, V., Folguera, A. (2017). Upper Eocene arc resumption in an extensional setting after a stage of within plate magmatism in Patagonia (42°30'-43°). Journal of Geodynamics. En Prensa.

Folguera, A., Ramos, V.A. (2011). Repeated eastward shifts of arc magmatism in the Southern Andes: A revision to the long term pattern of Andean uplift and magmatism. Journal of South American Earth Sciences, 32, 531-546. doi:10.1016/j.jsames.2011.04.003

Folguera, A., Encinas, A., Alvarez, O., Orts, D., Gianni, G., Echaurren, A., Litvak, V. D., Navarrete, C., Sellés, D., Tobal, J., Ramos, M., Fennell, L., Fernández, L., Giménez, M., Martínez, P., Ruiz, F., Iannelli, S. (2017a). Chapter 19. Neogene growth of the Patagonian Andes. Folguera, A., Contreras Reyes, E., Heredia, N., Encinas, A., Oliveros, V., Dávila, F., Collo, G., Giambiagi, L., Naipauer, M., Maksy mowicz, A., Alvarez, O. (Eds.). The evolution of the Chilean-Argentinean Andes. Springer.

Folguera, A., Encinas, A., Echaurren, A., Fernández, L., Iannelli, S., Gianni, G., Orts, D., Carrasco, M., Riffo, R., Molina, P., Litvak, V., Valencia, V., Navarrete, C. (2017b). Growth of the Patagonian Andes at the latitudes of the triple junction point between Antarctica, Nazca and South American plates. XX Congreso Geológico Argentino, Simposio Andes Argentino-Chilenos, 98-100, Actas.



Gianni, G., Navarrete, C., Orts, D., Tobal, J., Folguera, A., Giménez, M. (2015a). Patagonian broken foreland and related synorogenic rifting: The origin of the Chubut Group Basin. Tectonophysics, 649, 81 - 99.

Gianni, G.M., Navarrete, C.G., Folguera, A. (2015b). Synorogenic foreland rifts and transtensional basins: A review of Andean imprints on the evolution of the San Jorge Gulf, Salta Group and Taubaté Basins. Journal of South American Earth Sciences. http://dx.doi.org/10.1016/j.jsames.2015.08.004

Gianni, G., Echaurren, A., Fennell, L., Navarrete, C., Quezada, P., Tobal, J., Giménez, M., Dávila, F., Folguera, A. (2017a). Chapter 12. Cretaceous orogeny and marine transgression in the Southern Central and Northern Patagonian Andes: Aftermath of a large-scale flat-subduction event? Folguera, A., Contreras Reyes, E., Heredia, N., Encinas, A., Oliveros, V., Dávila, F., Collo, G., Giambiagi, L., Naipauer, M., Maksymowicz, A., Alvarez, O. (Eds.). The evolution of the Chilean-Argentinean Andes. Springer.

Gianni, G., Echaurren, A., Folguera, A., Likerman, J., Encinas, A., García, H.P.A., Dal Molin, C., Valencia, V. A. (2017b). Cenozoic intraplate tectonics in Central Patagonia: Record of main Andean phases in a weak upper plate. Tectonophysics. En Prensa.

Iannelli, S., Litvak, V., Fernández Paz, L., Folguera, A., Ramos, M., Ramos, V. (2016). Evolution of Eocene to Oligocene arc-related volcanism in the North Patagonian Andes (39-41°S), prior to the break-up of the Farallon plate. Tectonophysics. DOI: 10.1016/j.tecto.2016.12.024

Iannelli, L., Fennell, L., Litvak, V., Fernandez Paz, L., Folguera, A. (2017). Volcanismo cretácico superior-paleoceno en la alta cordillera al sur de la Provincia de mendoza (35°30′S). XX Congreso Geológico Argentino, Simposio Andes Argentino-Chilenos, 139-141, Actas.

Müller, D.R., Seton, M., Zahirovic, S., Williams, S.E., Matthews, K.J., Wright, N.M., Shephard, G.E., Maloney, K.T., Barnett-Moore, N., Hosseinpour, M., Bower, D.J., Cannon, J. (2016). Ocean basin evolution and global-scale plate reorganization events since Pangea breakup. Annu. Rev. Earth Planet. Sci. 2016 (44), 107–138. http://dx.doi.org/10.1146/annurev-earth-060115-012211.

Navarrete, C., Gianni, G., Folguera, A. (2015). Tectonic inversion events in the western San Jorge Gulf Basin from seismic, borehole and field data. Journal of South American Earth Sciences. Volume 64, Part 2

Navarrete, C., Gianni, G., Echaurren, A., Folguera, A. (2016). Episodic Jurassic intraplate compression during supercontinent breakup next to the Karoo LIP in Southwestern Gondwana, Central Patagonia. Journal of Geodynamics. doi.org/10.1016/j.jog.2016.10.001

Orts, D., Folguera, A., Encinas, A., Ramos, M., Tobal, J., Ramos, V. (2012). Tectonic development of the North Patagonian Andes and their related Miocene foreland basin (41°30′-43° S). Tectonics, 31 (TC3012): 24 pp.

Orts, D., Folguera, A., Gimenez, M., Ruiz, F., Rojas Vera, E., Lince Klinger, F. (2015). Cenozoic building and deformational processes in the North Patagonian Andes. Journal of Geodynamics, 86, 26-41.

Pankhurst, R.J., Leat, P.T., Sruoga, P., Rapela, C.W., Márquez, M., Storey, B.C., Riley, T.R. (1998). The Chon Aike province of Patagonia and related rocks in WestAntarctica: a silicic large igneous province. J. Volcanol. Geotherm. Res., 81, 113–136, http://dx.doi.org/10.1016/S0377-0273(97)00070-X.

Ramos, M., Tobal, J., Sagripanti, L., Folguera, A., Orts, D., Giménez, M., Ramos, V. (2015). The North Patagonian orogenic front and related foreland evolution during the Miocene, analyzed from synorogenic sedimentation and U/Pb dating (~42°S). Journal of South American Earth Sciences. http://dx.doi.org/10.1016/j.jsames.2015.08.006

Ramos, V.A. (2008). Patagonia: a Paleozoic continent adrift? Journal of South American Earth Sciences, 26, 235–251.

Scalabrino, B., Lagabrielle, Y., Malavieille, J., Dominguez, S., Morata, D., Espinoza, F., Suarez, M., Rossello, E. (2007). Impact of spreading ridge subduction on the morphotectonic evolution of the Patagonian Cordillera since 15 Ma (latitude of the Chile Triple Junction, CTJ), in: GEOSUR International Geological Congress on the Southern hemisphere, Santiago, Chile.

Sdrolias, M., Müller, R. D. (2006). Controls on back-arc basin formation. Geochemistry, Geophysics, Geosystems 7(4).



The recognition, correlation and characterization of tephra subjected to intense post-depositional weathering & disturbance in temperate- to tropical-climate environments: A case study from the wet, hyper-humid environment of northwestern Patagonia

Brent V. Alloway 1*

¹School of Environment, The University of Auckland, Private Bag 92019, Auckland, New Zealand; Centre for Archaeological Science (CAS), School of Earth and Environmental Sciences, University of Wollongong, Wollongong, NSW 2522, Australia

*Email de contacto: ejemplo@alumnos.uda.cl

El reconocimiento, correlación y caracterización de tefra sometida a la meteorización post-depositional intensa y perturbación en climas templados a tropicales: Un caso estudio de en ambientes húmedos a hiperhúmedos del noroeste de la Patagonia La capacidad de reconocer, correlacionar y caracterizar la tefra de composiciones silíceas máficas a intermedias que han sido sometidas a intensas condiciones de meteorización y perturbación post-deposicionales en entornos climáticos templados-tropicales, es un obstáculo significativo para los estudios de tefra en muchos entornos volcánicos proximales a distales. Puesto que no sólo la intensa meteorización pedogenética post-deposicional enmascara eficazmente las capas intermedias de tefra de grano fino dentro de las capas de suelo, compromete potencialmente la expresión morfológica de la tefra, así como su geoquímica y tamaño de grano, cuales atributos son fundamentales para realizar correlaciones. La caracterización de tefra ya susceptible a la alteración post-depositacional puede complicarse aún más por la heterogeneidad de la composición, es decir, los cambios composicionales de la tefra a medida que avanza la erupción. Otra cuestión fundamental es poder conciliar las sucesiones de tefra de lacustres con las del ambiente de formación del suelo (andosoles). En muchos casos, tales registros están invariablemente sesgados hacia granulometrías gruesas y / o gruesos lentes de tefra. Más aún, los espesores registrados de tefras gruesas pueden tener poca semejanza entre sí en entornos inmediatamente advacentes. En esta presentación vamos a discutir estos temas en el contexto de los trabajos recientemente realizados en el depósito de 11 cal. ka (AP) denominado "Tefra Lepué" en donde se destacan los ambientes húmedos e hiperhúmedos de la Patagonia noroccidental y se demuestra que se puede lograr una reconstrucción tefroestratigráfica y del paisaje en ambientes volcánicos similares altamente-meteorizantes de la región de Asia-Oceanía a través de una combinación de estudios pedovolcanológicos y la aplicación de técnicas geoquímicas de trazas elementales a granos separados y muestras de tefra.

The ability to recognise, correlate and characterise tephra of mafic to intermediate-silicic compositions that have been subjected to intense post-depositional weathering and disturbance in temperate- to tropical-climate environments is a significant obstacle to tephra studies in many proximal to distal volcanic settings. For not only does the intense post-depositional pedogenic weathering effectively mask fine-grained and/or thin tephra inter-beds within soil-dominated cover-beds, it potentially compromises the morphological expression of the tephra as well as its constituent geochemistry and grain-size characteristics - all attributes of which are fundamental in tephra correlation. The characterisation of such tephra already susceptible to post-depositional alteration can be further complicated by compositional heterogeneity – that is, upward changes in tephra composition as an eruption progresses. Another fundamental issue is being able to reconcile tephra successions from high-resolution lake/peat records to those of the soil-forming (andic) environment. In many instances such records are invariably biased towards coarse-grained and/or thick tephra beds. Even still, recorded thicknesses of prominent tephra can bear little resemblance to each other in immediately adjacent environments. In this presentation we will discuss these issues in the context of recent work undertaken on an 11 cal. ka BP Lepue Tephra prominently represented in the wet, hyper-humid environment of northwestern Patagonia, and show that tephrostratigraphic and landscape reconstruction imperatives can be achieved in similar high-weathering volcanic environments of the Asia/Oceania Region through a combination of careful 'pedo-volcanological' field observation and the application of grain discrete and bulk major and trace elemental techniques.



No small feet: Tracing the footsteps of Southeast Asia's earliest hominins using tephrochronology

Brent V. Alloway 1*

¹School of Environment, The University of Auckland, Private Bag 92019, Auckland, New Zealand; Centre for Archaeological Science (CAS), School of Earth and Environmental Sciences, University of Wollongong, Wollongong, NSW 2522, Australia

De pies no tan pequeños: Seguimiento de los pasos de los primeros homínidos del sudeste asiático usando tefrocronología

En 2003, un equipo de arqueólogos australianos e indonesios realizó un espectacular descubrimiento de una nueva especie de homínidos (*Homo floresiensis*, popularmente conocida como 'Hobbits') en la isla de Flores (indonesia oriental). Mientras que las explicaciones patológicas iniciales han sido descartadas, el debate sigue haciendo estragos sobre el origen y la colocación de *H. floresiensis* en el árbol genealógico humano. Por lo tanto, hay muchas preguntas persistentes sobre el momento y el impacto de sucesivas colonizaciones de homínidos en la región. ¿Quiénes fueron los primeros homínidos en llegar a Flores, cómo y por qué H. floresiensis se hizo tan pequeño? La investigación en curso en Flores se concentra actualmente en dos áreas principales (I) Cueva de Liang Bua - el sitio original del descubrimiento del Hobbit en 2003, y (II) la cuenca del Soa en Flores central, donde los artefactos de piedra y los cambios faunísticos de vertebrados han sido identificados en depósitos volcaniclásticos y fluvio-lacustres que se extienden entre 1 millón y 650 mil años.

Flores, situada inmediatamente al norte del arco geológicamente activo de Sunda-Banda, tiene 14 volcanes activos que han generado horizontes múltiples y extendidos de tefras silíceas, que ahora son reconocidos como espacial y temporalmente asociados con las secuencias de fósiles y artefactos. La tefroestratigrafía apoyada en la geoquímica de elementos mayores (microsonda electrónica) y elementos traza (LA-ICP-MS) de fragmentos de vidrio, así como las edades radiométricas (es decir, Ar / Ar, ITPFT, (U-Th-Sm)/He) de depósitos volcaniclásticos intercalados, está diseñada para 1) permitir la correlación de secuencias de edad equivalente, lo que permite la identificación de sitios prospectivos hominínicos; 2) aclarar el ambiente habitado por homínidos; y 3) determinar el papel de la actividad eruptiva en el patrón de extinciones y extirpaciones faunísticas en Flores. En última instancia, un objetivo importante es usar marcadores de tefras silíceas inter-regionales para vincular a los homínidos (y la tefra) de edad equivalente con registros de Flores con los de Java central que contienen *Homo erectus* y así resolver los debates sobre las relaciones cronológicas entre el "Hobbit", su antecesor putativo y *H. erectus*.

In 2003, a spectacular discovery of a new hominin species (Homo floresiensis; popularly dubbed 'Hobbits') was made on the eastern Indonesian island of Flores by a team of Australian and Indonesian archaeologists. While initial pathological explanations have been dismissed, debate still rages over the origin and placement of H. floresiensis in the human family tree. Thus, there are many lingering questions about the timing and impact of successive hominin colonizations in the region. Who were the first hominins to reach Flores and how and why did H. floresiensis get so small? Ongoing research in Flores is currently concentrated in two main areas (i) Liang Bua Cave – the site of the original 2003 Hobbit discovery, and (ii) the Soa Basin in central Flores, where stone artefacts and vertebrate faunal changes have been identified in volcaniclastic and fluvio-lacustrine deposits spanning between c. 1 million to 650,000 years ago.

Flores, located immediately northward of the geologically active Sunda-Banda Arc, has 14 active volcanoes that have generated multiple and widespread silicic tephra horizons, which are now recognized as being spatially and temporally associated with fossil and artefact-bearing sequences. Tephrostratigraphy supported by major (electron microprobe) and trace element (LA-ICP-MS) geochemistry of glass shards as well as radiometric ages (i.e. Ar/Ar, ITPFT, (U-Th-Sm)/He) of interbedded volcaniclastic deposits, is designed to 1) permit correlation of equivalent-aged sequences, allowing for the identification of prospective hominin-bearing sites; 2) clarify the environment inhabited by hominins; and 3) determine the role of eruptive activity on the pattern of faunal extinctions and extirpations on Flores. Ultimately, an important objective is to use inter-regional silicic tephra markers to link equivalent-aged hominin (and tephra) bearing records from Flores with those from central Java that contain Homo erectus and thus resolve debates about the chronological relationships between the "Hobbit", its putative ancestor and H. erectus.



La carrera de Geología. Situación actual y temas pendientes

Reynaldo Charrier1*

La Geología es una disciplina muy amplia que cubre todas las áreas de las Ciencias Naturales a lo largo de la historia de la Tierra y que tiene un importante rol social, en particular en un país ubicado en un margen tan activo como el nuestro y que depende en gran medida de sus recursos naturales. Por esos motivos, la formación de Geólogos debe realizarse al mejor nivel. La Sociedad Geológica de Chile cuya misión es velar por el incremento del conocimiento, difusión y enseñanza de la geología en Chile ha realizado en los últimos años tres encuentros de Directores de Carreras de Geología en los que se establecieron requerimientos mínimos aceptables para impartir la carrera en relación con: las Ciencias Básicas de la Geología a ser impartidas, el nivel de formación del personal docente, infraestructura y número de días en terreno de los alumnos. Además de lo anterior, se deberían establecer mecanismos permanentes de evaluación del personal docente y de acreditación de la institución que imparte la carrera, y el aseguramiento de un ambiente constructivo que permita la mantención de los estándares más altos. Esto es una labor de toda la comunidad.

Palabras clave: Geología, Sociedad Geológica de Chile, Carrera de Geología en Chile, Requerimientos mínimos, Ciencias Básicas de a Geología, Mecanismos de jerarquización y evaluación docente e institucionales.

Introducción

Como integrante de uno de los primeros cursos que egresaron de una Carrera de Geología en Chile, no puedo menos que alegrarme de constatar que ésta relativamente larga tradición, ya iniciada en mi época universitaria de realizar encuentros de estudiantes de geología, se sigue manteniendo. Esto muestra el interés de nuestros futuros geólogos de no ser meros observadores, sino verdaderos participantes de lo que ocurre en vuestro entorno. Este interés es algo que no debiera perderse una vez que abandonen la universidad.

La creación, en los últimos seis o siete años, de numerosas Carreras de Geología en diversas universidades públicas y privadas ha generado en el ambiente geológico una fuerte inquietud respecto de la seriedad y la calidad con la que se enfrentan esas iniciativas y del impacto que ello pueda provocar en el ámbito profesional y laboral.

Esta preocupación ha sido recogida por la Sociedad Geológica de Chile, la que ha organizado encuentros entre directores de Carreras de Geología, en los que ha participado el Colegio de Geólogos de Chile, orientados al análisis de la situación y la definición de condiciones mínimas para una buena formación de profesionales geólogos.

Es de esto y de lo que es la Geología, en particular en Chile, y del rol social que tiene el Geólogo en un país situado en margen continental tan activo como el nuestro, que trata esta presentación.

La Geología

La Geología es la ciencia que estudia el pasado y presente de la Tierra. Estudia todos sus aspectos: los físicos, los químicos, los biológicos y los geográficos. Se aboca a ellos a lo largo de toda la historia de la Tierra. Es probablemente una de las ciencias naturales más amplias y variadas. La Geología busca la explicación de los fenómenos ocurridos en el pasado y que ocurren en el presente, tanto en la superficie como en el interior de la Tierra. Con el conocimiento adquirido puede aportar valiosa información sobre aspectos que tienen relación con el bienestar y seguridad del hombre sobre la Tierra y los planetas, logrando con ello una importante dimensión social.

La Geología es tan amplia que conecta ciencias tan alejadas entre sí como la Astronomía, que estudia, entre otros aspectos del cosmos, el origen del universo y la Paleoantropología, que es la ciencia que estudia los orígenes y evolución del hombre. Cubre así todo el espectro de las ciencias naturales (la Física, la Química, la Biología y la Geografía), desde el inicio de los tiempos hasta el presente.

De esa manera, en su análisis del pasado de la Tierra, es decir, de cada una de sus Épocas, la Geología cubre el ámbito de las otras ciencias naturales, y lo hace con una dimensión histórica, a lo largo de miles de millones de años.

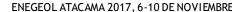
Los geólogos estudiamos, entonces, entre muchos otros aspectos: las deformaciones de la litósfera terrestre, las variaciones del campo magnético, las variaciones físicas y químicas en el interior de la Tierra, la composición y evolución de los magmas que llegan hasta la superficie, la mineralogía, los métodos de datación de la rocas o geocronología, la meteorización, la erosión, la sedimentación, la flora y fauna fósil desarrollada durante toda su historia, los ambientes en los que estas plantas y animales vivieron, y las modificaciones que ha experimentado la distribución de los continentes, sus relieves y climas, etc.

De acuerdo con las inclinaciones de cada uno, se puede encontrar en la Geología áreas pertenecientes a cualquiera de las ciencias naturales en las cuales uno puede satisfacer sus intereses.

¹Sociedad Geológica de Chile. http://sociedadgeologica.cl/

^{*} Profesor Titular, Universidades de Chile y Andrés Bello

^{*}Email de contacto: rcharrier@ing.uchile.cl





La Geología y las Ciencias de la Tierra

Además de lo anterior, la Geología se inserta en un conjunto de disciplinas científicas que se identifican como Ciencias de la Tierra. Esta ciencia floreciente visualiza a nuestro planeta como un sistema integrado y complejo en el que se distinguen cinco partes o esferas independientes, pero estrechamente relacionadas:

La *Tierra sólida*, que contiene a las rocas frías, sólidas y duras de la corteza del planeta, o sea, su parte exterior o litósfera, las rocas calientes y semi-sólidas del manto que se encuentran debajo de la corteza, las rocas líquidas cercanas al centro de la Tierra o núcleo externo y el núcleo interno, sólido, compuesto de hierro y níquel. La *Tierra líquida o hidrósfera*, que contiene toda el agua sólida, líquida y gaseosa de la Tierra. La *Tierra gaseosa o atmósfera*, que contiene todo el aire del planeta. La *Biosfera*, que contiene a todos los organismos vivientes del planeta. Se puede incluir entre estas partes o esferas a la *Antropósfera*, que, aunque podría incluirse en la biósfera, representa todo aquello que tiene relación con el hombre y su civilización.

La Ciencia Sistema Tierra estudia también las interacciones entre las 5 esferas. Esto es de particular importancia por el hecho de que estas esferas están tan íntimamente conectadas entre sí que un cambio en algún proceso en alguna de ellas puede producir cambios en una o más de una de ellas. Los eventos que se producen dentro de cada una de estas esferas pueden tener causas naturales, pero también ser provocados por el hombre (causas humanas), como la contaminación atmosférica o los derrames de petróleo. En la esfera correspondiente a la Tierra Sólida, eventos naturales son, por ejemplo: los terremotos y las erupciones volcánicas. Por lo tanto, la implicancia que tiene nuestra profesión en el conocimiento, la comprensión, el análisis, y la prevención de los eventos resultantes de los procesos y eventos naturales es enorme.

Por otra parte, los geólogos brindan a la sociedad innumerables servicios como la detección, evaluación, explotación de recursos mineros (metálicos y no-metálicos), energéticos (geotérmicos, petróleo, carbón, minerales radioactivos), hídricos, patrimoniales, etc. No olvidemos, además, que el Geólogo participa no solo en el descubrimiento de un yacimiento sino que participa, a la par con los demás profesionales, en todas las fases del proceso minero, es decir, desde el descubrimiento hasta el cierre de la faena minera, incluyendo los aspectos metalúrgicos, que tienen que ver con el procesamiento del mineral extraído de esas faenas.

El geólogo participa en el diseño, instalación y construcción de obras de ingeniería como la construcción de carreteras, puentes, túneles y represas en las que aplica sus conocimientos sobre el fracturamiento y deformación de macizos rocosos, y estabilidad de taludes. El geólogo puede aplicar, además, sus conocimientos sobre erosión y transporte de sedimentos en la mantención de puertos y en el manejo de áreas costeras (mantención de playas, dunas y acantilados costeros), y sus conocimientos generales de geología en la confección de los mapas de geología básica, indispensables para la planificación de todas clase de actividades en el país, etc.

Además, con sus conocimientos de los procesos geológicos, el geólogo es un elemento esencial en la planificación territorial y en el estudio y prevención de riesgos geológicos, como volcanismo, sismicidad, deslizamientos de tierra, aluviones, y contaminación ambiental. Por otra parte, es una pieza importante al momento de valorizar el patrimonio geológico de una región en vistas, por ejemplo, al desarrollo del turismo.

El aporte de la Geología al desarrollo nacional

Es innegable que la enorme riqueza que la actividad minera ha generado para a Chile, es en gran medida el resultado del aporte realizado por geólogos.

Esta región de Atacama, donde la explotación minera se viene realizando desde tiempos pre-hispánicos, es, en particular, una excelente muestra de lo que la minería y los geólogos han aportado al país. No solo en riqueza, sino también en fama para Chile como potencia minera, con el descubrimiento del mineral de plata de Chañarcillo por Juan Godoy, en 1832. El incentivo generado por este descubrimiento dio lugar a una intensa actividad minera de pequeñas dimensiones comparado con el que conocemos hoy día, lo que generó el incentivo para la instalación, ya en 1952, de la fundición de cobre en Paipote. Esta planta representa una importante fuente de trabajo y otorga para la región, un importante valor agregado al producto de la extracción minera. A fines del siglo XIX, se produjo el descubrimiento de Potrerillos, que vino asociado con la construcción del ferrocarril desde la mina hasta Diego de Almagro en 1928. Más adelante, en 1959, se produjo el descubrimiento del pórfido de Cu-Mo de El Salvador (1959). En tiempos más recientes, este desarrollo se ha visto incrementado con innumerables faenas mineras metálicas (cobre, hierro y otros) y no metálicas de distinta envergadura.

A pesar de lo expresado sobre el aporte que el geólogo puede brindar a la sociedad, el país no ha sabido aprovechar a cabalidad el potencial que los Geólogos ofrecen para su desarrollo. Excepto en el Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN) y en la Corporación Nacional del Cobre (CODELCO), llama la atención el pequeño número de Geólogos que se desempeñan en los organismos del Estado, sean estos ministerios, secretarías ministeriales regionales, organismos de planificación o de emergencia, municipalidades, y tantos otros.

En gran medida, ello se debe al desconocimiento de lo que es la Geología y de lo que pueden aportar los profesionales geólogos al desarrollo nacional y al bienestar de la población. Cabe preguntarse también si esta situación no podría deberse a la poca iniciativa o escasa habilidad de los mismos geólogos en mostrar sus capacidades. Pienso que tenemos bastante culpa en ello y aprovecho para apelar ante ustedes de remediar esa situación.

La Sociedad Geológica de Chile y la enseñanza de la Geología en el país

El prestigio de la profesión lo logran los mismos profesionales. Para lograr un buen desempeño de los profesionales Geólogos es imprescindible una buena formación y este es un tema que concierne a los Geólogos, a los estudiantes de Geología, a las universidades, a las instancias creadas con ese objetivo como la Comisión Nacional de Acreditación (CNA) y a las instituciones que agrupan a los profesionales geólogos, como el Colegio de Geólogos de Chile y la Sociedad Geológica de Chile. Por ello, aprovecho para hacer un llamado a los Geólogos presentes y a aquellos que recibirán su título en los próximos años para que adhieran a esas instituciones ya que éstas obtienen su fuerza a partir de la contribución de sus propios miembros, sea ésta con la participación activa en las actividades de esas instituciones y/o con su aporte pecuniario o cuota social, que representa un monto irrisorio comparado con el sueldo anual de un profesional geólogo.



La Sociedad Geológica de Chile, a la cual represento en esta ocasión en calidad de Presidente Anterior o "Past-President" y, por lo tanto, como miembro de su Directorio, es una institución de derecho privado destinada a incrementar el conocimiento, difusión y enseñanza de la Geología en Chile. Es por ello que esta institución, que nos representa, se ha involucrado en el análisis de la enseñanza de la Geología en el país.

La Sociedad Geológica de Chile, ante la explosiva creación de carreras de Geología desde los años 2010-2011 y las consiguientes reacciones de la comunidad geológica enfrentada a este hecho, ha querido recoger esa preocupación con el ánimo de buscar el modo de asegurar que la formación de Geólogos en el país sea de la mejor calidad posible, iniciando un proceso organizado de: 1. Análisis de las repercusiones que ello tendrá en el desarrollo de la geología en el país, y 2. Definición de las condiciones mínimas aceptables para el desarrollo de esas carreras.

Con ese objetivo la Sociedad convocó a tres Encuentros de Directores de Carreras de Geología:

- El Primer Encuentro se realizó el lunes 08 de Abril 2013, en el Café Literario de Providencia.
- El Segundo Encuentro se realizó el lunes 18 de Noviembre de 2013, en el Hotel Leonardo da Vinci, Santiago.
- El Tercer Encuentro se realizó el lunes 15 de Diciembre de 2014, Sede de la Sociedad Geológica de Chile.

Acuerdos alcanzados en los Encuentros de Directores de Carreras de Geología

- Acuerdos

- 1. Es necesario que las instituciones que imparten las carreras de Geología, Ingeniería Geológica, e Ingeniería Civil Geológica cumplan con los *Requerimientos mínimos* que se exponen más adelante.
- 2. La comunidad geológica debe tomar las medidas necesarias para que la carrera de Geología pase a ser una carrera universitaria en Ley Universitaria, debido a que al no serlo, cualquier institución no-universitaria puede impartirla.
- 3. La comunidad geológica debe realizar acciones necesarias para reducir el desconocimiento general sobre el rol de la Geología y la contribución de los geólogos en el desarrollo del país.
- 4. Continuar con los Encuentros de Directores de Carreras de Geología. Se deberían realizar dos encuentros al año mínimo.
- 5. Incorporar exámenes de competencias, vinculantes, para la obtención del título o grado.
- 6. Crear un Consejo Directivo de Programas de Geología y definir sus tareas y redactar su estatuto.
- 7. Fijar una cuota global de empresas y universidades a la Sociedad Geológica de Chile.

A continuación me referiré sólo al punto 1 de estos acuerdos. Los acuerdos 2, 3 y 4 son tareas permanentes de la comunidad geológica. Los acuerdos 5 y 6 podrán ser implementados sólo si las instituciones que imparten las carreras de Geología están de acuerdo, cosa que parece difícil de alcanzar.

- Requerimientos mínimos aceptables para el desarrollo de las carreras de Geología, Ingeniería Geológica, e Ingeniería Civil Geológica.
- a. Conjunto de ciencias básicas de la Geología que se debieran impartir para que un egresado de dicha carrera pueda ser considerado Geólogo:
 - Estratigrafía
 - Sedimentología
 - Paleontología
 - Geología de Chile
 - Petrología ígnea y metamórfica
 - Mineralogía (muestra de mano y óptica) y cristalografía
 - Geoquímica
 - Geomorfología
 - Geología Estructural y Tectónica
 - Geofísica
 - M etalogénesis
 - Levantamiento geológico.

Estos requerimientos mínimos en Ciencias Básicas de la Geología son aplicables a las carreras de Ingeniería Geológica, e Ingeniería Civil Geológica, que algunas universidades imparten.

b. Ciencias de la Geología que cada Escuela podrá dictar con el objeto de ofrecer diferentes orientaciones profesionales:

- Hidrogeología
- Geología Aplicada y Geotecnia
- Geología Ambiental
- Geoestadística
- Geotermia y Vulcanología
- Peligro Geológico



- Glaciología
- Geología Marina
- Geología del Petróleo
- Geología Económica
- Geopatrimonio

c. Requerimientos mínimos de personal docente, infraestructura docente y tiempo para actividades de terreno.

Personal docente mínimo

Número de ramos por profesor: Máximo 3 ramos, con un máximo de 12 hrs/semana para profesores dedicados sólo a la docencia. Este número debe ser menor en caso que los docentes también realicen investigación.

Número mínimo de

- 5 Doctores o Profesores Titulares o profesores de tray ectoria equivalente mínimo para iniciar la carrera, considerando que las ciencias básicas de la carrera se pueden agrupar en 5 áreas principales.
 - N° de ayudantes: 1 por cada 5-8 alumnos por curso o sección, incluso en terreno.

Número máximo de

- Clases de Cátedra:
 - · 20-30 alumnos por curso o sección.
 - · 70 alumnos en cursos iniciales
- Clases auxiliares: 20 alumnos por curso o sección.

Infraestructura docente

Salas de clases

- Docencia: se estima que cada sección (por año) debe contar con una sala de clases.
- Salas de clase adecuadas para docencia. Estas deben disponer de y contar con:
 - · Elementos/tecnología audiovisuales (mínimo PowerPoint)
 - · Buena visibilidad a la pantalla y pizarras desde filas traseras de la sala.
 - · Buena capacidad de oscurecimiento.
 - · Buena acústica.
 - · Bancos o sillas con apoya cuaderno.

Biblioteca

- 3 títulos por ramo, con 1 copia por cada 5 alumnos.
- 1 computador por cada 5 alumnos.
- Acceso en línea a revistas de contenidos generales.

Laboratorios

- Petrografía: 1 microscopio por alumno (nº de secciones de acuerdo a nº de microscopios).
 - Petrología:
 - · Muestras de mano: colecciones de minerales (100 muestras) y rocas (150 muestras)
 - \cdot Secciones delgadas de rocas (roca fresca): 60 cortes transparentes por cada 5 alumnos.
 - · Secciones pulidas (roca de mena): 20 cortes pulidos por cada 5 alumnos.
 - Cristalografía: muestras de sólidos cristalográficos (62 en total) (*)
 - Sedimentología: Juegos de tamices, rotap, muestras de roca, separadores.
 - Geomorfología:
 - · Espacio para estereoscopios, mapas y fotos
 - · Set de 6 map as
 - · Sets de fotos aéreas (1 por alumno).
 - Paleontología. Colecciones de fósiles que cubran los tipos más importantes para Chile.

Optativamente, en caso de no contar con estereoscopios, se requiere una sala de computadores con software adecuado para la enseñanza de esta disciplina (e.g., Laboratorio de Geomática), con un computador por alumno.

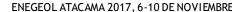
(*) Material que se puede compartir.

Salas o espacios de estudio y reposo

Se requiere de espacios adecuados y suficientes para el número de alumnos de la carrera con mesas y sillas suficientes para que los estudiantes estudien, realicen sus tareas y descansen en las horas en que no tienen clases.

Equipamiento de terreno:

- Martillos (1 c/2 alumnos)
- Brújulas (1 c/2 alumnos) (*)





- GPS (1 c/ 2 alumnos) (*)
- Ray adores (1 c/3 alumnos)
- Lupas (1 c/3 alumnos)
- Imanes (1 c/3 alumnos)
- Placas de Cerámica (1 c/ 3 alumnos)
- Chalecos y cascos de seguridad (1 por alumno)
- Cintas métricas largas (1 c/ 5 alumnos)
- Mapas geológicos, cartas topográficas y fotos aéreas.
- Otro: Gravímetro o equipo sísmico (Geofísica)

(*) Dado el alto precio de estos ítems, se hace especial énfasis en que cada plantel tenga un stock adecuado de éstos a disposición de sus alumnos.

d. Tiempo mínimo para actividades en terreno durante la carrera

- 70-80 días de terreno completados al final de los estudios.

Estas son, de acuerdo con los Directores de las 12 carreras de geología existentes en el país en ese momento (hoy son 18 los campus universitarios que las imparten) y miembros de los Directorios de la Sociedad Geológica de Chile y del Colegio de Geólogos de Chile, las condiciones mínimas aceptables para el desarrollo de la Carrera de Geología.

Es necesario dejar en claro que estas condiciones mínimas tienen solo el carácter de recomendaciones para las instituciones académicas, ya que la Sociedad Geológica de Chile no tiene ninguna autoridad sobre ellas.

Otros aspectos indispensables para una buena calidad docente

Además de las condiciones mínimas mencionadas, existen otros factores que permiten asegurar una buena formación de los profesionales geólogos. A continuación me refiero a la relación docencia-investigación en educación superior y a la evaluación del equipo docente.

Las universidades, que son por esencia sedes del saber para la sociedad, deben promover la búsqueda, el desarrollo y la difusión del conocimiento con el fin de mantener la calidad de los servicios que prestan: la docencia, la investigación, la extensión y los servicios externos. Es por y para ello que las universidades cuentan, en general, con programas de doctorado. Con ellos forman y entrenan a personas capaces de desenvolverse en el campo de la investigación científica, es decir, personas capaces de crear nuevo conocimiento, o dicho de otra manera, ampliar el ámbito del conocimiento.

La investigación de buen nivel obliga a los investigadores a estar al día con los avances de la disciplina y, estando en esas condiciones, podrán transmitir conocimientos e información de punta. El investigador de buen nivel no solo conoce la disciplina, sino que, con su trabajo, es decir, con la constante lectura de artículos científicos, los cuestionamientos que se hace respecto de lo que está investigando, las discusiones con sus pares, la redacción de sus propios artículos, etc., adquiere un profundo dominio de ella.

Este es un trabajo duro y demandante y, por ello, se recomienda que los académicos no estén sobrecargados de docencia y de compromisos administrativos a fin de poder dedicar el tiempo necesario a esa actividad.

De esta manera, el docente está en condiciones de transmitir al estudiante, no solo una visión general de la materia, sino también mostrar como la teoría se aplica a la práctica y cuáles son los aspectos de la disciplina que aún son desconocidos, o inciertos y sus ceptibles de ser mejorados. Es decir, se trata de que las clases no sean una mera repetición de lo que se conoce en los libros, sino que, además de transmitir el conocimiento alcanzado hasta el momento, el docente sea capaz de aportar su propia visión de la disciplina.

En esta tarea de investigación puede resultar interesante aprovechar algunas ventajas que la región en que se encuentre la universidad pueda ofrecer. En ciertos casos se puede buscar manera de realizar una investigación que sea pertinente en la región, es decir, en relación con los recursos y las necesidades de la región. Esto no implica que la investigación no pueda ser del más alto nivel. Eso, además, de motivar a los estudiantes locales, puede facilitar la obtención de recursos regionales y de parte de las empresas locales, y reducir los desplazamientos pertinentes a la actividad de terreno.

A pesar de lo expresado en relación con la conveniencia de contar con docentes de jornada completa que posean un grado de doctor, hay líneas, generalmente aplicadas, en que, si bien un especialista con grado de doctor es sin duda bienvenido, hay expertos en esos temas que no poseen un grado de doctor, pero que poseen una enorme experiencia y pueden representar un muy valioso aporte a la docencia en los temas que ellos dominan.

Si bien, existen discrepancias entre los investigadores en educación respecto de la manera como se establece esta asociación virtuosa entre investigación y docencia, es importante que la investigación que realizan los académicos tenga cercanía o conexión con las materias que imparten. Es decir, que, no por ser un investigador, éste sea la persona idónea para realizar docencia en cualquier tema.

El aseguramiento de la calidad de estas dos actividades y de su buena vinculación recíproca debe ser preocupación de las autoridades de las universidades, tanto de nivel superior como de los departamentos y de las facultades, y, así mismo, preocupación de los gobiernos con la creación y mantención de comisiones o agencias que efectúen la acreditación de las instituciones de educación superior, en Chile, la Comisión Nacional de Acreditación (CNA).

Otro aspecto, que me parece de la mayor importancia es la evaluación de los equipos docentes. Tradicionalmente, las universidades mantienen rigurosos procesos basados en el rendimiento de sus académicos. Quiero poner como ejemplo dos procesos que conozco bien. En la Universidad de Chile estos dos procesos permiten controlar la calidad y el rendimiento de los profesores: la Jerarquización Académica y la Calificación Académica. El primero consiste en determinar sobretodo la calidad de la contribución científica del académico y si ésta alcanza para ser promovido a la jerarquía académica superior. Cabe destacar, además, que la permanencia en las jerarquías inferiores es acotada y que, si el académico excede el plazo de permanencia en su jerarquía, debe retirarse de la institución. La Calificación, en cambio, mide la producción académica general de los académicos (docencia, investigación, administración, extensión) en



períodos de dos años y si ésta no ha sido satisfactoria de acuerdo con su jerarquía en el periodo o ha sido de rendimiento poco satisfactorio en dos periodos consecutivos, debe también abandonar la institución.

Alcanzar los mejores niveles en la enseñanza es fundamental y representa para las universidades el objetivo último, pero es difícil de lograr a menos que en el interior de esas instituciones y en particular dentro de los mismos departamentos exista un ambiente de colaboración y armonía constructiva que permita coordinadamente lograr el mejor resultado posible en la investigación y la docencia. Esto significa poner todo el potencial académico de la institución al servicio de la docencia.

Obtenido este logro, las otras actividades propias de una universidad, como son la extensión y eventuales prestaciones de servicio, al ser realizadas por personas de alta calificación, serán de la mejor calidad.

Conclusión

En consideración a la amplia gama de disciplinas que abarca la Geología y al importante papel que juega nuestra profesión en la sociedad, en particular en este país donde la naturaleza es tan vehemente, es necesario asegurar que la formación de los profesionales geólogos tenga los mejores niveles de calidad. En ese sentido la Sociedad Geológica de Chile recomienda con mucha fuerza asegurar que se cumplan los requerimientos mínimos expuestos más arriba.

Además de lo anterior, es importante que las instituciones que imparten la Carrera de Geología constituyan un plantel docente del mejor nivel científico afín de que se satisfaga de la mejor manera la asociación virtuosa entre investigación y docencia, establezcan mecanismos permanentes de jerarquización y evaluación académica de los docentes, estén preparados para someterse a procesos de acreditación externa, y aseguren condiciones de trabajo y convivencia apropiadas para poder realizar de manera permanente e integrada el continuo mejoramiento de la actividad académica orientado a la mejor formación posible de los futuros geólogos.

Alcanzar todas estas condiciones representa una tarea larga y difícil, que debe ser realizada con la mayor seriedad y constancia, y con la participación de todos los involucrados: los estudiantes, los académicos, las autoridades, los egresados de las carreras de Geología y las instituciones que representan a nuestra comunidad geológica como el Colegio de Geólogos de Chile y la Sociedad Geológica de Chile. De lo anterior se desprende la importancia de estos Encuentros de Estudiantes de Geología.



Aplicaciones de inclusiones fluidas en metalogénesis

Eduardo Campos 1*

Abstract (The use offluid inclusions in metalogenesis): Fluid inclusions are hermetic capsules that contains remnants of fluids that were in close contact with the crystal that host the inclusions, during or after the growing of the crystal, therefore they are a potential source of information related to the temperature and chemical composition of fluids involve on a variety of geological processes. Eventually fluid inclusions can also provide information about pressure condition during trapping. The study of fluid inclusions has become on a central topic for characterizing the composition of solutions from which the mineralization was originated, and the process involve on the formation of mineral deposits, particularly of those related to hydrothermal systems.

Palabras clave: Inclusiones fluidas, soluciones hidrotermales, salinidad

Key words: Fluid inclusions, hydrothermal solutions, salinity.

Las inclusiones fluidas constituyen "cápsulas herméticas" que contienen remanentes de fluidos que estuvieron en contacto con el cristal que las contiene durante o después de su desarrollo, por lo tanto, representan una fuente potencial de información respecto de la temperatura y composición de los fluidos involucrados en distintos procesos geológicos. Eventualmente pueden aportar además antecedentes respecto de la presión de fluido al momento del atrapamiento. Por lo anterior, el estudio de inclusiones fluidas se ha convertido en un tópico central en la caracterización de la composición de soluciones responsables de la mineralización y de los procesos involucrados en la formación de depósitos minerales particularmente de aquellos asociados a sistemas hidrotermales.

Las inclusiones fluidas son micro cavidades presentes en un cristal que a temperatura ambiente se pueden presentar rellenas de líquido, gas, y/o una o varias fases sólidas. Corresponden a imperfecciones originadas por el atrapamiento de un fluido homogéneo en la cavidad durante el crecimiento del cristal hospedador (inclusiones primarias) o bien en etapas posteriores a la formación del cristal, por la captura de fluidos en micro fracturas del mineral que las contiene (inclusiones secundarias). Las inclusiones fluidas se encuentran presentes en todos los minerales, incluso en los sintéticos, sin embargo, los más apropiados para realizar estudios termométricos son cuarzo, calcita, fluorita, baritina, y esfalerita. Las características de estos minerales, es que ellos son trasparentes e incoloros o débilmente coloreados, lo cual facilita el reconocimiento de inclusiones en secciones petrográficas transparentes.

En general las inclusiones fluidas presentan un tamaño variable que va desde sub microscópico hasta algunas centenas de micrómetros de diámetro, rara vez superan los 100 mm. Idealmente se eligen aquellas inclusiones superiores a $10 \text{ }\mu\text{m}$, de lo contrario las mediciones resultan con un alto grado de imprecisión.

El estudio de las inclusiones fluidas se basa en el principio fundamental que considera que se han comportado como un sistema cerrado desde el momento en que se cerró la cavidad, vale decir, que no ha existido ningún tipo de interacción entre el fluido atrapado y el medio circundante. Por lo tanto, los resultados de este tipo de estudio son válidos únicamente si las inclusiones no han sido afectadas por procesos post atrapamiento (ejem. estrangulamiento, vaciado parcial) (Roedder, 1984).

La termometría es un método basado en la observación de los cambios de fase de los componentes atrapados dentro de la inclusión al calentar o enfriar la muestra desde temperatura ambiente. Dependiendo de la composición de los constituyentes presentes en la cavidad, los cambios pueden involucrar modificaciones en la fase sólida, liquida y/o vapor (Roedder, 1984), las que permiten obtener información respecto de la composición, temperatura y ocasionalmente presión, a la cual se encontraba el fluido a partir del cual se originó el cristal huésped, teniendo en consideración que se trata de inclusiones primarias o pseudosecundarias.

Los parámetros que se determinan directamente durante los estudios de termometría de inclusiones fluidas son:

Temperatura de homogeneización (TH), se obtiene al calentar cualquier inclusión fluida hasta lograr una fase homogénea líquida o vapor. Dependiendo de la fase predominante en la cavidad, la homogenización puede ocurrir a líquido por desaparición de la fase gaseosa (THL) cuando la fase líquida es mayoritaria, o bien por expansión de la burbuja hasta ocupar todo el volumen de la cavidad en cuyo caso se habla de homogenización a vapor (THV). La TH corresponde a un valor mínimo para la temperatura de formación del mineral hospedador, la que únicamente bajo condiciones de ebullición es igual a la temperatura de atrapamiento (TT).

Temperatura de depresión del punto de congelamiento o de fusión del hielo (TFH). Es la temperatura de fusión del hielo originado

¹ Depart amento de Ciencias Geológicas, Universidad Católica del Norte, Antofagasta. Av. Angamos 0610, Antofagasta, Chile.

^{*}Email de contacto: edcampos@ucn.cl



al congelar una inclusión bifásica. Esta se determina al calentar la inclusión hasta que desaparezca la última porción de hielo que se formó al congelar el fluido.

Temperatura de disolución de la halita (THH). Corresponde a la temperatura a la cual el cristal de halita contenido en una inclusión trifásica se disuelve al calentar la inclusión.

Determinación de salinidad

La salinidad de los fluidos atrapados en las inclusiones fluidas se expresa como porcentaje en peso de NaCl equivalente (% en peso NaCl equiv.) En el caso de las inclusiones bifásicas este valor se obtiene a partir de la temperatura de disolución del hielo (TFH) y en las polifásicas por la temperatura de disolución del cristal de halita (THH) (Potter, y otros 1978; Bodnar, R. 1993).

Ebullición y presión

La ebullición de un fluido hidrotermal se puede estimar mediante el estudio de inclusiones fluidas, este evento queda evidenciado por la coexistencia de inclusiones fluidas ricas en líquido con inclusiones ricas en la fase vapor. Ambos tipos de inclusión debiera homogenizar a la misma temperatura, la primera a líquido mientras que la segunda a la fase vapor. Cuando un fluido es atrapado en estado de ebullición entonces la temperatura de homogenización es igual a la temperatura de atrapamiento, por lo que no se requiere de una corrección por presión.

Es importante tener en consideración que la existencia de inclusiones con proporciones diferentes de gas y liquido no indica necesariamente ebullición, ya que este efecto puede atribuirse al atrapamiento de distintos tipos de fluidos no contemporáneos, bajo diferentes condiciones de presión y temperatura (e.g. Roedder, 1984, Samson et al 2003)).

Clasificación

Las inclusiones fluidas pueden clasificarse según criterios paragenéticos y/o de acuerdo al número de fases presentes en la cavidad a temperatura ambiente.

Criterio paragenético. Es de gran ayuda a la hora de discriminar entre varios tipos composicionales y distintas generaciones de individuos en la muestra de interés. Permite identificar su mecanismo de formación y edad relativa en relación a otra inclusión como al mineral huésped.

Según Roedder (1984) y Shepherd et al. (1985), las inclusiones se clasifican como primarias (P), si estas se forman durante el crecimiento del cristal huésped debido a cualquier proceso que interfiere con el desarrollo de un cristal perfecto. Normalmente se observan paralelas a las caras de desarrollo del cristal (fotomicrografía 1), pueden presentar una distribución tridimensional al azar, o bien presentarse de manera aislada (fotomicrografía 1). Las secundarias (S), se originan por cualquier proceso que ocurra después de completada la cristalización del mineral huésped. Normalmente se presentan en grupos planares, perfilándose como fracturas rellenas (fotomicrografía 1). Finalmente, las Pseudosecundarias (PS) se originan debido al fracturamiento del cristal huésped durante su proceso de desarrollo; los fluidos circundantes penetran por las fracturas y quedan atrapados dentro del cristal, por lo que representan estados intermedios entre las inclusiones primarias y secundarias

Por lo general en los estudios termométricos se utilizan inclusiones P y PS debido a que estas son las que mejor reflejan el carácter de los fluidos presentes durante el crecimiento del cristal huésped, mientras que las S representan fluidos que interactuaron en algún momento con el cristal después de que este se desarrolló completamente (e.g. Shepherd et al. 1985, Samson et al. 2003).

Las características que permiten distinguir las inclusiones P de las S son ambiguas, en general las primeras aparecen aisladas o se desarrollan a favor de posibles planos cristalográficos, mientras que las S se disponen a lo largo de fracturas recristalizadas.

Criterio del número de fases. Se basa en el número de fases que es posible observar en la inclusión, a temperatura ambiente. Las fases que normalmente se encuentran presentes en las inclusiones fluidas, con excepción de las monofásicas ricas en vapor son: líquido, esencialmente agua y vapor, este último bajo la forma de una burbuja de agua de baja densidad. Estas fases pueden ocupar porcentajes variables dentro de la cavidad. En numerosas inclusiones es posible reconocer además la existencia de distintas fases sólidas tales como halita (NaCl), silvita (KCl) y cristales opacos.

Referencias.

Roedder, E, (1984) Fluid Inclusions. Mineralogical Society of America Reviews in Mineralogy. 12, pp. 644.

Shepherd, T; Rankin, A. H; Alderton, D, H, M (1985) A practical guide to fluid inclusions studies.

Samson, I; Anderson, A; Marshall, D (2003) Fluid Inclusions. Analysis and interpretation. Mineralogical Association of Canada. Short Course, Series Volume 32. Pp 374.

Potter, R.W. y Brown, D.L. (1977) The volumetric properties of aqueous sodium chloride solutions from 0° to 500° Cat pressure up to 2000 bars based on a regrewssion of available data in the literature. U.S. Geological Survey Bulletin. 1421-C.

Bodnar, R. (1993) Revised equation and table for determining the freezing point depression of H₂O-NaCl solutions: Geochemical and Cosmochemical acta 57, 683-684.



¿Es el cambio climático el culpable de los últimos aluviones en Copiapó? Primeras respuestas del proyecto COPIFLOOD

Tatiana Izquierdo 1

Las inundaciones causadas por flujos de derrubios y fango constituyen un riesgo a escala global, especialmente relevante en z onas de grandes desniveles y contextos climáticos áridos o semiáridos como es el caso de la Región de Atacama (24º-27ºS). Aunque todo el Desierto de Atacama posee un clima árido - hiperárido en la zona de transición climática sur existen algunos ríos perennes como el Copiapó. Así, en esta cuenca la precipitación varía considerablemente con la topografía (Valdés-Pineda et al., 2014) disminuyendo desde los 300 mm/año a 5.000 m.s.n.m. a los 20 mm/año a 400 m.s.n.m., y siendo inferior a 10 mm/año al nivel de mar (Houston, 2006). Las estadísticas muestran precipitaciones superiores a lo normal cuando las condiciones de temperatura del mar en el Pacífico se asocian a la presencia del fenómeno de El Niño Oscilación Sur (ENSO; El Niño Southern Oscillation) sin embargo, recientemente Valdés-Pineda et al. (2017) han identificado una variabilidad de baja frecuencia en la precipitación que ocurre en la región subtropical, esto es, a la latitud de Copiapó con un ciclo que varía entre 40 y 60 años. Estos ciclos se encuentran fuertemente influenciados por el índice de Oscilación Decadal del Pacífico (PDO; Pacific Decadal Oscillation) y el índice de Oscilación Multi-decadal del Atlántico (AMO; Atlantic Multi-decadal Oscillation). Según estos autores el evento ocurrido en marzo de 2015 coincidió con una fase alta del índice AMO que implica una alta cantidad de agua precipitable en latitudes bajas intensificado por las altas temperaturas del agua de mar generados por fenómeno ENSO durante 2015-2016. Sin embargo, tras el evento de mayo de 2017, que volvió a provocar la crecida de río Copiapó y la bajada de Quebrada Paipote, se plantea la duda de si el cambio climático actual puede estar influyendo en la frecuencia y en la magnitud de estos eventos. Es por ello que uno de los objetivos planteados en el proyecto COPIFLOOD (FONDECYT Iniciación 11160405; Urban risk assessment using flood and paleoflood records in the arid Copiapó basin) consiste en el análisis y evaluación de las precipitaciones y los caudales del río Copiapó así como el estudio del registro geológico de paleoaluviones. Este análisis nos permitirá conocer el comportamiento del río en las últimas décadas (registro instrumental), siglos (registro histórico) y milenios (registro geológico) y evaluar la posible influencia del cambio climático actual en su comportamiento. La metodología planteada en este proyecto es multidisciplinar e incluye tareas referidas a ciencias tan variadas como la historia, la estadística, la hidrología o la sedimentología cuyos resultados quedan siempre integrados en un Sistema de Información Geográfica (SIG). Los resultados preliminares muestran que a lo largo de la historia la ciudad de Copiapó ha sufrido inundaciones de diversa magnitud incluyendo algunas que pueden ser consideradas como catastróficas y similares al evento del 25 de marzo de 2015 como la ocurrida en 1888. Además, se han identificado 3 escenarios de inundación de la ciudad que dependen principalmente de la variabilidad espacial de la precipitación asociada. Finalmente, los depósitos de paleoinundaciones registrados a lo largo de la cuenca del río Copiapó nos han permitido identificar de forma preliminar un gran cambio en la dinámica fluvial del río en torno a 3.000 A.P asociado a un cambio climático, momento en el cual el sistema comienza a funcionar de forma torrencial y episódica. Los futuros resultados del proyecto nos brindarán nueva información sobre la magnitud y la frecuencia de estos eventos de crecida de forma que será posible ampliar la serie temporal de estudio de los periodos de recurrencia a los último 3 milenios.

Referencias.

Houston, J. (2006). Variability of precipitation in the Atacama Desert: its causes and hydrological impact. International Journal of Climatology, 26, 2181–2198.

Valdés-Pineda, R., Pizarro, R., García-Chevesich, P., Valdés, J.B., Olivares, C., Vera, M., Balocchi, F., Pérez, F., Vallejos, C., Fuentes, R., Abarza, A., Helwig, B. (2014). Water governance in Chile: Availability, management and climate change. Journal of Hydrology, 519, 2538-2567.

Valdés-Pineda, R., Cañón, J. y Valdés, J. B. (*in press*). Multi-decadal 40- to 60-year cycles of precipitation variability in Chile (South America) and their relationship to the AMO and PDO signals. Journal of Hydrology, DOI:10.1016/j.jhydrol.2017.01.031.

¹ Vicerrectoría de Investigación, Universidad de Atacama, Avda. Copayapu, 485 Copiapó, Chile.

^{*}Email de contacto: tatiana.izquierdo@uda.cl



Las rocas máficas y ultramáficas de la serie occidental en el Centro Sur de Chile $(39-40^{\circ})$

Felipe Orellana¹

¹Universidad Católica de Temuco, Facultad de Recursos Naturales, Escuela de Ciencias Ambientales, Departamento de Geología. Rudencio Ortega 02950

*Email de contacto:

The mafic and ultramafic rocks of the western series in South central Chile (39-40°) La This work presents a new chemical and mineralogical background of metamorphic mafic and ultramafic rocks that belong to the Western Series of south-central Chile between 39° to 40°S. The studies indicate temperature conditions between 250° to 350° C and pressure conditions of 3 to 7 kbar. The serpentinized ultramafic rocks of the study area have varying contents of lizardite, chrysolite and antigorite. Petrographic, mineralogical and Raman spectroscopy studies allow minimum metamorphism conditions of approximately 8 to 10 kbar and 350°C. The studies presented in this work indicate that the mafic and ultramafic rocks were formed mainly within a marginal basin setting in the forearc zone and were subsequently metamorphosed during the closure of this basin.

En este trabajo se presentan antecedentes químicos y mineralógicos de rocas máficas y ultramáficas metamorfizadas que pertenecen a la Serie Occidental del centro-sur de Chile entre los 39° y 40°S. Los estudios indican condiciones de temperatura entre 250° a 350°C y condiciones de presión de 3 a 7 kbar. En cuanto a las rocas ultramáficas serpentinizadas de la zona de estudio están conformadas por contenidos variables de lizardita, crisolito y antigorita. Estudios petrográficos, mineralógicos y de espectroscopía Raman permiten establecer condiciones mínimas de metamorfismo de aproximadamente 8 a 10 bar y 350°C. Los estudios presentados en este trabajo indican que las rocas máficas y ultramáficas se formaron fundamentalmente dentro de un ambiente de cuenca marginal en la zona de antearco y que posteriormente fueron metamorfizadas durante el cierre de dicha cuenca.



Los desastres no son naturales.

Felipe Orellana¹

¹Universidad Católica de Temuco, Facultad de Recursos Naturales, Escuela de Ciencias Ambientales, Departamento de Geología. Rudencio Ortega 02950

*Email de contacto:

No natural disasters Chile is a country that has suffered an important amount of potentially destructive natural phenomena, such as earthquakes and volcanic eruptions. They have had a devastating impact, leading to society to label them as "natural disasters". Nevertheless, they are not natural, since a disaster is produced by the lack of preparedness from society to their occurrence. In this work we present different cases of "natural disasters" in Chile, with emphasis in future challenges and the work on science communication that has been done. We argue that the generation of a culture of preparedness is a prioritary and multidisciplinary problem, where scientific communication is very important in order to help in the generation of proper spaces for dialogue between the different parts of society, which is fundamental for a future development plan where we can mitigate the impact of natural phenomena in the best possible way.

Chile es un país donde han ocurrido una cantidad importante de fenómenos naturales potencialmente destructivos, tales como grandes terremotos y erupciones volcánicas. El impacto de éstos ha sido muchas veces devastador, lo que ha llevado a llamarlos "desastres naturales". Sin embargo, éstos no son naturales, ya que se producen por la falta de preparación de la sociedad frente a ellos. En este trabajo presentamos distintos casos de "desastres naturales" en Chile, con énfasis en los desafíos futuros y en el trabajo realizado en divulgación científica en este tema. Planteamos que la generación de una cultura de la preparación es un problema prioritario y multidisciplinario, donde la comunicación científica es muy importante para ayudar a generar espacios apropiados de diálogo entre las distintas partes de la sociedad, lo que es fundamental para un desarrollo futuro donde se pueda mitigar de la mejor forma posible el impacto de los fenómenos naturales.



Fifteen years of ash memoirs at Tungurahua volcano, Ecuador

Jorge Bustillos A. 1*, Jorge E. Romero 2, Alicia Guevara C. 3, Evelyn Cuenca 1

Abstract: The Tungurahua volcano is one of the most active volcanoes on Ecuador, sited 120 km to the S of Quito. It has registered historical eruptions on 1641-1646, 1773-1781, 1886-1888, 1916-1918 and 1999-present. During the last 15 years (1999-2014) the eruptive activity has been oscillatory, being the largest events characterized by paroxysmal eruptions with VEI 2 with exception of the August 16 and February 1 eruptions, VEI=3. The most frequent volcanic phenomena has consisted in ash fall, pyroclastic density currents generation and the production of small volume lava flows (2006, 2014) and lahars. The surface manifestations have been mostly eruption columns reaching until 15 km above the vent and strong shock waves. The eruptive style has shown important changes, from mostly strombolian activity (1999-2009) to predominant vulcanian as evidenced in May 28 and November 22 (2010); 4 February 2012; 14 July 2013 and the most recent eruptions of February 1 and April 4 (2014).

Key words: Tungurahua volcano, Volcanic Hazards, Eruptive processes, Ecuador.

1. Introduction

Crowned by 5023 meters above sea, Tungurahua (01°28' S, 78°27' W) is a young volcano distant 120 km to the South of Quito, in the Ecuadorian Andes. Two violent 30,000 and 3000 years old edifice collapses destroyed old volcanoes and built the present one from its remnants [Hall et al., 1999; Molina et al., 2005; Le Pennec et al., 2006; Bustillos, 2008]. Historical eruptions took place on 1641-1646, 1773-1781, 1886-1888, 1916-1918 and the recent one 1999-present. Most of them were moderate-to-large in size, sufficient to achieve volcanic explosivity index (VEI) of 3 to 4. The range of silica (54-67% weight) indicates andesitic to dacitic compositions, but mostly silicic (57-59 % weight) andesites [Hall et al., 1999; Bustillos, 2008] have been released in geological and historical times.

Once 75 years of quiescence, the Ecuadorian Tungurahua volcano awoke newly in 1993 with a small explosion. The gradual reactivation finished in 1999 with the onset of an eruptive cycle. Short periods of low-to-moderate explosive activity (Fig.1a) accompanied by ashfall, lava emissions (Fig.1b) and pyroclastic density currents (PDCs) plus lahars floods have written the volcano's behavior [Hall et al., 1999; Le Pennec et al., 2008; Hall et al., 2013].

Fifteen years later its re-awakening, Tungurahua continues restless and its activity has forced people to learn how to live with persistent eruptions. Roughly 130 millions of cubic meters of ashfall have extensively affected environs around the volcano (Fig.1c), and sites towards south and west may testify severe damage in agriculture and infrastructure. Even more, on August 2006 eruption, five civil passed away as consequence of murderer PDCs. To better response during eruptions, Instituto Geofísico of the Escuela Politécnica Nacional (IG-EPN) has monitored the volcano from 1988. Due to this interdisciplinary effort, monitoring network therein has become one of the most robust for a South American volcano. It has also turned into a natural laboratory for global volcanology and social studies for volcanic resilience. Frequent ashfall has made possible to quantify its broad impact and distribution in order to design hazard mitigation plans and research in affected humans.

2. Methodology

Overview of the 1999-2014 eruptions

A first phase of the eruptive cycle occurred between 1999 until 2005. Before the eruption onset, seismicity and fumes increased probably due to melted rock ascent. The activity varied from steam to ash explosions with incandescent rocks and shockwaves, followed by lava fountaining and Strombolian eruptions on 2002, 2003 and 2004, interpreted as the input, disruption and ejection of low volume magma. Periods of silence were frequently intercalated with eruptions and indicated repetitive intrusions of andesitic (58-59 wt. % SiO2) magma from depth at low rates [Samaniego et al., 2011].

The second phase was a reflect of a new deep, hot and gas-enriched andesitic (58-59 wt. % SiO2) magma input on 2006 that disrupted the calm of the mountain and triggered a sequence of violent eruptions [Samaniego et al., 2011; Eychenne et al., 2013]. Eruptions on July 14 and August 16 produced severe PDCs followed by a lava effusion. These two events released 42 and 26 million cubic meters in ashfall and PDCs, respectively [Troncoso et al., 2006; Eychenne et al., 2012; Hall et al., 2013].

Subsequent to the bursting events of 2006 a third phase of reduced activity characterized 2007 to 2009. Only small-to-moderate Strombolian eruptions occurred on February, August 2008 and first half of 2009. Scarce 1,5 million cubic meters of ashfall were evacuated.

¹ Facultad de Geología, Minas, Petróleos y Ambiental, Carrera de Ingeniería en Geología. Universidad Central del Ecuador - Casilla 872 A, (+593) 22555301.

² Departamento de Geología, Universidad de Atacama. Av. Copayapu 485, Copiapó, Chile.

³Departamento de Metalurgia Extractiva. Escuela Politécnica Nacional, Quito-Ecuador. email de contacto: jebustillos@uce.edu.ec



The latest (fourth) phase of the eruptive cycle has been occurring between 2010 up to present. On the first half of 2010 surp rising PDCs occurred as consequence of incandescent blocks collapses. Eruption columns reaching 7 km in height and the formation of a lava lake inside the crater, were interpreted as the unquestionable presence of a magmatic input. On May 28, a sudden explosion injected ash 10 km in height and 20 cm-in-diameter rocks fell at 5 km in radius.

The latest phase of activity became in July 2010., when the first reported purely-Vulcanian or poor-in-magma event was seen [Bustillos, 2010] an

d by November 22 a new analogous explosion ejected bean-sized fragments at 10 km in distance [Bustillos, 2010]. While on February to April; August 18-20 and December 16, volcanic activity produced PDCs by all the flanks, no one of them affected populated areas. PDCs filled all the flanks on December 4 during a culminant eruption which finished in lava emission towards north flank of the volcano. The largest eruption on 2013 took place by July 14, which 10 km height ash cloud caused 1,7 million cubic meters of ashfall and generated PDCs. First days of 2014 will be remembered by a little warned major eruption on 1st February, when ash from a 14km column plus PDCs affected all the flanks with ~20 Million cubic meters of ash and rocks. Another shorter explosion by April 4, preceded a 48 h of notable increase in seismicity and low-to-moderate explosions produced an eruption column which reached 10 km in height above the crater, and discharged more than 1300 tons of ash. Lava flowed towards West flank on April 10 and new Strombolian eruptions just occurred on August 2014.

Throughout the events of 28 May and 22 November 2010, 4 February 2012, 14 July 2013, 1st February and 4th April 2014 a more recurrent and explosive dynamism is in evidence. Moreover, the volumetric discharge shows a break in slope from the 2006 erup tion and up to present.

3. Results and Discussion

The Volcanic Ash Advisory Center (VAAC) has sent, from 1999 to 2013 around 8000 reports of ash. This is a proof of the real extension of these phenomena. Field effort conducted by IGEPN and the Institute de Recherche pour le Développment (IRD) did possible to mapping the 1999-2001 and 2006 eruptions deposits with a good resolution. Moreover, from 2008 up to present IGE-PN deployed an ashfall network consistent in a series of low-cost ashmeters [Bernard, 2013]. Also, the training of volcanologists in the use of fast ashfall forecast by Ash3D (USGS) has made possible to mitigate the tephra fall hazard. At this point, 12 isopach maps have been drawn giving a global idea on the process (Supplement1). During the 15 years, 70% of tephra falls have affected west and west-south west of the volcano, and sites like Palictahua (Fig.1d) and San Juan (Fig.1f) remember the latest eruptions with thick accumulated ash from 4 to 8 cm. Most critical zones are located in a elliptic-shaped area in west flank of the volcano which deposit reaches more than 10 cm in thickness (Fig.1c). The released bulk volume is sufficient to fill more than 100 edifices like the roman coliseum and the total mass is equivalent to more than 600,000 statues of liberty. This is, comparatively, around the 25% of rocks emitted by Chaitén eruption in 2008. Lots of house ceilings (Fig.1e) have collapsed under the weight of compacted particles and the hill's soils have turned into dark grey color. Associated processes to erosion of pyroclastic deposits have resulted in 795 lahar floods from 2000 to 2010.

While the effect of volcanic ash in human health is rather well-known, stories of social resilience and adaptation surprise and are common around Tungurahua. By this reason, worldwide research projects (eg. Vuelco, Streva, etc) are working right now at this area in order to understand the social and health impacts associated with eruptions. Also, Ecuadorian EPN is working in the analysis of the whole eruptive cycle materials and they hope to contribute in the knowledge on the chemical interactions associated with ash deposition.

Future goals of coming projects would be interested in revealing the unknown effects of ashfall, especially in productive processes and ecosystems. The Tungurahua example may be taken in account for ashfall hazards in other volcanoes with long-lasting eruptions. Due to more than 20 contributions for AGU Meetings were related to Tungurahua volcano in the last 10 years, the current activity and its importance promises to be an argument for fertile discussions at future geoscience meetings.

4. Conclusions

During 15 years, the activity at Tungurahua volcano has been oscillatory and the periods with highest activity have been characterized by paroxysmal phases, mostly VEI 2, with exception of the 16 August 2006 and 1 February 2006 events. The most frequent volcanic phenomena has been the ash fall (130*106 m3; Fig. 6A) which has affected extensively the W of the volcano (Fig. 6B). Sites at the S and W of the vent testify the 15 years of volcanic activity (Fig. 6C-6D). Also, the generation of PDCs, the production of lahars and low volume lava effusions (16 August 2006, 4 December 2010 and 10 April 2014) are characteristic events in the Tungurahua activity. The surface manifestations have been featured by eruption columns reaching until 15 km in height above the vent and strong explosions with shock waves which caused ground and structure vibrations. The eruptive style of the Tungurahua volcano has changed in time, being characterized by an strombolian dynamism for the period 1999-2009, in contrast to a vulcanian-dominated activity from 2010 to present, as was evidenced during the events of 28 May and 22 November 2010, 4 February 2012, 14 July 2013, 1 February and 4 April 2014. The efficient seismic-volcanic monitoring system developed by the IG-EPN, complemented by SATs has allowed to prevent the fatalities as consequence of volcanic activity. However, the only exception was on 16 August 2006, when 5 people passed away as result of the imprudence of people and the bad management of the authorities during the volcanic crisis.

5. Acknowledgements

Main author is sincerely grateful with the Instituto Geofísico de la Escuela Politécnica (IGE-PN) personnel by gave him the



possibility of be formed as a professional and by all the support given by 10 years of permanency.

References

Eychenne, J., Le Pennec, J.-L., Troncoso, L., Gouhier, M., Nedelec, J.-M. 2012. Causes and consequences of bimodal grain-size distribution of tephra fall deposited during the August 2006 Tungurahua eruption (Ecuador). Bull. Volcanol. http://dx.doi.org/10.1007/s00445-011-0517-5

Hall, M., Robin, C., Beate, B., Mothes, P. & Monzier, M. 1999. Tungurahua Volcano, Ecuador: structure eruptive history and hazards. Journal of Volcanology and Geothermal research, v. 91, p. 1-21.

Hall, M., Steele, A.L., Mothes, P.A., Ruiz, M.C. 2013. Pyroclastic density currents (PDC) of the 16–17 August 2006 eruptions of Tungurahua volcano, Ecuador: Geophysical registry and characteristics. J. Volcanol. Geotherm. Res, v 265, p 78-93.

Le Pennec, J. L., Hall, M., Robin, C., Bartomioli, E., 2006. Tungurahua Volcano, Late Holocene Activity. Field Guide, Fourth Conference Cities on Volcanoes 4. Quito-Ecuador.

Le Pennec, J. L., Jaya, D., Samaniego, P., Ramón, P., Moreno Yánez, S., Egred, J., Van Der Plicht, J., 2008. The AD 1300-1700 eruptive periods at Tungurahua volcano, Ecuador, revealed by historical narrative, stratigraphy and radiocarbon dating. J. Volcanol. Geotherm. Res, v 176, p 70-81.

Troncoso L., Le Pennec J-L., Jaya, D., Valle A., Mothes P., Arrais, S. 2006. Depósitos de caída de ceniza producidos durante las erupciones del volcán Tungurahua, 14 de julio y 16 de agosto de 2006. 6tas Jornadas en Ciencias de la Tierra. Escuela Politécnica Nacional, Departamento de Geología, Quito. pp. 181-184.

Bustillos, J. 2008. Las Avalanchas de Escombros en el Sector del Volcán Tungurahua. Tesis de Grado. Escuela Politécnica Nacional-Quito., 151 p.

Bustillos, J. 2010. Transition de style éruptif au cours des éruptions andésitiques en système ouvert: apport de l'étude des cendres avec application au volcan Tungurahua (Equateur). Thesis Master 2, Universite Nice Sophia Antipolis, France. 48 pp.

Bernard, 2013. Homemade ashmeter: a low-cost, high-efficiency solution to improve tephra field-data collection for contemporary explosive eruptions. Journal of Applied Volcanology, 2(1), pp.1–9.

Eychenne, J., Le-Pennec, J.L., Ramon, P. and Yepes, H. (2013) Dynamics of explosive paroxysms at open-vent andesitic systems: High resolution mass distribution analyses of the 2006 Tungurahua fall deposit (Ecuador). Earth Planet. Sci. Lett. 361, 343-355. Samaniego P, Le Pennec J-L, Robin C, Hidalgo S. 2011. Petrological analysis of the pre-eruptive magmatic process prior to the 2006 explosive eruptions at Tungurahua volcano (Ecuador). Journal of Volcanology and Geothermal Research 199(1–2):69–84.

Molina, I., Kumagai, H., Le Pennec, J.L., Hall, M., 2005. Three-dimensional P-Wave velocity structure of Tungurahua volcano, Ecuador. J. Volcanol. Geotherm. Res. 147, 144-156.

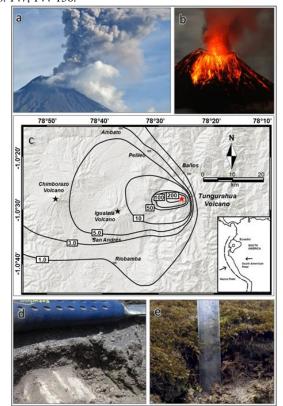


Fig. 1; Typical ash emissions at Tungurahua. b Lava emission during strombolian activity. c Tephra thickness (Isopach map in mm) taking into account all the tephra fallouts from 1999 to 2014. d 4 cm of tephra deposited at Palictahua,7 km S from the source. E: 8 cm of tephra at San Juan, 8 km NW from the volcano.



Avalanchas mixtas y depósitos proximales generados en la erupción de 2015 del Volcán Villarrica y su interacción con la cubierta glacial

Franco Vera Rivadeneira¹*, Jose Luis Palma¹

Abstract: Mixed avalanches and proximal deposits generated during the 2015 eruption of Villarrica Volcano and its interaction with glacial cover. In the early morning of March 3rd 2015, Villarica Volcano exhibited an intense eruptive pulse of 25 minutes duration consisting of a ~1.5 km high lava fountain. The associated explosive activity and ejection of incandescent pyroclastic material prompted the generation of mixed avalanches of ice/snow and scoria. These avalanches eroded the ice on the upper flanks of the volcano and generated lahars that descended onto the main valleys. In this study we show the first drone-generated high-resolution orthomosaic mapping of the proximal deposits, evaluating the interaction of mixed avalanches with ice/snow. Estimation of eroded ice/snow volumes from measurements of ice-carved channels indicate that the main water source for the lahars triggering was the post-eroded melting of snow/ice from mixed avalanches.

Palabras clave: Avalanchas mixtas, Drone, Volcán Villarrica, Interacción glaciovolcánica Key words: Mixed avalanches, Drone, Villarrica Volcano, Volcano-ice interaction

1. Introducción

El pulso eruptivo del 03 de marzo de 2015, a pesar de ser de corta duración, tuvo la magnitud suficiente para depositar una gran cantidad de material alrededor de la cumbre del Volcán Villarrica. Los productos emitidos generaron diversos depósitos que se distribuyeron principalmente en la parte alta del edificio. Estos fueron eyectados desde una fuente de lava que alcanzó ~1,5 km de altura, en la fase paroxismal, y acompañados de una columna de gases y material piroclástico de ~7 km de altura.

Un aspecto importante a entender en volcanes activos con cubierta de hielo perenne, como el Villarrica, son las interacciones glaciovolcánicas durante un evento eruptivo. Estas han sido objeto de estudio en muchas erupciones recientes en volcanes alrededor del mundo, como Nevados del Ruiz en Colombia, Monte Santa Helena y Monte Reboubt en Estados Unidos y Volcán Ruapehu en Nueva Zelanda (Major y Newhall, 1989; Pierson y Janda, 1994; Cronin et al., 1996; Waythomas et al., 2013). Un fenómeno poco reconocido en estos eventos, es la generación de flujos de masa denominados avalanchas mixtas. Washburn (1973) las define como flujos que se inician a modo de avalanchas de nieve, las cuales incorporan detritos en su transporte transformándose en una avalancha mixta. Pierson y Janda (1994) complementan esta definición, determinando que pueden incluir nieve granular, clastos de nieve y hielo glacial, piroclastos juveniles, rocas integradas por erosión y variadas cantidades de agua intersticial. En este contexto, a pesar de ser poco documentadas, se ha reportado su ocurrencia en las erupciones de 1908 y 1913 en el Volcán Villarrica (Stone, 1935, Stone y Ingerson, 1934 y Riffo et al., 1987 en Major y Newhall, 1989) y en la erupción de 1979 en el Volcán Llaima (Moreno et al., 1981 en Major y Newhall, 1989).

En el presente trabajo, se describen los depósitos generados en la erupción de 2015, enfocándose principalmente en sus características morfológicas, composicionales y texturales. Además, se busca evaluar la relevancia que tiene la interacción glaciovolcánica en la parte superior del volcán, y su implicancia en la generación de avalanchas mixtas y lahares. Finalmente, cabe destacar que este estudio se enfoca sólo en los materiales depositados sobre el cono principal, por lo que los depósitos de caída dispersados principalmente hacía el E del área de estudio no se representan en detalle.

2. Metodología

La caracterización de depósitos proximales, en un primera instancia, se llevó a cabo bajo el estudio de un ortomosaico de alta resolución generado con un drone de cartografía profesional eBee sensefly, que sobrevoló el Volcán Villarrica a 2 días de ocurrida la erupción, y en una segunda misión 18 días después. Estos dispositivos de vuelo autónomo, pueden capturar una serie de imágenes con cámaras capaces de guardar latitud, longitud y altura de un punto geográfico específico. Para el presente trabajo, el drone despegó a una distancia de ~1000 m del cráter y alcanzó una altura de vuelo de ~200 m sobre este, generando un total de 236 imágenes aéreas con un traslape lateral del 75% y frontal de un 70%, lo que permitió obtener un ortomosaico de 8,4 cm/pixel de resolución (Fig. 1).

A partir del ortomosaico, se realizó un estudio fotogeológico detallado del material depositado en la parte superior del edificio volcánico, describiendo parámetros visuales como textura, color y tono. Además, al tener asociado un modelo de elevación digital

¹ Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Concepción. Víctor Lamas 1290, Concepción, Chile.

^{*}Email de contacto: francoevera@udec.cl



(DEM), fue posible generar una serie de perfiles topográficos transversales y longitudinales, para así obtener características morfológicas como altura, ancho y largo de los depósitos, como también reconocer la geometría de las estructuras que los flujos dejaron en la superficie del glaciar.

Por otro lado, el tener un modelo digital 3D de la superficie post-erupción, permite cuantificar el volumen de hielo/nieve erosionado por avalanchas mixtas que se desarrollaron preferencialmente por el flanco NW-NE del cono principal.

En adición, se complementa la descripción e interpretación de los procesos ocurridos, con el análisis de imágenes satelitales pre y post evento eruptivo, imágenes webcam del Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN) y con fotografías y videos capturados por personas que se encontraban en las comunas de Pucón y Villarrica en el momento de la erupción.

Finalmente, se llevaron a cabo campañas de terreno con el objetivo de describir los depósitos reconocidos en el ortomosaico y en las imágenes satelitales, además de recolectar muestras para su análisis en laboratorio.

3. Caracterización de depósitos volcánicos proximales

Como resultado del estudio efectuado en las etapas de gabinete y terreno, es posible caracterizar los siguientes depósitos:

3.1. Aglutinación de spatter: Corresponde a material piroclástico eyectado desde el surtidor de lava principal. En erupciones efusivas con una componente explosiva, como la estudiada, se pueden desarrollar fuentes de lava consistentes en un núcleo caliente y una porción externa más fría (Wolff y Sumner 2000). Los depósitos interiores se unen rápidamente para alimentar flujos de lavas, mientras que los de la zona exterior emiten tasas elevadas de piroclastos incandescentes que caen en los bordes del cráter. La depositación de este material se ve favorecido por la naturaleza poco viscosa del magma que lo originó, beneficiando la adhesión y deformación de los clastos durante la depositación. Estos son cubiertos sistemáticamente por nuevos aportes, lo que permite mantener temperaturas elevadas en el interior de los depósitos generando coalescencia de bloques y una posterior soldadura, teniendo como producto una gruesa costra que rodea la parte alta del cono principal.

Este depósito está distribuido de forma concéntrica en torno a la cumbre (Fig. 2), cubriendo un área total de 3 x 10⁵ m². Consisten principalmente en una acumulación de bombas piroclásticas deformadas, aplanadas y soldadas con cortezas resquebrajadas, las cuales alcanzan espesores cercanos y superiores a los 5 metros en las cercanías del cráter.

3.2. Lava clastogénica: Como se mencionó anteriormente, la erupción del 03 de marzo del 2015 se caracterizó por la emisión de una fuente de lava y rápida acumulación de spatter en torno al cráter principal. Las elevadas tasas de caída de piroclastos calientes, cubiertos progresivamente por más depósitos de la misma característica, hacen que disminuya la difusión lateral, provocando un exceso de acumulación e inestabilidad. La coalescencia del material depositado, permite mantener temperaturas elevadas al interior de este, propiciando la generación de una capa inferior fluida que funciona como lubricante, favoreciendo aún más la inestabilidad. A consecuencia de esto, se produce un colapso de la aglutinación de spatter, que con ayuda de la gravedad, comienza a fluir dando lugar a flujos de lava clastogénica.

Los depósitos de estos flujos se distribuyen mayormente al N del cráter cubriendo un área total de 5 x 10⁴ m², muy menor a la cubierta por los otros tipos de depósitos (Fig. 2). Su textura es rugosa e irregular y posee tonalidades oscuras, muy similares a los spatters aglutinados.

- 3.3. Depósitos de caída: Material piroclástico depositado desde la columna eruptiva en el punto más álgido de la erupción. Debido a la dispersión del viento este material se acumuló principalmente en el sector oriental del volcán, dejando una gran cubierta negra sobre las faldas al E del edificio volcánico. Corresponde a cenizas y lapillis acumuladas sobre nieve/hielo principalmente en la zona del glaciar Turbio-Pichillancahue (E-SE).
- 3.4. Avalanchas Mixtas: Corresponde a un conjunto de depósitos consistentes en una mezcla de hielo/nieve, escoria (material juvenil) y líticos de variadas composiciones. Este material se presenta en forma radial en la parte alta del edificio volcánico cubriendo un área de 2 x10⁶ m² (Fig.2). Debido a sus particulares características, este tipo de depósitos se verán en el siguiente apartado.

4. Avalanchas mixtas

Los depósitos examinados en terreno, se presentan como topografías positivas con respecto a la superficie del volcán y se extienden desde el cráter hasta sus flancos inferiores. Estos poseen una morfología elongada con superficie cóncava y extensión lateral acotada. A su vez, en el sector NNE-NNW del edificio volcánico se observan surcos longitudinales que se desarrollan de forma continua principalmente en las zonas centrales de los depósitos. Esto produce una gran irregularidad en la superficie del volcán, donde se observa una serie de montículos de acumulación de material alternados de canales surcados en el glaciar (Fig. 3). La sección superior del depósito consiste en una mezcla de material juvenil de color gris a negro grisáceo, acompañado de líticos basálticos a andesíticos de coloraciones grisáceas a rojizas de erupciones anteriores. Se presentan como una lámina de espesores irregulares que van desde los 2 a 10 cm en la parte lateral del depósito hasta los 30 a 40 cm en la porción central. Estos son masivos y pobremente seleccionados, sin estructuras internas evidentes. En la superficie es posible observar bombas piroclást icas de dimensiones centimétricas hasta métricas, fusiformes y con textura de "corteza de pan". Infrayaciendo se observa una capa de hielo/nieve masiva, en las cuales se concentra el máximo espesor de la avalancha.

En cuanto a las alturas máximas alcanzadas, se midió en el flanco N del volcán una extensión de 7 m desde la superficie del glaciar al punto más alto del depósito, que progresivamente disminuye hasta llegar a 1,5 m en su frente, mientras que en el sector SE estas van desde los 2,5 m hasta los 1,7 m (Fig. 4).

El volumen de material depositado por avalanchas mixtas fue estimado por medición directa de espesores en terreno. Estas se llevaron a cabo en 3 sectores representativos, hacia los flancos N, W y SE. De esta forma, se calcula el volumen para el depósito



del flanco SE en $99.000~\text{m}^3$, para el del W en $45.500~\text{m}^3$ y para el del N en $190.000~\text{m}^3$. Finalmente, el volumen total de escoria y líticos en las avalanchas mixtas es de $334.500~\text{m}^3$.

La estimación de volumen de hielo/nieve erosionado por avalanchas mixtas se obtuvo mediante la utilización de dos métodos. El primero de ellos consiste en la elaboración sistemática de perfiles transversales equidistantes entre sí, con el fin de calcular el área de los canales longitudinales generados en el glaciar, y posteriormente, al ser una distancia conocida entre ellos, estimar el volumen. El segundo método se basa en la utilización del DEM de alta resolución en 3D bajo el procesamiento en programas SIG. En este último, se utiliza la herramienta "cut and fill" la que permite cubicar el espaciamiento entre dos superficies conocidas (Fig. 5). Considerando lo anterior, los resultados obtenidos con ambos métodos son similares, lo que era esperable, y se pueden extrapolar a zonas donde no alcanzó a cubrir el drone con el ortomosaico. Por lo tanto, el volumen total estimado de hielo/nieve erosionado en la erupción de 2015 es de 43.800 m³.

Con respecto a la granulometría de las muestras recolectadas, los resultados muestran que los depósitos de avalanchas mixtas tienen características similares en todas las unidades estudiadas. Considerando que la porción analizada comprende un 75-85% del total del depósito, dejando un 15-25% de bloques mayores a 64 mm fuera del tamizaje en seco, la media de la muestra predominante en el estudio es de arena muy gruesa a grava muy fina, determinando que la porción arcilla es inferior al 5% de la fracción tamizada. La baja cantidad de material fino se condice con la distancia de las muestras con respecto a la fuente, la que va entre los 200 m hasta los 3,5 km, lo que indica inmadurez textural del material volcánico. Esto se relaciona directamente con un emplazamiento rápido y poco constante del flujo, produciendo muy poca energía mecánica en el ambiente post-depositación y por ende, poco retrabajo de los sedimentos. Además, la baja cantidad de finos también se puede atribuir a la ausencia de material alterado hidrotermalmente en el origen de las avalanchas (Vallance y Iverson, 2015).

Considerando lo expuesto y la poca distancia con respecto al centro de emisión, los resultados indican que el material proviene predominantemente desde la misma fuente, sin mayor incorporación de líticos durante el transporte. Por otra parte, se observa que las muestras son mal seleccionadas a muy mal seleccionadas, propiedad que involucra al conjunto de partículas e indica una alta variabilidad en el tamaño de grano. Esto es atribuible a la poca duración del proceso de sedimentación, sugiriendo, una vez más, un flujo transportado por gravedad con pérdida de energía repentina en su emplazamiento y sin procesos de retrabajo posteriores al evento.

5. Discusión y conclusiones

Los procesos de iniciación de flujos de masa producto de la interacción de hielo/nieve con material volcánico han sido discutidos en diversos trabajos alrededor del mundo (Scott et al., 1988; Pierson et al., 1990; Pierson & Janda, 1994; Waythomas et al., 2013, entre otros). En el Volcán Villarrica en tanto, es un fenómeno que no ha sido estudiado a profundidad pero que ha sido descrito en algunas erupciones del siglo XX. En este contexto, en la revisión global realizada por Major y Newhall (1989) mencionan los trabajos de Stone (1935) y Stone y Ingerson (1934) sobre la erupción del 31 de octubre de 1908, en los cuales se hace referencia a avalanchas de rocas, nieve y hielo en el flanco E del cono principal del Villarrica. En el mismo estudio se citan las recopilaciones de Riffo et al. (1987) sobre el evento eruptivo de 1913, describiendo una violenta erupción que detona flujos mixtos de nieve, hielo, lodo y sólidos en dirección de los principales valles

Tal como se ha expuesto, las relaciones glaciovolcánicas son comunes en la historia eruptiva reciente del Volcán Villarrica, sin embargo han sido poco documentadas. Los estudios efectuados en el pasado sugieren esta interacción como la principal causa para la generación de lahares, pero no ahondan en los procesos proximales responsables de la iniciación de estos. Por otra parte, las avalanchas volcánicas mixtas son fenómenos poco conocidos (Pierson y Janda, 1994) y no muy recurrentes en la literatura, por lo que este estudio además de ser una evaluación de la erupción de 2015, es un aporte para entender que estos flujos son más frecuentes de lo pensado.

Los flujos analizados en este trabajo se iniciaron inmediatamente después de haberse formado la fuente de lava en la etapa más energética de la erupción, sin estar asociados a otras corrientes de densidad piroclástica ni flujos de lava, siendo los depósitos más característicos de este evento. La rápida sobreacumulación de material balístico en los flancos del volcán produjo un desestabilizamiento parcial de la cubierta de hielo/nieve del contorno del cráter, favoreciendo el movimiento por gravedad de la masa glacial con material juvenil. Los factores que probablemente están involucrados en este proceso, pueden ser termales o mecánicos. En primer lugar, la transferencia termal directa de los depósitos apilados por actividad estromboliana antes del paroxismo en el borde del cráter, puede haber sido responsable de la disminución de la cohesión entre las partículas de hielo/nieve, generando una repentina movilización al aumentar la energía de la erupción. En segundo lugar, el impacto directo de productos piroclásticos sobre la cubierta glacial puede haber facilitado el acarreo de material formando avalanchas.

Dadas las características del flujo, es posible inferir el comportamiento de este durante su transporte. En primer lugar, las velocidades calculadas varían entre 50 y 60 km/hr para las avalanchas de mayor magnitud, mientras que para algunas más pequeñas llegan hasta los 90 km/hr. En adición, la morfología, granulometría y geometría de los depósitos, las permiten clasificar como flujos granulares húmedos, en los cuales la energía se transfiere colisionalmente entre partículas, y que a medida que el hielo/nieve se derrite se transforma en lubricante, facilitando el movimiento. Un proceso similar ha sido observado en volcanes como Monte Redoubt y Monte Santa Helena en Estados Unidos (Pierson y Janda, 1994). Finalmente, las propiedades sedimentológicas de estos depósitos sugieren que la perdida de energía del flujo fue repentina evidenciado por inmadurez textural y mala selección, además de sugerir poca incorporación de material ajeno a la erupción de 2015.

Como se ha mencionado anteriormente, una de las consecuencias principales de la interacción hielo/nieve con productos volcánicos calientes, es el desencadenamiento de lahares de diversas magnitudes. El impacto de los procesos volcánicos sobre glaciares ha sido observado en erupciones de los volcanes Redoubt y Spurr en Alaska, Ruapehu en Nueva Zelanda, Tokachidake en Japón, Monte Santa Helena en Estados Unidos, entre otros (Thouret et al., 2007). Un ejemplo emblema de estos eventos, es la



inundación del pueblo de Armero en Colombia por flujos laháricos desencadenados por fusión de hielo/nieve en una pequeña erupción de características subplinianas del Volcán Nevados del Ruiz (Pierson et al., 1990). En ella murieron cerca de 23.000 personas y 5.000 casas resultaron destruidas, transformándose en una de las tragedias más recordadas de la historia (Vallance y Iverson, 2015).

En Chile en tanto, por las características del frente volcánico de los Andes del Sur y Andes Australes, se ha documentado esta interacción en erupciones históricas del Volcán Calbuco, Volcán Llaima, Volcán Hudson y Volcán Villarrica (Major y Newhall, 1989) y en las recientes erupciones de 2009 del Volcán Llaima y las de 2015 en el Volcán Calbuco y Volcán Villarrica, todas ellas con diversas consecuencias en la infraestructura y en la vida de los habitantes que rodean estos macizos.

A modo de conclusión, se hace necesario recalcar la relevancia que tuvieron las avalanchas volcánicas mixtas en la iniciación de flujos laháricos en la erupción del 03 de marzo de 2015. Los factores mecánicos y termales involucrados en el derretimiento de hielo/nieve fueron lo suficientemente eficientes para provocar descargas que inundaron sectores aledaños a los cauces principales del volcán, reportándose lahares en los valles Correntoso, Zanjón Seco, Turbio y Pedregoso. Además, se demuestra que el análisis de modelos de elevación digital y ortomosaicos de alta resolución proporciona una nueva herramienta para el reconocimiento de depósitos en zonas de difícil acceso, como es el caso de sectores proximales en volcanes con erupciones recientes.

6. Agrade cimientos

Agradecemos a Jaime Soto y Geospacio por facilitarnos el ortomosaico y DEM de alta resolución. También agradecemos al Servicio Nacional de Geología y Minería por facilitar las imágenes webcam.

7. Referencias

Cronin, S. J., Neall, V. E., Lecointre, J. A., & Palmer, A. S. (1996). Unusual "snow slurry" lahars from Ruapehu volcano, New Zealand, September 1995. Geology, 24(12), 1107-1110.

Major, J. J., & Newhall, C. G. (1989). Snow and ice perturbation during historical volcanic eruptions and the formation of lahars and floods. Bulletin of volcanology, 52(1), 1-27.

Pierson, T. C., & Janda, R. J. (1994). Volcanic mixed avalanches: a distinct eruption-triggered mass-flow process at snow-clad volcanoes. Geological Society of America Bulletin, 106(10), 1351-1358.

Pierson, T. C., Janda, R. J., Thouret, J. C., & Borrero, C. A. (1990). Perturbation and melting of snow and ice by the 13 November 1985 eruption of Nevado del Ruiz, Colombia, and consequent mobilization, flow and deposition of lahars. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 41(1-4), 17-66.

Scott, K. M. (1988). Origins, behavior, and sedimentology of lahars and lahar-runout flows in the Toutle-Cowlitz River system. Thouret, J. C., Ramirez, J. C., Gibert-Malengreau, B., Vargas, C. A., Naranjo, J. L., Vandemeulebrouck, J., & Funk, M. (2007). Volcano-glacier interactions on composite cones and lahar generation: Nevado del Ruiz, Colombia, case study. Annals of Glaciology, 45(1), 115-127.

Vallance, J. & Iverson, R. (2015). Lahars and their deposits. En H. Sigurdsson (Ed.), The encyclopedia of volcanoes, second edition (pp. 649-664). Elsevier.

Washburn, A. L. (1973). Periglacial processes and environments. E. Arnold.

Waythomas, C. F., Pierson, T. C., Major, J. J., & Scott, W. E. (2013). Voluminous ice-rich and water-rich lahars generated during the 2009 eruption of Redoubt Volcano, Alaska. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 259, 389-413.

Wolff, J. & Sumner, J. (2000). Lava fountains and their products. En H. Sigurdsson (Ed.), The encyclopedia of volcanoes (pp. 321-329). San Diego: Academic press.

Anexos:



Fig. 1: Ortomosaico de 8,4 cm/pixel de resolución generado con drone de cartografía profesional. En él es posible observar los depósitos dejados por la erupción de 2015.

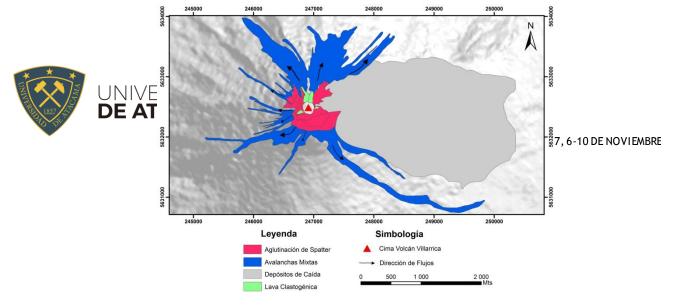


Fig 2: Mapa de distribución de productos volcánicos proximales de la erupción de 2015 del Volcán Villarrica.

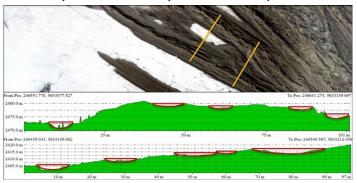


Fig. 3: Perfiles topográficos transversales realizados en los depósitos de avalanchas mixtas. En amarillo se muestra el trazado del perfil en el ortomosaico, mientras que con color rojo se observan los canales longitudinales dejados por la erosión de las avalanchas en la superficie.

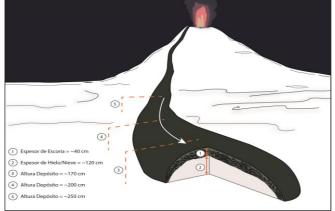


Fig. 4: Esquema explicativo de la distribución de alturas y espesores en el depósito de avalancha mixta de la ladera SE el Volcán Villarrica.

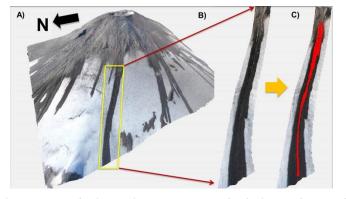


Fig. 5: (A) Visualización 3D del ortomosaico de alta resolución. En (B) se individualiza un depósito de avalancha mixta en el cual se observan surcos longitudinales en el centro. (C) En color rojo se resalta la fracción de depósito erosionado que fue ocupada para la cubicación.



Origen, transporte y emplazamiento de lahares generados en la erupción de 2015 del Volcán Villarrica

Franco Vera Rivadeneira¹*, Jose Luis Palma¹

(1) Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Concepción. Víctor Lamas 1290, Concepción, Chile.

*Email de contacto: francoevera@udec.cl

Abstract: Origin, transport and emplacement of lahars generated in the 2015 eruption of Villarica Volcano. During the March 3^{rd} 2015 eruption of Villarrica Volcano, several laharic pulses were generated and they descended onto the Correntoso, Zanjón Seco, Pedregoso and Turbio valleys. These flows were initiated due to the feed provided for mixed avalanches, that eroded the ice accumulated on the upper flanks of Villarrica Volcano. In this study, field work was carried out in order to determine the main characteristics that influenced the behavior of lahars. Our results show that the lahars of 2015 eruption presented peak discharges of 10^2 - 10^3 m^3 /s, flows velocities up to 10^5 m/s and its deposits volumes of 10^5 m/s. These flows are classified as moderat. On the other hand, the grain size distribution and textural characteristic of the deposits allow us to classify these processes as non-cohesive debris flows.

Palabras clave: Lahares, Volcán Villarrica, Erupción 2015 Key words: Lahars, Villarrica Volcano, 2015 eruption

1. Introducción

Uno de los fenómenos más importantes a estudiar en la erupción de 2015 del Volcán Villarrica es el emplazamiento de lahares por los principales valles que rodean al macizo. Etimológicamente, el término "lahar" proviene del idioma indonesio y se refiere a un flujo rápido conducido por gravedad, que se compone de una mezcla de fragmentos de roca y agua, generado en las faldas de un volcán (Smith y Fritz, 1989). Definiciones recientes los caracterizan como una gran masa compuesta por agua y sedimentos en proporciones similares, que bajan por altas pendientes incorporando otros detritos en su avance (Vallance y Iverson, 2015). Estos son considerados como una de las amenazas naturales más catastróficas que existen alrededor del mundo, ya que los grandes fragmentos de rocas que pueden llegar a transportar suelen ser muy destructivos. Es por ello que los flujos laháricos son objeto de investigación en la mayoría de los volcanes activos que tienen ciudades o poblados en sus faldas, por lo que entender su dinámica se hace relevante para el desarrollo social y político de estos asentamientos humanos.

Históricamente en el Volcán Villarrica se han generado lahares de diversas magnitudes, los cuales han sido reportados en los eventos eruptivos de 1904, 1948, 1963-64 y 1971, entre otros (Petit-Breuilh et al., 1994). La erupción de 2015 no fue la excepción, ya que en ella se pudieron reconocer descargas laháricas en los valles Zanjón Seco, Correntoso, Pedregoso y Turbio, las cuales avanzaron corriente abajo hasta desembocar en el lago Villarrica (Fig. 1).

La iniciación de los lahares que descendieron por los cauces en 2015 se produjo por la efectiva alimentación proporcionada por avalanchas mixtas segundos después del paroxismo. Estas al erosionar el glaciar del flanco superior del edificio volcánico, facilitaron el derretimiento de hielo/nieve gatillando una descarga de agua suficiente para formar lahares.

En el presente estudio se describen de forma detallada los diversos depósitos de lahares desarrollados en la erupción de 2015 en el Volcán Villarrica, teniendo como objetivo evaluar el origen, transporte y emplazamiento de estos flujos. Además, esta investigación está orientada a ser un aporte para la correcta planificación ante emergencias volcánicas de las comunas aledañas al volcán, proporcionando nuevos antecedentes de zonas riesgosas, principalmente, en los alrededores de la ciudad de Pucón.

2. Metodología

Para este estudio se realizaron campañas de terreno enfocadas en la descripción de depósitos de lahares en los valles donde estos fueron reportados. De acuerdo a los antecedentes adquiridos, se visitaron 124 sitios de interés en total. De esta manera, fueron recorridos los cauces desde sus cabeceras, hasta zonas distales cercanas al lago Villarrica. Con el fin de entender el comportamiento de los lahares emplazados en la erupción de 2015, diversas mediciones y observaciones fueron llevadas a cabo en los valles mencionados. Estas se enfocaron principalmente en la caracterización de depósitos, por lo cual se llevaron a cabo mediciones de espesores, anchos de cauces, marcas de alturas máximas y descripciones de petrografía macroscópica, así como elaboración de columnas estratigráficas esquemáticas. Además, debido a su importancia para la interpretación de la dinámica de estos flujos, se efectuó el reconocimiento de levees laterales, zonas de inundación y barreras topográficas. De la misma forma, se recolectaron 15 muestras de depósitos de lahares para estudio de distribución de tamaño de grano.

Por otra parte, se estimaron las velocidades de los diversos flujos mediante los métodos de superelevación y el método de altura máximas por barreras verticales. El primero de ellos es el basado en información de superelevación propuesto por Chow (1959), el cual consiste en la medición de parámetros geodésicos obtenidos desde los depósitos en curvaturas de canales (Muñoz-Salinas et al., 2007; Scheidl et al., 2014). Esta técnica ha sido utilizada en muchos estudios debido a su baja complejidad para ser aplicada en terreno. Los parámetros utilizados en este método son (1) la velocidad del flujo (v), (2) el radio de curvatura del canal (R), (3) la



aceleración de gravedad (9.81 m/s^2) , (4) la pendiente del canal (θ) , (5) la diferencia de altura entre las marcas máximas alcanzadas en ambas paredes del cauce (Δh) y (6) el ancho del canal en la curva (B) (Fig. 2). En sectores donde no se reconocen curvas adecuadas para aplicar el método de superelevación, se utilizan diversos modelos de disminución de velocidad por barreras verticales. En este contexto, el que se usa con mayor frecuencia es el modelo de masa puntual, que consiste en la transformación de energía cinética de un flujo a energía potencial cuando este se encuentra con un obstáculo. Cabe mencionar que dada la simplicidad de este último método es muy impreciso pero permite obtener estimaciones de velocidades realistas con datos de terreno post-evento, lo que con otros modelos más confiables no es posible realizar.

Finalmente, las estimaciones de volúmenes se realizaron mediante dos métodos diferentes. El primero de ellos se basa en la conversión de volumen de hielo/nieve erosionado a su equivalente en agua, por medio de la utilización de un ortomosaico de 8,4 cm/pixel de resolución obtenido con drone. El segundo consiste en la multiplicación del promedio de los espesores de depósitos por el área total inundada en el cauce. Ante esto los errores asociados son altos en ambos casos, debido a la extrapolación de los parámetros al total del área inundada. Sin embargo, la estimación efectuada con el ortomosaico posee una mejor confiabilidad debido a su alta resolución, en cambio el segundo método tiene una alta incertidumbre asociada ya que la irregularidad de los depósitos a lo largo de estos canales introduce un alto sesgo.

3. Resultados

3.1. Características de los valles inundados

El Zanjón Seco es un valle de origen glacial que se extiende por 16 km desde el flanco N del volcán en dirección N20°W hasta el lago Villarrica. Este es uno de los principales cauces a estudiar, ya que presenta un ancho que alcanza 1,5 km en su cabecera y porque históricamente se han emplazado flujos laháricos a través de él. Además, cobra particular importancia por el aumento de la densidad de habitantes y de construcciones de infraestructura turística que existen en su cauce. Por otra parte, el sistema Pedregoso-Turbio corresponde al drenaje más importante del glaciar Pichillancahue-Turbio al NE del Volcán Villarrica. Consiste en dos valles principales: (1) Pedregoso en dirección N25°E y (2) Turbio que nace en dirección N60°E con respecto al cráter. El primero de ellos se extiende por 12 km desde su cabecera hasta la junta con el Río Turbio, uno de los principales cauces fluviales de la zona estudiada. Este último se extiende por aproximadamente 20 km desde su nacimiento hasta su junta con ríos Trancura y Liucura para formar el Río Pucón, el cual desemboca el en lago Villarrica. El lecho del cauce presenta una inclinación menor que la del Pedregoso, con un promedio de 5°. Su máxima pendiente se observa en los primeros 10 km, donde presenta una variación entre 5° y 9°. De la misma forma, el valle Correntoso corresponde a un importante drenaje del volcán, que se extiende por aproximadamente 18 km en dirección N45°W hasta desembocar en el lago Villarrica. Durante erupciones históricas se han reportados lahares emplazados por este valle, y cobra particular consideración debido a que en su zona distal intersecta la ruta que une a las ciudades de Villarrica y Pucón, siendo esta una de las más transitadas en la región durante época estival e invernal. La descripción de los depósitos del Correntos o en este trabajo consideró solo la parte proximal de él, donde se presenta con mayor extensión lateral y pendiente.

3.2. Granulometría

Las muestras analizadas en los diversos valles evidenciaron notorias similitudes en sus parámetros estadísticos asociados. En primer lugar, se observó que existe una mayor cantidad de material de tamaño arena gruesa a muy gruesa, siendo su diámetro promedio de 0,8 a 1,8 mm, y una cantidad de material fino (limos y arcillas) que no supera el 5%. Por su parte, la selección de la matriz se presentó con una variación menor, fluctuante entre 1,8 \(\phi \) a 2,6 \(\phi \) (arenas medias y finas), lo que permite caracterizar a los depósitos como mal a muy mal seleccionados. Asimismo, se observaron distribuciones unimodales hasta trimodales donde la moda principal, en cada una de las muestras, supera considerablemente a las demás, concentrándose entre 1,7 mm y 3,4 mm. De acuerdo a lo expuesto, es posible caracterizar a los flujos laháricos emplazados como flujos de detritos no cohesivos, debido a su baja cantidad de material fino y a que, por lo general, tienen sobre un 60% de carga sólida. Estos se forman comúnmente por incorporación de sedimento meteorizado presente en la superficie del volcán, fenómeno conocido como *bulking*.

3.3. Velocidades

De acuerdo a lo descrito en el apartado metodología, las velocidades se estimaron mediante los métodos de superelevación y de pérdida de velocidad por obstáculos verticales. Las velocidades estimadas por el método de superelevación para el valle de Zanjón Seco, mostraron que a 4,4 km del cráter estas fueron cercanas a los 9 m/s, mientras que a los 6 km descendieron a 2,9 m/s. Para el Correntoso, en tanto, se observaron velocidades cercanas a los 16,9 m/s a 4,1 km de la cumbre del volcán. Ante esto, se hace necesario precisar que este método es muy sensible a los cambios de pendiente del lecho y al radio de curvatura del canal. Por otra parte, en el valle Correntoso, si bien no se vieron fluctuaciones relacionadas a cambios de pendiente, se presentaron variaciones en el radio de curvatura y en el ancho inundado por flujos laháricos de 2015, lo que hace que la velocidad estimada sea considerablemente mayor. Los resultados obtenidos mediante la medición de alturas máximas en barreras topográficas verticales, mostraron valores mayores a los entregados por el método de superelevación. En este sentido, para el caso del Zanjón Seco fueron estimadas velocidades desde 13,5 m/s hasta 5,9 m/s. De la misma manera, en el valle Correntoso fueron calculadas velocidades de 14,9 m/s y en el Pedregoso de 12,7 m/s. Cabe destacar que este método es más impreciso que el de superelevación, ya que solo considera el parámetro de altura máxima para su utilización. A pesar de esto, los valores entregados por este modelo se acercan bastante a los obtenidos por superelevación en zonas cercanas, por lo que su grado de incertidumbre disminuye considerablemente.

3.4. Volúmenes y caudales máximos

Las características hidráulicas de los flujos laháricos fueron estimadas mediante la elaboración de perfiles transversales a los canales



donde se emplazaron lahares en 2015. En el valle Zanjón Seco se realizaron mediciones en la mayoría de las ramas por las cuales se emplazaron flujos laháricos. Dentro de los resultados mostrados en la tabla 1, se destaca que las máximas áreas cubiertas en este valle se ubican en los perfiles 2 y 3 con 101 m², en las cuales se observan marcas de altura de entre 2 m y 4 m y anchos de canales de 34 m y 23 m, respectivamente. Como particularidad, en estos puntos también se realizaron estimaciones de velocidad por el método de superelevación, por lo que son valores con baja incertidumbre. Ante esto, los mayores caudales llegan a los 949 m³/s a una distancia de 5 km del cráter. Para la estimación de los caudales máximos del valle Pedregoso se utilizó una velocidad de 12,74 m/s para todas las secciones realizadas, la cual fue calculada por el método de disminución de velocidad por barreras verticales. Ante esto, y como fue expuesto anteriormente, se debe precisar que esta ecuación por lo general entrega valores con mayor incertidumbre, por lo que los caudales de este valle pueden estar sujetos a mayor error. El mayor caudal obtenido se observó en la sección 14 con 3006 m³/s, la cual se encuentra en la parte alta del valle y presenta marcas de altura máximas cercanas a los 6 m. El menor caudal en tanto es calculado en el perfil 17 con 717 m³/s, en la parte distal del valle (Tabla 1). Finalmente, mencionar que posterior a la junta de los ríos Pedregoso y Turbio el caudal máximo aumenta considerablemente a 2316 m³/s.

Los caudales máximos obtenidos de las mediciones efectuadas en el valle Correntoso se estimaron con una velocidad de 16,95 m/s, calculada por el método de superelevación en el perfil 18. En el mismo sector se observa el máximo caudal de este valle con 5057 m³/s, mientras que el mínimo se obtiene en la zona distal con 661 m³/s a 10 km del cráter del Volcán Villarrica (Tabla 1). Cabe destacar que en este valle se reconocieron los máximos caudales de los flujos laháricos de 2015.

De acuerdo a lo expuesto, los volúmenes totales estimados por el primer método entregan valores de 2,4 x 10^5 m³ para lahares emplazados en Zanjón Seco, 0.9×10^5 m³ para los de Correntoso y 1.9×10^5 m³ para flujos en Pedregoso-Turbio. Por otra parte, usando el espesor promedio de los depósitos se obtienen volúmenes de 1.5×10^6 m³ en Zanjón Seco, 1×10^6 m³ para Correntoso y de 3.1×10^6 m³ para el valle Pedregoso.

Finalmente, es posible categorizar los lahares estudiados según la clasificación por tamaños de flujos de detritos efectuada por Jacob (2005). Los flujos laháricos generados en la erupción de 2015 son de clase 5 en escala de 1 al 10, describiéndose como de moderada magnitud, y teniendo como potenciales consecuencias que pueden destruir partes de pueblos y bosques en un área de 2 km² además de bloquear arroy os y pequeños ríos.

4. Discusión y conclusiones

Históricamente la actividad del Volcán Villarrica se ha caracterizado por presentar erupciones de tipo hawaianas y estrombolianas, con emisión de flujos de lavas y dispersión de piroclastos de caída, además de desarrollar lahares de diversas magnitudes (Moreno y Clavero, 2006). Ante esto, los flujos laháricos han sido uno de los procesos más recurrentes asociados a las erupciones siendo documentados 6 de ellos en el siglo XX (Naranjo y Moreno, 2004). En este contexto, se pueden establecer similitudes y diferencias entre la erupción de 2015 y eventos encontrados en la literatura. En primer lugar, un factor en común que tienen las erupciones históricas del Villarrica es la generación de descargas laháricas por interacciones glaciovolcánicas debido a la cubierta de hielo perenne presente en gran parte del macizo volcánico. Esta relación ha sido responsable de la repentina liberación de masas de agua que han incorporado sedimentos en su transporte. En este sentido, en la erupción de 1904 se describieron bloques de hielo que fueron arrastrados hasta el lago Villarrica (Lutgens, 1909 en Naranjo y Moreno, 2004), mientras que durante el evento de 1971, uno de los más catastróficos, se observó la generación de lahares y jökulhlaups por la fusión de hielo/nieve del Glaciar Pichillancahue-Turbio (Major y Newhall, 1989; González-Ferrán, 1995; Naranjo y Moreno, 2004). En este último caso, el origen de lahares se atribuye principalmente a la interacción entre flujos de lava y hielo/nieve, mientras que para la erupción de 2015 el carácter erosivo de avalanchas mixtas fue el principal responsable de la liberación de agua para la alimentación de flujos de detritos. La principal fuente de carga sólida que se reconoce en la zona son los sedimentos glaciares no consolidados que se encuentran en los flancos del volcán (Naranjo y Moreno, 2004). Además, en los cauces de los diversos valles existe una gran cantidad de material volcanoclástico disponible para ser erosionado, lo que queda evidenciado en la composición de los depósitos.

Durante los distintos eventos los lahares se han emplazado por los valles que drenan la superficie del Volcán Villarrica. Diferentes características de las erupciones han hecho que la orientación de los flujos no sea siempre igual. Sin embargo, existen valles donde generalmente se registra el paso de estos, como por ejemplo los valles Zanjón Seco, Pedregoso, Correntoso, Turbio y Chaillupén. Dentro de las características propias del comportamiento de los lahares emplazados en los eventos históricos, se reconocen diferencias principalmente en los caudales máximos, volúmenes y velocidades alcanzadas. En este sentido, los flujos laháricos del Villarrica han sido estudiados por Naranjo y Moreno (2004) en los valles Turbio, Pedregoso y Zanjón Seco, mientras que Castruccio et al. (2010) ha trabajado en los depósitos de los valles Voipir y Chaillupén. Los primeros autores han establecido que para la erupción de 1948-1949 los flujos alcanzaron velocidades del orden de los 8,3 m/s y arrastraron bloques mayores a 20 m³. Por otra parte, para las descargas emplazadas por el Río Diuco en 1964 se estimaron velocidades de hasta 11 m/s y caudales máximos en un rango de 4.000-8.000 m³/s. Finalmente, para la erupción de 1971 los caudales máximos fluctuaron entre los 10.000-20.000 m³/s en la confluencia de los ríos Turbio y Pucón. Además, estos alcanzaron volúmenes estimados en 40 x 10⁶ m³ y velocidades de hasta 10 m/s, desbordando la parte baja del Río Turbio y cubriendo la zona del aeródromo de Pucón, sector que actualmente se encuentra densamente poblado. Sin embargo, cabe destacar que los autores no mencionan los métodos ocupados para el cálculo de volúmenes ni modelos para la estimación de velocidades. Por otra parte, Castruccio et al. (2010) estima para el Río Voipir un volumen de 10⁷ m³, mientras que para el Chaillupén de 6,5 x 106 m³ con velocidades de 8 m/s. A modo de comparación, la erupción de 2015 presentó caudales máximos en un rango de 10²-10³ m³/s, con velocidades máximas de 16 m/s y alcanzando volúmenes en el orden de 10⁵ m³, emplazándose solo por los valles del flanco norte del volcán. Con estos antecedentes, es posible concluir que los lahares estudiados en este trabajo fueron menores en área inundada y volumen alcanzado, pero tuvieron velocidades similares e incluso mayores a los desencadenados en 1971.

El Villarrica es uno de los volcanes que en tiempos históricos ha presentado mayor actividad eruptiva en Chile y Sudamérica. Acompañado de esto, en sus faldas se ubican localidades turísticas con gran densidad de población e infraestructura como lo son



Villarrica, Lican-Ray, Coñaripe y, a tan solo 16 km, la comuna de Pucón. Para la elaboración del presente estudio, fue necesario visitar una gran parte del área cubierta por lahares de la erupción de 2015, modelando sus límites y estableciendo sectores donde las barreras topográficas tuvieron influencia sobre el comportamiento de estos flujos. Con las observaciones del trabajo de campo, junto con los antecedentes ya nombrados, es posible hacer una evaluación sobre los peligros y amenaza asociados a lahares del último evento eruptivo.

Al evaluar el funcionamiento de los mapas de peligros existentes con el comportamiento de los flujos laháricos de 2015, es posible notar que muestran grandes diferencias. En adición, la falta de sociabilización de planes de emergencias con la población de Pucón es notoria, ante el poco conocimiento de las personas sobre cómo actuar en caso de erupción, e incluso es reconocible la baja educación volcanológica que existe en la comuna desde autoridades hasta habitantes comunes. También, cabe destacar que en 2015 la cantidad de hielo/nieve en el macizo era baja, al igual que la cantidad de agua existente en los principales valles, lo cual aumenta considerablemente en otoño e invierno. Finalmente otro factor a considerar es la realización de obras para la mitigación del impacto de lahares en los valles estudiados. En el sector del Cerduo, NNE del volcán, en el valle Pedregoso, fueron reconocidas removilizaciones de material de lahares de 2015, lo que podría traer consigo una mayor cantidad de sedimentos no consolidados disponibles para ser erosionados por flujos de detritos, aumentando eventualmente el caudal de estos y la capacidad de transporte. La suma de estos factores, pueden generar un escenario eruptivo mucho mayor al de 2015. En este sentido, el nivel de amenaza en la comuna de Pucón sería alto, principalmente en los sectores de El Claro, Las Turbinas, Aeródromo, El Cerduo, centro de la ciudad, Quelhue y las zonas aledañas a la ruta S-887 (camino al Parque Nacional Villarrica) y a la Avenida Variante Camino Internacional, similar a lo propuesto por Flores (2014). Además, destacar que en este último estudio se establece que el nivel de vulnerabilidad es principalmente alto en las zonas más expuestas a peligros geológicos, debido a la densidad poblacional, proporción de grupos de edad vulnerable y bajo nivel de educación, lo que aumentaría considerablemente el riesgo asociado. De esta manera, es necesario recomendar algunas medidas para la mitigación del riesgo volcánico en los sectores aledaños al Volcán Villarrica. En primer lugar, se hace necesario crear planes de educación volcánica en los cuales se considere a autoridades, miembros de equipos de emergencias, guardaparques y habitantes. De la misma forma, es importante incluir a empresarios y guías turísticos de montaña, para los cuales debe ser requisito para su homologación el tener conocimiento de rutas de evacuación y procedimientos a seguir en caso de un evento repentino. Además, se debe tener un protocolo de educación para turistas, considerando que la cantidad de población flotante en el sector es una de las más grandes de Chile. Finalmente, es importante hacer obras estructurales de mitigación de flujos laháricos en las cuales se consideren profesionales especialistas en peligros geológicos, con el fin de no construir en zonas que ya han sido afectadas

5. Referencias

Castruccio, A., Clavero, J., & Rivera, A. (2010). Comparative study of lahars generated by the 1961 and 1971 eruptions of Calbuco and Villarrica volcanoes, Southern Andes of Chile. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 190(3), 297-311.

Chow, V. T. (1959). Open-channel hydraulic McGraw-Hill. New York.

Flores, F. (2014). Análisis cuantitativo del riesgo de inundación por lahares en el Volcán Villarrica: Métodos integrados de peligro y vulnerabilidad para la ciudad de Pucón, Centro Sur de Chile. Memoria para optar al título de Geólogo. Universidad de Chile, Departamento de Geología (Inédito): 183 pp. Santiago de Chile.

Jakob, M. (2005). A size classification for debris flows. Engineering geology, 79(3), 151-161.

Moreno, H. & Clavero, J. (2006). Geología del área del volcán Villarrica, Regiones de la Araucanía y de los Lagos. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, N° 96: 37pp. Santiago. (Moreno y Clavero, 2006).

Muñoz-Salinas, E., Manea, V. C., Palacios, D., & Castillo-Rodriguez, M. (2007). Estimation of lahar flow velocity on Popocatépetl volcano (Mexico). Geomorphology, 92(1), 91-99.

Petit-Breuilh, M., & Lobato, J. (1994). Análisis comparativo de la cronología eruptiva histórica de los volcanes Llaima y Villarrica (38-39 LS). In Congreso Geológico Chileno (No. 7, pp. 366-370).

Scheidl, C., McArdell, B. W., & Rickenmann, D. (2014). Debris-flow velocities and superelevation in a curved laboratory channel. Canadian Geotechnical Journal, 52(3), 305-317.

Smith, G. A., & Fritz, W. J. (1989). Volcanic influences on terrestrial sedimentation. Geology, 17(4), 375-376.

Vallance, J. & Iverson, R. (2015). Lahars and their deposits. En H. Sigurdsson (Ed.), The encyclopedia of volcanoes, second edition (pp. 649-664). Elsevier.





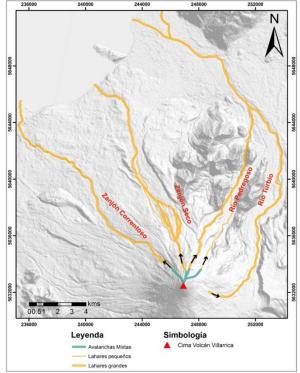


Fig. 1:Mapa de trayectoria de lahares generados en la erupción de 2015.



Fig. 2: Esquema con parámetros utilizados para la estimación de velocidad mediante el método de superelevación.

Valle	Perfil	Área (m²)	$Q (m^3/s)$	Valle	Perfil	Área (m²)	$Q (m^3/s)$
Z. Seco	1	68,77	409,22	Z. Seco	11	35,76	334,40
Z. Seco	2	101,40	918,76	Pedregoso	12	60,00	764,40
Z. Seco	3	101,55	949,54	Pedregoso	13	115,057	1465,82
Z. Seco	4	48,99	458,10	Pedregoso	14	236,00	3006,64
Z. Seco	5	72,66	679,39	Pedregoso	15	68,08	867,33
Z. Seco	6	56,75	530,68	Pedregoso	16	56,29	717,20
Z. Seco	7	47,36	442,81	Turbio	17	188,83	2316,60
Z. Seco	8	51,66	483,02	Correntoso	18	298,36	5057,33
Z. Seco	9	34,08	318,71	Correntoso	19	197,57	3348,96
Z. Seco	10	16,30	152,40	Correntoso	20	39,01	661,21

Tabla 1: Áreas transversales y caudales máximos estimados para los diferentes valles afectados por lahares.



Estudio petrográfico y de proveniencia de rocas arqueológicas de la zona de Antofagasta (\$23°42'-24°12'), Chile.

Enrique Crisóstomo¹*, Fabián Figueroa¹.

Petrographic and provenance study of archaeological rocks from Antofagasta (S23°42'-24°12'), Chile. In the area of Antofagasta, northern Chile, between S23°42'-S24°12', are placed two lithic workshops, which represent rocks remains from prehistoric marine hunter-gatherers, that were used as hammerstone made of pebbles and cobbles, that nowadays represent archeologic instruments. The petrographic study of this rocks is fundamental to characterize the working area, understand the geological processes that brought those rocks into the two workshops and the reason of why this group of people chose this samples as tools.

Key words: Petrographic study, Archeologic Hammerstones, Geological processes, Antofagasta.

1. Introducción

Se ha llegado al consenso que el alzamiento de los Andes Centrales ocurrió fundamentalmente en los últimos 10 millones de años (Hartley, 2003; Farías *et al.* 2009). Por otra parte, el clima en el norte del país se mantuvo entre semiárido y árido desde los 15 a 4 Ma. Posteriormente cambió a un clima hiperárido de los 4-3 Ma producto de un cambio climático global y un fortalecimiento de la corriente de Humboldt, generado por el cierre del mar centroamericano entre los 3,5 y 3 Ma (Hartley, 2003).

Producto de estas extremas condiciones, uno de los agentes de transporte de mayor preponderancia es el viento, transportando partículas hasta tamaño arena. Además, se ha documentado la ocurrencia esporádica de eventos torrenciales, desde el Pleistoceno al Holoceno, que han dejado depósitos aluviales y coluviales rellenando valles y llanuras (Vargas, *et. al.* 2000). Tampoco se debe dejar de lado los deslizamientos de material en seco (remociones en masa) que ocurren de forma periódica, pero que no constituye un evento de gran envergadura.

Estos depósitos aluviales se encuentran emplazados de forma extensa en la depresión central y valles montañosos de la Región de Antofagasta, constituyendo una gran fuente de fragmentos rocosos provenientes de otras zonas. Antiguos cazadores y recolectores marinos del litoral utilizaron estos depósitos como talleres líticos (Fig.1) por su gran contenido en rocas disgregadas (Ballester y Crisóstomo, 2017). Sin embargo, existen muestras (percutores) que por sus características petrográficas y morfológicas debieron ser transportadas por factores antropogénicos.

Los percutores son herramientas de talla lítica cuya función es proveer la energía cinética necesaria para desprender lascas de un nódulo de roca, sea para tallar una forma predeterminada o extraer derivados a ser utilizados como artefactos (Ballester y Crisóstomo, 2017).

Caracterizar petrográficamente rocas arqueológicas y comprender sus posibles proveniencias es un estudio inédito para la región de Antofagasta, Chile. Este trabajo fue realizado para la empresa consultora Cuenco, en el marco del proyecto EWS de BHP Billiton, FONDECYT 1160045 y FONDAP 15110006.

2. Metodología

De un total de catorce muestras recolectadas en terreno, se prepararon cortes transparentes de las seis más representativas. Obtenidos los resultados, se elaboraron mapas con imágenes satelitales de las posibles zonas en donde se podrían encontrar los afloramientos de las rocas que se identificaron. Para esto se utilizó una base de mapeo conforme a la carta geológica de Chile 1:1.000.000 proporcionada por Sernageomin y las hojas Aguas blancas (1:250.000) y Antofagasta y Punta de Tetas (1:100.000). Las muestras fueron codificadas (Tabla 1) con una letra "A" y "B" dependiendo del taller lítico del cual provenían. Se utilizó una "P" si correspondían a percutores líticos y una "C" si correspondía a un mineral llamado Calcedonia el cual se encontró en el taller B. Las muestras del código "P" fueron recolectadas en el sector costero de Coloso, corresponden a ejemplares idénticos en composición y morfología comparados a los percutores originales, dado que estos no se pudieron intervenir por el valor arqueológico que presentan.

3. Resultados y Discusión

¹ Facultad de Ciencias Químicas, Universidad de Concepción, Departamento Ciencias de la Tierra, Edmundo Larenas 129, Concepción, Chile *ecrisostomo@udec.cl, fabianfigueroa@udec.cl



El Taller A se encuentra aproximadamente a 19 km ESE de la ciudad de Antofagasta. Forma parte de la depresión central y está conformada por depósitos de gravas antiguas del Mioceno. El Taller B se ubica aproximadamente a 40 km al ONO de la mina La Escondida. Forma parte del comienzo de la Cordillera Domeyko y está conformada por depósitos aluviales y coluviales modernos, del Pleistoceno-Holoceno. Ambos talleres se sitúan sobre depósitos aluviales (Fig.2) cuyo medio de transporte de mayor eficacia ocurre en lapsos cortos e intermitentes, como lo son tormentas ocasionales o lluvias intensas que dejan una cubierta de material de gran extensión, transportado como flujo de detritos. Estos depósitos se caracterizan por fragmentos irregulares y angulosos de distintas composiciones dependiendo de las áreas fuentes. A pesar que estos flujos pueden recorrer grandes distancias, son de corta duración. Además, los clastos flotan en una matriz arcillosa que impide la abrasión entre ellos, por lo que tienen baja redondez (Nichols, 2009).

En el área se encuentra una extensa red hidrográfica (Fig.3) que actúa de manera intermitente, pero refleja los cauces esporádicos de mayor relevancia en el sector. Cabe señalar que en general estos afluentes no son estáticos, pueden ir migrando como el caso de la zona de abanicos aluviales. Las nacientes de los afluentes están emplazadas en las zonas de elevada altura que corresponde a potenciales áreas fuente para los depósitos holocenos.

El análisis petrológico mostró diferentes tendencias composicionales para los diferentes talleres (Tabla 2). En el taller A se identifican rocas ígneas extrusivas de composición ácida (riolitas) y la existencia de cuarzo. En el taller B se identifica una composición mucho más variada, de andesitas a riolitas, hasta calcedonia.

En el área circundante aflora una serie de unidades geológicas cuya composición es afín a la de las rocas estudiadas (Fig. 4), las que pueden representar posibles áreas fuentes para los depósitos aluviales donde se encuentran los talleres. El taller A se encuentra cercano a la Cordillera de la Costa norte, constituida en su mayor parte por rocas intrusivas de composición básica-intermedia (diorita y monzodiorita); rocas intrusivas ácidas (granodiorita); rocas metamórficas (filita y metarenita) y la presencia de lavas basálticas andesíticas, sin embargo, pese a la proximidad, estas rocas no fueron utilizadas en los talleres líticos. El origen del cuarzo hallado en el taller A puede poseer diversas fuentes: en rocas metamórficas como cuarzo de segregación, constituyente de rocas intrusivas, o por sistemas hidrotermales (Hurlbut, 2011).

El taller B está emplazado en la Cordillera Domeyko, en la cual se hayan abundantes rocas ígneas extrusivas ácidas expresadas como domos dacíticos y riolíticos, y una cantidad más baja de andesitas o basaltos.

La ocurrencia de calcedonia es típica de depósitos tipo epitermales de baja sulfidización, correspondiendo a yacimientos de metales preciosos que se forman cercanos a la superficie (500 a 1000 m de profundidad) extrayéndose metales como el oro y la plata, que en los sectores más superficiales por procesos de alteración se forman una capa superficial de sílice amorfo (variedad de cuarzo) como lo es la calcedonia (Buchanan, 1981). En el sector existe la presencia de la faena minera El Peñon (Fig.4), muy cerca del área de donde están los talleres, en particular del taller B, por tanto, se puede considerar que su procedencia podría tener relación con la minera.

Los guijarros de playa P11, P11-2 y P11-3 (Fig.5) que fueron usados como percutores tanto en el taller A y B, corresponden a dacita, andesita y diorita respectivamente, por tanto, las fuentes más probables para las dioritas son unidades geológicas de la costa. Para las andesitas y dacitas pueden provenir del interior, representadas por unidades de la Cordillera Domeyko. Sin embargo, por las características ya descritas de los aluviones y flujos de detritos, más la ausencia de ríos permanentes en la zona de estudio; el grado de redondez y pulimiento de los percutores no puede ser explicado sin un agente erosivo constante e intenso. Estas condiciones se presentan en sistemas fluviales o marinos, en ambos teniendo al flujo de agua como principal agente de transporte y erosión (Wentworth, 1922). Debido a que ambos ambientes presentan cinemáticas, dinámicas físicas y fuerzas diferentes, generan formas peculiares de guijarros, lo que permite distinguir su origen geológico según algunos de sus atributos morfológicos (Dobkins y Folk 1970; Kelly 1983). En los sistemas fluviales, en general se forman guijarros con formas esferoidales u ovoidales producto del desplazamiento unidireccional (Kelly, 1983).

En las playas marinas, por el contrario, la cinemática y el flujo del agua son controlados por el vaivén de las olas, arrastrando los sedimentos hacia afuera y hacia adentro en un movimiento bidireccional sobre la superficie de la playa (Landon, 1930). Esto genera guijarros en general de formas achatadas o discoidales (muestra P11-2), debido a que los sedimentos más que rodar tienden a arrastrarse por una de sus superficies aplicándose toda la abrasión y fricción sobre sus caras principales (Landon, 1930). Las muestras P11 y P11-3 probablemente se desplazaron fuera del área de rompimiento de la ola hacia el interior del mar, a mayor profundidad aprovechando la gravedad y pendiente generando formas con buen redondeamiento y una esfericidad subprismoidal (Landon 1930).

Las muestras más utilizadas para ser talladas, de los antiguos cazadores recolectores, son rocas ricas en sílice como riolitas, cuarzo y calcedonia. Estas rocas y minerales dado sus características físicas como alta dureza y fragilidad desempeñaron un rol fundamental en la organización tecnológica de las antiguas poblaciones (Borie, 2016).

4. Conclusiones

Las rocas del taller A muestran una proveniencia más lejana que las del taller B, donde las posibles áreas fuentes están muy cerca de éste. El principal origen se encuentra en la Cordillera Domeyko, aportando gran cantidad de material a la depresión central por agentes de transportes esporádicos, como son los flujos de detritos. La presencia de rocas ígneas acidas y coladas andesíticas en la cordillera Domeyko abarcan periodos que van desde el Carbonífero al Jurásico conformando distintas unidades geológicas, no



pudiéndose asegurar así a cuáles de ellas corresponde sin un análisis radiométrico que de una edad especifica de las rocas en los respectivos talleres. Dado la morfología de los percutores líticos se estipula que fueron extraídos desde la zona litoral y transportados hasta el interior del continente por antiguos cazadores recolectores marinos. Si estos los portaban, es porque sabían de su ausencia en el interior, por eso la necesidad de acarrear los percutores que tradicionalmente utilizaban en la costa, dejándolos luego de la travesía en el taller, ya sea para no volver tan cargados hacia la costa o para aprovecharlos en un próximo viaje (Ballester y Crisóstomo, 2017).

La organización y los avances tecnológicos de grupos humanos se ha visto envuelta siempre en los recursos naturales, es por esto que la geología no solo explica grandes sucesos a lo largo de la historia terrestre, también es fundamental para comprender conductas humanas antiguas y actuales.

5. Agradecimientos

Se agradece al Departamento Ciencias de la Tierra, de la Universidad de Concepción por la realización de los cortes petrográficos y por prestar sus dependencias para el análisis de éstos. Además de la empresa Cuenco por la posibilidad de realizar el estudio con ellos

6. Referencias.

Ballester, B., & Crisóstomo, M. (2017). Percutores líticos de la pampa del desierto de atacama (norte de Chile): tecnología, huellas de uso, decoración y talladores. Chungará (Arica), (AHEAD), 0-0.

Borie, C., Power, X., Parra, S., Salinas, H., Rostan, P., Galarce, P., ... & Traverso, F. (2017). Tras la huella del sílice pampino: nuevas metodologías para el rastreo de las áreas fuente de aprovisionamiento lítico en Taltal. Estudios atacameños, (AHEAD), 0-0.

Buchanan, L. J. (1981). Precious metal deposits associated with volcanic environments in the southwest. Arizona Geological Society Digest, 14(2), 37-62.

Farías, M., Carretier, S., Charrier, R., Pepin, E., & Tapia, F. (2009). Interacción clima-tectónica durante el Alzamiento Neógeno de los Andes de Chile Central. Santiago, 22, S9_025.

Hurlbut, K. 2011. Manual de mineralogía, basado en la obra de J.D.Dana. Vol.2, cuarta edición, Editorial Reverté.

Hartley, A. (2003). Andean uplift and climate change. Journal of the Geological Society, 160(1), 7-10.

Kelly, P. 1983. Roundness in river and beach pebbles: a review of recent research with some implications for schools' fieldwork. Geography 68:25-30.

Landon, R. 1930. An analysis of beach pebble abrasion and transportation. The Journal of Geology 38(5):437-446.

Nichols, G. (2009). Sedimentology and stratigraphy. John Wiley & Sons.

Vargas, G., Ortlieb, L., & Rutllant, J. (2000). Aluviones históricos en Antofagasta y su relación con eventos El Niño/Oscilación del Sur. Revista geológica de Chile, 27(2), 157-176.

Wentworth, C. 1922. The shapes of beach pebbles. United States Geological Survey Professional Paper 730(C):75-83.



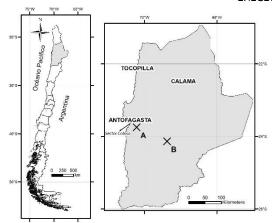


Fig.1: Mapa de ubicación de los talleres líticos, fueron asignados con una letra A y B.

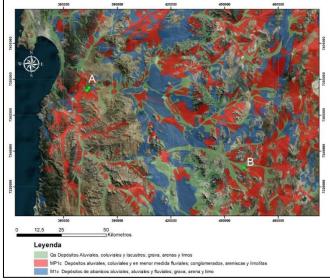


Fig. 2: Mapa de unidades donde se emplazan los talleres. Extraído de la carta geológica de Chile 1:1.000.000.



Fig.3: Redes hidrográficas principales.

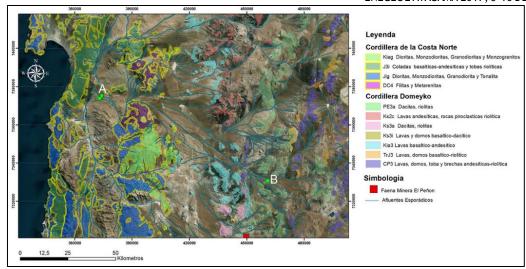


Fig.4: Mapa con las principales unidades geológicas.

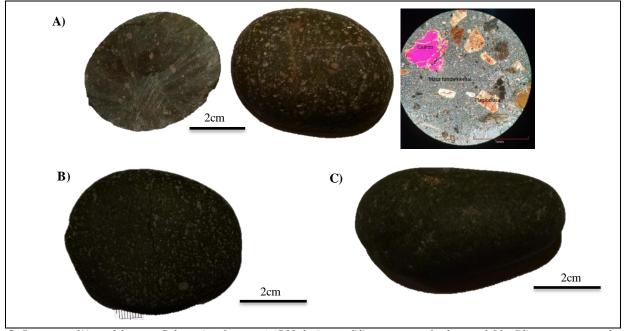


Fig.5: Percutores líticos del sector Coloso, Antofagasta. (a)P11 dacita porfídica con masa fundamental felsofídica, se muestra el corte petrográfico asociado; (b) P11-2 Andesita; (c) P11-3 Diorita.

Código	Sitio	Descripción
B1	В	Roca que se estaba tallando
B2	В	Rocas abundantes en el sector, no se tallan
В3	В	Rocas abundantes en el sector, no se tallan
В7	В	Roca que se estaba tallando
B8	В	Roca que se estaba tallando
B9	В	Roca que se estaba tallando
B10	В	Roca que se estaba tallando
C1	В	Roca que se estaba tallando
A4	A	Roca que se estaba tallando
A5	A	Roca que se estaba tallando
A6	A	Roca que se estaba tallando
P11	Sector Coloso	"Percutores"
P11-2	Sector Coloso	"Percutores"
P11-3	Sector Coloso	"Percutores"



ENEGEOL ATACAMA 2017, 6-10 DE NOVIEMBRE Tabla 1: Descripciones de las muestras recolectadas con sus respectivos códigos.

Código	Tipo Litológico	Sitio
B1	Andesita	В
B2	Riolita	В
В3	Riolita	В
В7	Andesita	В
B8	Andesita	В
В9	Dacita	В
B10	Dacita	В
C1	Calcedonia	В
A4	Riolita	A
A5	Cuarzo	A
A6	Riolita	A
P11	Dacita	Sector Coloso
P11-2	Andesita	Sector Coloso
P11-3	Diorita	Sector Coloso

Tabla 2: Clasificación litológica de las muestras recolectadas.



Observaciones tefroestratigráficas preliminares de la actividad eruptiva histórica (pre-2015) del volcán Calbuco, Andes del Sur

Jorge E. Romero ¹, Frederick Swanson ², Brent Alloway ³, Mauricio Mella ⁴, Sebastian Watt ⁵, Daniele Morgavi ⁶, Fabio Arzilli ⁷, Romina Daga ⁸, Jorge Bustillos ⁹, Alicia Guevara ¹⁰, Juan Díaz-Alvarado ¹, Evelyn Cuenca ⁹

- (1) Dpto. Geología, Universidad de Atacama. Av. Copayapu 485, Copiapó, Chile
- (2) United States Forest Survey, Corvallis, Oregon State, United States.
- (3) Victoria University, New Zealand
- (4) Servicio Nacional de Geología y Minería, Oficina Técnica de Puerto Varas, Puerto Varas, Chile
- (5) School of Geography, Earth and Environmental Sciences, Birmingham University, Birmingham, United Kingdom
- (6) Perugia University, Perugia, Italia
- (7) Manchester University, Manchester, United Kingdom
- (8) Laboratorio de Análisis por Activación Neutrónica (CNEA)
- (9) Departamento de Ingenieria Geológica, Universidad Central de Ecuador, Quito, Ecuador
- (10) Departamento de Metalurgia Extractiva, Instituto Politécnico Nacional, Quito, Ecuador.

Preliminary tephrostratigraphic investigation of historic (pre-2015) eruptive activity sourced from Calbuco volcano, Southern Andes. Calbuco is an active stratovolcano located at 41.3° S (Southern Andes of Chile). Its Holocene tephrocronology has been studied in detail towards the E flank of the volcano, however no tephrostratigraphic descriptions are reported to the N flank, where most of the historical volcanic products (ca. last 500 yr BP) were dispersed. In this work, we provide tephrostratigraphic observations of eleven new outcrops and pits located in the northern sector of Calbuco, all of the samples were collected after the 2015 subplinian eruption. The volcanic sections are five tephra falls limited by paleosols and two pyroclastic currents. Grain size, componentry, geochemistry, mineralogy and petrology of these tephras are all reported. Through lithostratigraphic correlations at eleven and seven sampling sites, preliminary total volume and column height were estimated for two of these tephra fallouts (Falls 3 and 4). Further research on these new outcropts and must be carried out in order to better reconstruct the tephrochronology of and eruption dynamics of Calbuco volcano.

Palabras clave: Tefroestratigrafía, erupciones explosivas, volcanismo andesítico-basáltico, Calbuco. Key words: Tephrostratigraphy, explosive eruptions, basaltic andesite volcanism, Calbuco.

1. Introducción

1.1. Generalidades

Los estudios tefroestratigráficos a través de la correlación de depósitos piroclásticos en volcanes activos han sido esenciales para la reconstrucción de erupciones explosivas. A esto se suma la aplicabilidad de estos estudios al entendimiento del comportamiento eruptivo pasado y los posibles peligros volcánicos futuros.

El volcán Calbuco (41.3 ° S, 2003 m s.n.m.) se emplaza a 30 km al NE de Puerto Montt, capital de la región de Los Lagos (Andes del Sur, Chile). Su última erupción, de carácter subpliniano, ocurrió el 22 de Abril de 2015 a las 18:02 hora local y fue escasamente precedida por sismicidad en las semanas y días anteriores. Este escenario, de una erupción de escala moderada con pocos precursores, obligó a los científicos a proveer información más detallada sobre el pasado explosivo del volcán, incluyendo consideraciones de peligro volcánico para erupciones futuras.

Varias de las erupciones holocenas (<10.5 ka) en el volcán Calbuco han sido rigurosamente descritas con respecto a sus parámetros eruptivos y tamaño por Watt et al (2011), sin embargo, existe poca información de las erupciones históricas (ca. últimos 500 años antes del presente), la cual proviene exclusivamente de observaciones de colonos y aventureros, y algunos pocos registros geológicos de sus productos (e.g. Petit Breuil, 1999; Sellés y Moreno, 2011; Daga et al. 2008, 2014). En la presente contribución, se realiza una caracterización tefroestratigráfica y litoestratigráfica de 5 depósitos de caída de tefra y 4 corrientes piroclásticas que afloran en el flanco N-NE del volcán Calbuco (distancia < 15 km desde el cráter). Adicionalmente, se realiza un análisis de la dinámica de esas erupciones y de sus parámetros eruptivos cuando la información lo permite.

1.2. Actividad eruptiva histórica en el volcán Calbuco

El registro eruptivo del volcán Calbuco consiste en 12 erupciones a partir de 1792. Un ciclo eruptivo may or ocurrió desde 1893 a 1895 luego de 55 años de silencio (última erupción en 1837-1838), el cual desarrolló una serie de eventos explosivos subplinianos con caída de tefra principalmente al N del volcán el 4-5 de septiembre y el 22 de octubre de 1893, también generando corrientes piroclásticas y lahares, para luego dar paso a la construcción de una lava-domo con emisiones discretas de ceniza con amplia dispersión en torno al cono entre 1894 y 1895 (Fisher, 1893; González, 1898; Kinzel y Horn, 1983; Petit Breuilh y Moreno, 1997). En 1917, se produjo una erupción con caída de tefra hacia el este y caída de ceniza en Bariloche (100 km ENE), acompañada por la efusión de una lava-domo andesítica hacia el NE (59.3 peso % SiO₂), la cual habría desencadenado la formación de lahares que afectaron a Ensenada (Reichert, 1917; Steffen, 1917; Casertano, 1963; Sellés y Moreno, 2011). Posteriormente, en 1929 ocurrió una erupción explosiva precedida por sismicidad, la cual formó corrientes piroclásticas al NE del cráter, la efusión de una lava andesítica (55.47 peso % SiO2), una serie de lahares y caída de cenizas y lapilli al NE-E del cono (Jaggar, 1929; Stone, 1930; Stone e Ingerson, 1934; Kinsel y Horn, 1983; Sellés y Moreno, 2011). En tanto, la erupción de 1961 fue precedida por una crisis volcánica de 5 días, tras la cual ocurrieron una serie de

^{*}Email de contacto: jorge.romerom@alumnos.uda.cl



lahares en los ríos Tepú, Blanco Este-Frío y Amarillo, los cuales fueron probablemente desencadenados por un flujo de bloques y ceniza (Moreno et al. 2006; Castruccio et al. 2010). Posteriormente, una lava andesítica (54.75 peso % SiO₂) escurrió por los valles de los ríos Tepú y Amarillo (Klohn, 1961; Sellés y Moreno, 2011). Dicha erupción culminó con una fase explosiva subpliniana cuya tefra fue dispersada hacia el NE, afectando incluso Bariloche (Klohn, 1961; Lahsen et al., 1985; González-Ferrán, 1995). Finalmente, en 2015 ocurrió nuevamente una erupción subpliniana que consistió en tres pulsos eruptivos que evacuaron entre 0.27 km³ y 0.38 km³ de tefra de caída, además de 0.03 km³ de corrientes piroclásticas (no-Equivalente Roca Densa [ERD]) (Bertin *et al.*, 2016; Castruccio et al., 2016, Mella et al., 2016; Romero et al., 2016).

3. Metodología

Se realizó el levantamiento de 11 columnas tefroestratigráficas, el flanco N-NE del volcán, donde se recolectaron muestras volumétricas de cada nivel. Para el tamizaje, las muestras se secaron por 72 horas a 30 °C y luego se tamizaron para partículas con tamaño superior a 5 mm (-2 phi). Los granos fueron limpiados mecánicamente y se realizó un análisis de componentes litológicos con >100 partículas para cada caso. Además, se midieron los ejes de clastos máximos de pómez, escoria y líticos. Se realizó un análisis granulométrico mecánico en seco entre -1.0 y 6.0 phi. Ejemplares representativos de partículas juveniles (escorias y pómez) fueron estudiados texturalmente (redondeamiento, vesicularidad y mineralogía óptica) para luego realizar análisis de Fluorescencia y Difracción de Rayos X (FRX; DRX) en las instalaciones del Departamento de Metalurgia Extractiva de la Escuela Politécnica Nacional (DEMEX-EPN, Ecuador). Adicionalmente, en la Universidad de Atacama se realizaron 6 láminas delgadas para su estudio en microscopio petrográfico. Finalmente, para determinar el volumen de los depósitos de caída, se utilizaron los métodos Exponencial (Pyle, 1989) y Weibull (Bonadonna, 2012).

4. Resultados

Luego de la erupción de 2015, se realizaron 11 observaciones de depósitos piroclásticos en afloramientos ubicados a distancias de entre 2 y 15 km desde el cráter activo, principalmente hacia el flanco N-NE del volcán. La mayoría de los afloramientos en el Río Blanco Este - Frío se exponen debido a la erosión producida luego de la erupción del 2015, mientras que otros corresponden a cortes de camino a lo largo de la ruta V-69 (Ensenada-Ralún) y afloramientos naturales en el flanco norte. Con ayuda de los administradores del Parque privado Valle Los Ulmos, se realizaron dos calicatas en el flanco norte, con profundidades superiores a 2 m. El mejor registro de los depósitos descritos en este trabajo se realizó a 4,7 km al NE del cráter y en una sección de 2,47 m. Allí se observan 5 caídas de tefra y 2 corrientes piroclásticas intercaladas con paleosuelos.

4.1. Estratigrafía

La sección estratigráfica más característica consiste en una serie de depósitos piroclásticos (de caída y corrientes) limitados por paleosuelos, éstos últimos de coloración marrón, tamaño arcilla o limo, generalmente, con materia orgánica (Fig. 1). El primer depósito de caída (Fall I) corresponde a una tefra de lapilli pumíceo de 12 cm de espesor, de color amarillento con gradación normal, constituida may oritariamente (92%) por pómez cristalinas (23 %), con morfologías blocosas y abundante vesicularidad, lo que sugiere baja densidad (<1 g/cm³). Se ha observado esta misma unidad en otros afloramientos al E del cono. El depósito Fall 1 es cubierto por 12 cm de paleosuelo, sobre el cual se expone una tefra de gradación normal con 11 cm de espesor (Fall 2) compuesta por escoria (74 %) y líticos (26 %). La escoria es altamente cristalina y vesicular, de forma blocosa. Un paleosuelo de 6 cm separa a dicho depósito de una tercera caída de tefra (Fall 3), que posee un espesor total de 48 cm y cuya gradación es inversa en los primeros 30 cm basales, y luego normal en los 18 cm restantes. Este depósito está dominado por escoria (83 %), de hasta 4.8 cm de diámetro, con aspecto blocoso, por lo cual su correlación litoestratigráfica es más sencilla en otros afloramientos. Entre la unidad Fall 3 y la primera corriente piroclástica (PDC I) no hay formación de paleosuelo. Una serie de cenizas gruesas y laminadas de color grisáceo se disponen basalmente y luego gradan a cenizas finas grisáceas hacia el techo, soportando a piroclastos líticos y juveniles de hasta 4 cm de diámetro. En total, PDC 1 alcanza una potencia de 35 cm. Un paleosuelo bien desarrollado, de 36 cm de espesor se desarrolla en contacto difuso a la unidad PDC 1, para luego cubrirse por una unidad de ceniza grisácea de 5 cm de espesor, la cual es interpretada como una corriente piroclástica debido a la existencia de líticos y juveniles tamaño lapilli (1-2 cm) incluidos en la matriz de ceniza (PDC 2). Un nuevo paleosuelo de 6 cm de potencia se desarralló en PDC 2, el cual es cubierto, a su vez, por una caída de lapilli amarillenta (Fall 4) de 12 cm de potencia y con abundante contenido lítico (22 %). El color distintivo de Fall 4 permite su correlación en varios afloramientos cercanos. En la parte alta, el suelo pre-eruptivo correspondiente a la erupción subpliniana de 2015 posee 5 cm de espesor. Allí, el depósito fresco de 2015 posee 42 cm de potencia.

4.2. Granulometría

La distribución granulométrica de las tefras estudiadas es siempre bimodal (*Fall 1, Fall 4*) o trimodal (*Fall 2, Fall 3*). Generalmente la moda se presenta en 3 fracciones de tamaño de grano (-0.5, 1.5 y 3.8 phi). La clasificación es moderada, buena, muy buena en todos los casos. Existe una correlación entre el grado de clasificación y el número de modas en estos depósitos, siendo buena o muy buena en depósitos trimodales, y moderada o buena en depósitos bimodales. En cuanto a *PDC 2*, se compone de ceniza gruesa a muy fina, con distribución unimodal (4.35 phi) de mala selección.

4.3. Petrografía y mineralogía

La asociación mineral observada es relativamente homogénea en la mayoría de las secciones delgadas. Los piroclastos desarrollan texturas vitrofídicas o porfíricas-glomeroporfíricas de alta vesicularidad con una masa fundamental que alcanza el 60-85 %. Los fenocristales de plagioclasa subhedrales son dominants (10-15 %; Fig. 2A) con tamaños variables entre 0,06 y 1,0 mm, con desarrollo



generalizado de zonación normal (a través de índices de refracción), mientras que los clinopiroxenos (Fig. 2A) y ortopiroxenos anhedrales a subhedrales están presentes en abundancias mucho menores (2-4 y 1-2 % respectivamente), con tamaños de entre 0,08 y 1,4 mm. Los opacos anhedrales (magnetita) nunca exceden 3 % de abundancia y sus tamaños varían entre 0,3 y 0,8 mm. La ocurrencia de microxenolitos metamórficos con protolito máfico (granulitas; plagioclasa + magnetita + ortopiroxeno) solo es observable en *Fall 1* y sus tamaños son entre 2,0 y 2,5 mm. Las alteraciones más comunes ocurren en la masa fundamental vítrea, especialmente en muestras más antiguas. De forma similar, los resultados de DRX indican una composición mineralógica homogénea en el tiempo, con plagioclasa (labradorita y biwtonita), piroxeno (pigeonita, augita y diópsido), cristobalita y bajas cantidades de olivino y titanomagnetita.

4.4. Geoquímica

En términos generales, se observa una predominancia de juveniles andesítico-basálticos en la mayoría de las muestras (54,03-55,73 wt.% SiO₂), con la sola excepción de *Fall 1*, que posee una geoquímica más evolucionada, de composición andesítica (59.64 wt.% SiO₂; Fig. 2B). Todas las rocas presentan bajo potasio (0,59 a 0,87 wt.% K₂O; Fig. 2C), moderado a alto Na₂O (3,40-3,88 wt.%) y bajo TiO₂ (0,69 a 0,95 wt.%), con altos valores de Al₂O₃ (18,34 a 19,00 wt.%). Estas características han sido observadas anteriormente para los productos del volcán (p. ej. López-Escobar et al., 1992, 1995; Sellés y Moreno, 2011).

4.5 Distribución y parámetros eruptivos

Solo se puede determinar la distribución y parámetros eruptivos para las unidades *Fall 3* y *Fall 4* (11 y 7 sitios, respectivamente; Fig. 3) Las isopacas preliminares de *Fall 3* se distribuyen con fuerte elongación hacia el N-NE del cráter, y resultan en un volumen de entre 0,33 km³ (método Weibull) y 0,34 km³ (método Exponencial). Por otro lado, *Fall 4* se distribuye hacia el NE del cono, en una dirección muy similar a la erupción de 2015, y el volumen integrado para las isópacas proximales varía entre 0,087 km³ (método Weibull) y 0,092 km³ (método Exponencial). En el último caso, el volumen es muy similar al DRE estimado a través de métodos indirectos por Romero et al. (2013). En ambos casos, las isopletas preliminares permiten estimar columnas eruptivas superiores a 10 km sobre el cráter, lo que sugiere un estilo eruptivo subpliniano.

5. Discusión y Conclusiones

A partir de la información colectada en terreno, se reporta la existencia de registros tefroestratigráficos de al menos 7 erupciones explosivas en el flanco N del volcán Calbuco. Dicha estratigrafía volcánica es notablemente diferente a la reportada al ENE y E del volcán por Watt et al. (2011), probablemente por el carácter proximal de la distribución de los productos aquí estudiados. Tomando en consideración el registro histórico de erupciones y contrastándolo con la estratigrafía observada en terreno, parece lógico que varias de esas erupciones están conservadas en esos afloramientos. Más aún, la dispersión dominante al N y NE de las tefras históricas indica que éstas probablemente fueron depositadas en las zonas ahora estudiadas. *Fall 4* puede ser correlacionada a la erupción de 1961, mientras que *Fall 3* y *PDC 1* fueron probablemente depositados durante de la erupción de 1893-1895, cuya estratigrafía, eje de dispersión y amplia cobertura espacial son coherentes con los relatos históricos. La erupción de 1917 generó una caída de tefra hacia el E y no se han reportado corrientes piroclásticas durante su transcurso, por lo tanto es improbable que se preserven registros tefroestratigráficos al N del cráter. De tal manera, solo la erupción de 1929 se puede relacionar a la unidad *PDC 2*.

La escasa variabilidad geoquímica y la ausencia de texturas de desequilibrio indican una fuente andesítica homogenea y estable durante esta etapa eruptiva. La incorporación de microxenolitos granulíticos en *Fall* 1, también ha sido bien descrita para las lavas del volcán y se ha asociado a un protolito basáltico oceánico, como aquellos observados en el complejo metamórfico Paleozoico (Hickey-Vargas et al., 1995; Sellés y Moreno, 2011).

Finalmente, las caídas *Fall 3* y *Fall 4* permiten estimaciones confiables del volumen de tefra emitido y están señalando eventos subplinianos similares al de 2015. Es necesario realizar una mejor caracterización en terreno de *Fall 1* y *Fall 2* para así obtener los parámetros eruptivos de dichos eventos.

6. Agrade cimientos

Se agradece la permanente colaboración de Pablo Saumann y Bárbara Corrales (Parque Los Ulmos) para realizar excavaciones y entregar las facilidades necesarias en terreno. A don Alex Ziller, por siempre permitir el ingreso al Parque Los Volcanes. También se agradece a Julia Jones por su incansable apoyo e inquietud en terreno. Al Dr. Luis Lara por su valiosa revisión de éste trabajo.

Referencias

Bertin, D., Amigo, A., Mella, M., Astudillo, V., Bertin, L., & Bucchi, F. (2015). Erupción del volcán Calbuco 2015: Estratigrafía eruptiva y volumen involucrado. In XIV Congreso Geológico Chileno, La Serena, Abstracts.

Bonadonna, C., & Costa, A. 2012. Estimating the volume of tephra deposits: a new simple strategy. Geology, G32769-1.

Casertano, L. 1963. Investigaciones vulcanológicas efectuadas en Chile en el período 1959-1962. Universidad de Chile, Boletín 38: 67-72.

Castruccio, A., Clavero, J., Segura, A., Samaniego, P., Roche, O., Le Pennec, J. L., & Droguett, B. 2016. Eruptive parameters and dynamics of the April 2015 sub-Plinian eruptions of Calbuco volcano (southern Chile). Bulletin of Volcanology, 78(9), 62.

Castruccio, A.; Clavero, J.; Rivera, A. 2010. Comparative study of lahars generated by the 1961 and 1971 eruptions of Calbuco and Villarrica volcanoes, Southern Andes of Chile. Journal of Volcanology and Geothermal Research 190: 297-311.

Fisher, O. 1893. Erupción del volcán Calbuco. Anales de la Universidad de Chile LXXXV: 197-204. Santiago.

González, F. 1995. Volcanes de Chile. Instituto Geográfico Militar, 540 p. Santiago.

González-Ferrán, O. 1898. Esploraciones hidrográficas de la cañonera Pilcomayo en la costa sur de la república i Chiloé en 1893-94. Anuario hidrográfico de la Marina de Chile. Imprenta i encuadernación Barcelona, Año 21: 45-118. Santiago.

Held, E. 1993. Familia Held: antecedentes históricos. Radicación de Gottfried Held y familia en la colonia del lago Llanquihue. Antepasados en Alemania y descendientes en Chile. Claus von Plate: 314 p. Santiago.



Hickey-Vargas, R., Abdollahi, M. J., Parada, M. A., López-Escobar, L., & Frey, F. A. (1995). Crustal xenoliths from Calbuco Volcano, Andean Southern Volcanic Zone: implications for crustal composition and magma-crust interaction. Contributions to Mineralogy and Petrology, 119(4), 331-344

Jaggar, T. 1929. Volcanoes in Chile. The Volcano Letter No. 222: 1 p., Hawaiian Volcano Observatory, Volcano House.

Kinzel, E.; Horn, B. 1983. Puerto Varas, 130 años de historia, 1852-1983. Puerto Varas, Chile, Imprenta y Librería Horn: 414 p.

Klohn, E. 1963. The february 1961 eruption of Calbuco volcano. Seismological Society of America Bulletin 53(6): 1435-1436.

Lahsen, A.; Moreno, H.; Varela, J.; Munizaga, F.; López, L. 1985. Geología y riesgo volcánico del volcán Calbuco y centros er uptivos menores. Informe del Departamento de Geología y Geofísica de la Universidad de Chile para Endesa (Inédito), Proyecto Canut illar: 215 p.

López-Escobar, L., Parada, M. A., Hickey-Vargas, R., Frey, F. A., Kempton, P. D., & Moreno, H. (1995). Calbuco Volcano and minor eruptive centers distributed along the Liquiñe-Ofqui Fault Zone, Chile (41–42 S): contrasting origin of andesitic and basaltic magma in the Southern Volcanic Zone of the Andes. Contributions to Mineralogy and Petrology, 119(4), 345-361.

Lopez-Escobar, L., Parada, M. A., Moreno, H., Frey, F. A., & Hickey-Vargas, R. L. (1992). A contribution to the petrogenesis of Osomo and Calbuco volcanoes, Southern Andes (41° 00'-41° 30'S): comparative study. Andean Geology, 19(2), 211-226

Moreno, H.; Naranjo, J.A.; Clavero, J. 2006. Generación de lahares calientes en el volcán Calbuco, Andes del sur de Chile (41,3°S). In Congreso Geológico Chileno, No. 11, Actas: 512-513, Antofagasta.

Petit-Breuilh, M.E. 1999. Cronología eruptiva histórica de los volcanes Osorno y Calbuco, Andes del Sur (41°-41°30'S). Servicio Nacional de Geología y Minería, Boletín 53: 46 p. Santiago.

Petit-Breuilh, M.E.; Moreno, H. 1997. La erupción de 1893-1895 del volcán Calbuco (41.3°S) y sus efectos ambientales. In Congreso Geológico Chileno, No. 8, Actas 1: 780-784. Antofagasta.

Pyle, D. M. 1989. The thickness, volume and grainsize of tephra fall deposits. Bulletin of Volcanology, 51(1), 1-15.

Reichert, F. 1917. Las regiones inexploradas o poco conocidas de la cordillera norpatagónica, Sociedad Científica Alemana: 119 p.

Romero, J. E., Morgavi, D., Arzilli, F., Daga, R., Caselli, A., Reckziegel, F., Viramonte, J., Díaz Alvarado, J., Polacci, M., Perugini, D. (2016). Eruption dynamics of the 22–23 April 2015 Calbuco Volcano (Southern Chile): Analyses of tephra fall deposits. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 317, 15-29.

Romero, J. E., Viramonte, J. G., & Scasso, R. A. (2013). Indirect tephra volume estimations using theoretical models for some Chilean historical volcanic eruptions with sustained columns. Boll. Geofis. Teor. Appl, 54, 194-197.

Steffen, H. 1917. Neue Ausbrüche des Vulkans Calbuco in Südchile. Zeitschrift für Vulkanologie 7: 194.

Stone, J. 1930. Two active volcanoes of Chile. The Volcano Letter No. 284. Hawaiian Volcano Observatory: 284. Hawaii.

Stone, J.; Ingerson, E. 1934. Algunos volcanes del sur de Chile. Boletín de Minas y Petróleo 5 (40-41): 635-671. Santiago.

Watt, S. F., Pyle, D. M., Naranjo, J. A., Rosqvist, G., Mella, M., Mather, T. A., & Moreno, H. (2011). Holocene tephrochronology of the Hualaihue region (Andean southern volcanic zone, ~42 S), southern Chile. Quaternary International, 246(1), 324-343.

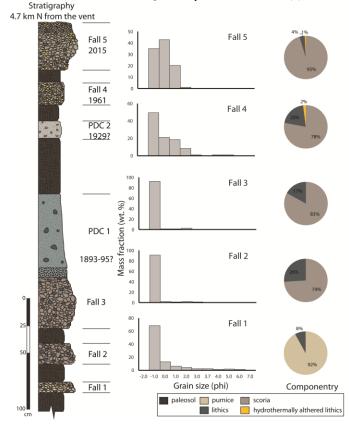


Fig. 1: Estratigrafía del sitio tipo en el Parque Valle Los Ulmos (4.7 km al NE del cráter). Se reporta la granulometría y la litología de las caídas de tefra estudiadas en el presente trabajo.



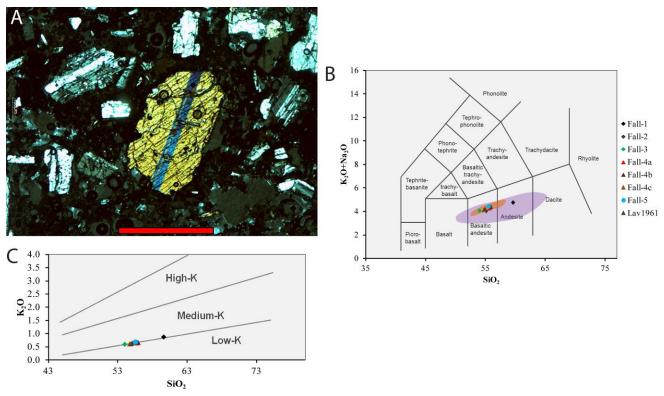


Fig. 2: Textura y composición de las tefras estudiadas. **A.** Textura porfírica típica de una escoria de la unidad *Fall 3*, con cristales de plagioclasa y clinopiroxenos, abundante vesicularidad. Barra = 0.5 mm. **B.** Gráfico K_2O vs SiO_2 para las tefras estudiadas. **C.** Diagrama TAS con la geoquímica de las caídas de tefra (y la lava de 1961). La zona azul muestra el campo composicional de las rocas del volcán Calbuco (Sellés y Moreno, 2011) y la zona naranja corresponde a los productos de la erupción de 2015.

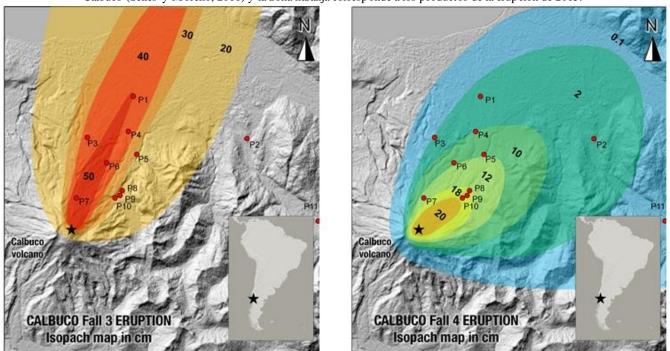


Fig. 3: Mapas de isopacas preliminares (en cm) para los depósitos Fall 3 y Fall 4. Se indican los puntos de control de este estudio.



La volcanología chilena en el contexto latinoamericano: estado actual y perspectivas para las nuevas generaciones

Rayen Gho¹*, Pablo Forte², Jorge Romero³, Constanza Perales⁴, Mariana Patricia Jácome Paz⁵, Gino González⁶, Emilce Bustos⁷, Francisco Vásconez⁸, Ivonne Lazarte Zerpa⁹ y Diana Rodríguez Espinosa¹⁰

- (1) Servicio Nacional de Geología y Minería, Dirección Regional del Maule, Talca, Chile
- (2) Instituto de Geociencias, Johannes Gutenberg Universität, Mainz, Alemania.
- (3) Dpto. Geología, Universidad de Atacama. Av. Copayapu 485, Copiapó, Chile.
- (4) Universidad de Concepción, Departamento de Ciencias de la Tierra, Concepción, Chile.
- (5) Dpto de Recursos Naturales. Instituto de Geofísica, UNAM, México.
- (6) Volcanes Sin Fronteras, ONG, Costa Rica.
- (7) GEONORTE -INENCO (UNSa CONICET), Salta, Argentina. Av. Bolivia 5150, A4400FVY, Salta, Argentina.
- (8) Instituto Geofísico de la Escuela Politécnica Nacional, Quito, Ecuador
- (9) Instituto Geológico Minero y Metalúrgico (INGEMMET), Av. Canadá 1470, San Borja, Lima, Perú.
- (10) Grupo GRAMA, Facultad de Ingeniería, Universidad de Nariño, Colombia.

Chilean volcanology in the Latin American context: current state and perspectives for the new generations This work gives an overview of how Chilean and Latin-American volcanology has been growing on the last decade. While each country has different degrees of progress and diverse organizational structures in terms of volcanic risk management, two common actors are generally recognized: volcanic observatories and universities. The challenge is to give continuity to its evolution, involving the new generations of volcanologists, strengthening programs of specialization, and establishing networks between different countries in the region to joint efforts in the improvement and learning from the experiences of all. In the Chilean case, we carried out a summary of the institutions and the monitoring centers of the country, giving a general view of the context and reaches of the expertise area.

Palabras clave: volcanología chile, ALVO, jóvenes volcanólogos Key words: chilean volcanology, ALVO, Young volcanologists

1. Introducción

El análisis de la situación de la volcanología en el siglo XXI requiere considerar a una multiplicidad de actores: observatorios volcánicos, universidades, centros de investigación e instituciones afines relacionadas a la gestión de riesgo de desastres. Cada uno de ellos con roles específicos a su vez que en constante sinergia, sumando esfuerzos para incrementar el nivel de conocimiento sobre los procesos volcánicos y sus peligros asociados.

Si bien, en 1845 con la creación del *Osservatorio Vesuviano* (Italia) se comenzó a monitorear por primera vez la actividad de un volcán de manera sistemática, no fue hasta mediados de 1970 que se produjo un cambio de paradigma en la disciplina, dejando de lado la volcanología descriptiva y dando lugar a la búsqueda de respuestas a los fenómenos físicos fundamentales que operan en los sistemas volcánicos activos (Sigurdsson, 2015). A partir de este punto de inflexión, y particularmente durante los últimos 30 años, el campo de la volcanología ha experimentado avances sustanciales, con el desarrollo de nuevas tecnologías y metodologías para comprender las señales producidas por los volcanes (Sparks et al., 2012). Estos cambios también se han evidenciado en las metodologías y estrategias para el estudio, comprensión y comunicación del riesgo y los peligros asociados a las erupciones volcánicas (ej., Loughlin et al., 2015).

América Latina es una región con un gran número de volcanes activos junto con grandes poblaciones expuestas a sus peligros; solo en Chile hay cerca de 90 volcanes activos (Stern et al., 2007). En la historia de la región, numerosas erupciones volcánicas han demostrado las dificultades que genera vivir cerca de centros eruptivos activos, impactando en el desarrollo y organización de nuestras comunidades. Algunas erupciones emblemáticas tuvieron lugar en El Chichón (1982, México), Nevado del Ruiz (1985, Colombia), Hudson (1991, Chile) y más recientemente, Tungurahua (2006, Ecuador), Chaitén (2008, Chile), Cordón Caulle (2011, Chile) y Calbuco (2015, Chile). En muchos casos, estas erupciones volcánicas han constituido una oportunidad para la toma de conciencia sobre la importancia del estudio de los volcanes y sus fenómenos asociados. A pesar de la tardía incorporación de la región a la volcanología, la disciplina ha crecido a un ritmo acelerado -especialmente en los últimos 10 años- con la creación de nuevos observatorios y la expansión de los ya existentes. Chile, foco central de nuestro análisis, es un claro ejemplo: a menos de 30 años de su creación, el Observatorio Volcánico de los Andes del Sur (OVDAS) se ha convertido en referente mundial en materia de monitoreo volcánico.

El presente trabajo es una guía orientativa para la comprensión sobre cómo y dónde se desarrolla la volcanología en Chile y, analiza cuáles son las perspectivas y oportunidades para las nuevas generaciones que deseen insertarse en este campo profesional. Además, de manera general explora la situación de la volcanología chilena en el contexto latinoamericano, destacando las similitudes y particularidades con respecto al resto de la región.

^{*}Email de contacto: volcanojovenes@gmail.com





2. Volcanología en Latinoamérica: ¿Dónde estamos?

El desarrollo y evolución de la volcanología en nuestro continente tiene características propias y enfrenta desafíos similares: se emplaza en un escenario regional común, donde los países comparten volcanes en sus fronteras, además de características socioculturales y desafíos científicos similares. Si bien cada país presenta distintos grados de avance y estructuras organizativas diversas en lo que refiere a la gestión integral del peligro volcánico, por lo general se reconocen dos actores comunes: observatorios volcánicos y universidades. A continuación, presentamos brevemente las características generales de ambas instituciones en la región, para luego abordar los principales problemas y desafíos que se plantean entorno a las mismas.

2.1. Observatorios Volcanológicos

Al igual que en el resto del mundo, los observatorios volcánicos en Latinoamérica son una herramienta desarrollada para monitorear la actividad de los volcanes e identificar y pronosticar la ocurrencia de erupciones volcánicas. En la región, estas unidades dependen del servicio geológico del país o de alguna universidad, y en algunos casos, estas instituciones también son responsables de evaluar el peligro y riesgo volcánico. El personal de un observatorio está compuesto por una amplia variedad de especialistas: geólogos, geoquímicos, físicos, informáticos, entre otros. La particularidad del caso latinoamericano es que estas instituciones son relativamente jóvenes y, en muchos casos, su creación se produjo como consecuencia de una crisis volcánica o un desastre natural. Por ejemplo, en Colombia la creación del observatorio volcánico en 1986 después de la erupción del Nevado del Ruiz y el devastador lahar que enterró la ciudad de Armero y produjo la muerte de más de 20.000 personas; el observatorio del Volcán Tungurahua en Ecuador fue creado por el Instituto Geofísico en 1999 en respuesta a la creciente actividad interna que presentaba el volcán; y el caso del OVDAS en Chile, el cual si bien existía desde 1996, fue considerablemente fortalecido luego de la erupción del volcán Chaitén en 2008 (ver sección 3). Actualmente hay 15 observatorios volcánicos en América Latina, monitoreando un total de 110 volcanes. Esto representa un aumento del 92%, si se compara con los números reportados por Alvarado et al. (1999) para finales del siglo pasado (Figura 1).

2.1 Universidades

La organización, duración y denominación de los programas de pregrado y postgrado en las universidades latinoamericanas presenta sus variantes en cada país. En la mayoría, las carreras de Geología e Ingeniería Geológica ofrecen una reducida oferta de cursos relacionados con la volcanología en su currículum. A su vez, son escasos también los programas de postgrado específicos en esta disciplina. Una de las pocas excepciones es el posgrado en Ciencias de la Tierra ofrecido por la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM), en el que los estudiantes tienen la oportunidad de ser entrenados en diferentes aspectos de la volcanología a lo largo de 2 años. La oferta de cursos más cortos tampoco es extensa. De éstos, destacan el Curso de Volcanología General de Internet, organizado por la UNAM en conjunto con la Asociación Latinoamericana de Volcanología (ALVO), así como el Curso Internacional de Volcanología de los Andes Centrales, organizado por la Universidad Nacional de Salta, Argentina y el Curso Internacional de Posgrado en Técnicas de Estudio de Volcanes Activos, organizado por la Universidad Nacional de Río Negro, Argentina. Por otro lado, las Universidades también pueden ejercer un rol activo en el monitoreo volcánico y la investigación volcanológica, como son los casos del Instituto Geofísico de la Escuela Politécnica Nacional (IG-EPN, Ecuador) y el Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Costa Rica de la Universidad Nacional (OVSICORI-UNA).

2.2 Problemáticas, desafíos y oportunidades

En un análisis de Debilidades, Amenazas, Fortalezas y Oportunidades (DAFO) realizado en 2008 durante la 1ª reunión de la Red Iberoamericana de Volcanología (Antigua, Guatemala), Delgado et al. (2015) reconocieron la escasez de recursos humanos como uno de las principales debilidades para el desarrollo de la volcanología en Latinoamérica. También identificaron dificultades en la interacción entre diferentes instituciones nacionales (por ejemplo, grupos en observatorios y universidades). Entre los puntos positivos del análisis se desprende que la región ha alcanzado un cierto nivel de organización, con infraestructura básica y un núcleo de profesionales con experiencia en monitoreo volcánico. Otra fortaleza son las afinidades lingüísticas y culturales. Haciendo eje en este último punto, desde 2010 la ALVO ha trabajado con el fin de fortalecer la volcanología en la región, fomentando la interacción entre los diferentes actores responsables de la reducción del riesgo volcánico, promoviendo diversas actividades de carácter e impacto regional. En octubre de 2015 se llevó a cabo la primera reunión de Observatorios Latinoamericanos de Volcanes en Perú, donde se contó con la participación de representantes de 23 instituciones de 8 países de la región. En la misma se reconoció que la experiencia de los volcanólogos latinoamericanos ha crecido y muchos observatorios han enfrentado crisis eruptivas importantes por su cuenta con poca o ninguna ayuda externa. Sin embargo, la falta de capacitación especializada para su personal y la necesidad de fortalecer el vínculo con las instituciones académicas son todavía una de las principales preocupaciones. En esta línea y considerando fundamental el rol de las nuevas generaciones para la consolidación de la volcanología, la ALVO apoyó el 1^{er} Encuentro de Jóvenes Volcanólogos Latinoamericanos realizado durante la conferencia Cities on Volcanoes 9 (2016, Chile), en la cual las nuevas generaciones se reunieron para debatir sobre su papel en el desarrollo de la disciplina, fortalecer las redes de cooperación y mejorar las perspectivas de carrera (Bustos et al., 2017). Uno de los temas más recurrentes que surgieron durante una mesa redonda fue la necesidad de desarrollar programas de capacitación especializada en diferentes campos de la volcanología.

3. El caso chileno

Chile posee cerca de 90 volcanes geológicamente activos en el territorio continental (Stern et al., 2007), geográficamente se



reconocen tres importantes cinturones volcánicos en Chile: en el extremo norte contamos con parte de la Zona Volcánica Central de los Andes (ZVC), luego continúa la Zona Volcánica Sur (ZVS) en la zona centro-sur del país, y finalmente encontramos Zona Volcánica Austral (ZVA) desde Aysén a Magallanes. Así, el estudio de los volcanes activos del país es de una responsabilidad directa con la sociedad, ya que aproximadamente el 16% del territorio nacional está en áreas de influencia directa de los volcanes activos y hasta un 50% podría verse afectado de alguna forma, lo que junto a un catastro de más de 400 eventos volcánicos en Chile, hace latente la necesidad de su estudio (Amigo, comunicación personal). Las memorias con mención a la actividad volcánica en Chile se remontan al Padre jesuita Havestadt en 1777, sin embargo, las investigaciones volcanológicas formales se inician en la Universidad de Chile (UCH) a raíz de los trabajos de Lorenzo Casertano en 1963 (González-Ferrán, 1995). Los resultados de las primeras investigaciones modernas sobre la mayor parte de los volcanes continentales, antárticos e insulares de Chile fueron compilados por Óscar González-Ferrán en su libro "Volcanes de Chile" de 1995.

Actualmente, el encargado de los estudios geológicos a nivel nacional es el Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN), el cual fue fundado en 1980 cuando se agruparon el Instituto de Investigaciones Geológicas y el Servicio de Minas del Estado. Su función es asesorar al Ministerio de Minería en materias geológicas y mineras, dentro de las que podemos enumerar: elaboración de cartas geológicas y temáticas del país, reglamentar y controlar la seguridad minera, supervisar y controlar la propiedad minera del país. SERNAGEOMIN además cuenta con la Red Nacional de Vigilancia Volcánica (RNVV), que es la responsable del monitoreo volcánico y de la generación de mapeo de peligro asociado a los centros eruptivos activos de todo el país. La RNVV además es la encargada de mantener a las autoridades regionales y nacionales actualizadas sobre la actividad volcánica del país, lo que se hace a través de reportes periódicos del OVDAS, que incluyen seguimiento habitual y reportes extraordinarios referidos a anomalías.

La RNVV está conformada por 3 unidades:

i. Unidad de Geología y Peligros Volcánicos (UGPV): encargados de la generación de información geológica de los volcanes activos, y de la generación de mapas de peligro volcánico. Su función se centra en la construcción de un *ranking* con los volcanes activos del país, donde se comparan los niveles de peligrosidad entre los centros eruptivos, y en base a eso se prioriza la generación de los siguientes productos: (1) mapas geológicos de volcanes; (2) mapas de peligros volcánicos regulares, los que se definen de acuerdo a la magnitud y recurrencia independiente del proceso volcánico, cuya zonificación de peligros se presenta de manera integrada. Son de utilidad para atender los requerimientos de organismos ligados a la emergencia ante una erupción y para generar comparaciones regionales entre volcanes; (3) mapas de peligros volcánicos microzonificados, que integran zonas de susceptibilidad y recurrencia por los distintos procesos volcánicos, a una escala menor. Estos mapas están enfocados en atender requerimientos específicos de diferentes instrumentos de ordenamiento territorial y obras civiles. El *ranking* además define categorías para el monitoreo volcánico, definiendo grupos a los que se le destina mayor financiamiento para las mantención y mejoramiento del instrumental. Esta unidad cuenta actualmente con profesionales en Antofagasta, Santiago, Talca, Valdivia, y Puerto Varas.

ii. Observatorio Volcanológico de los Andes del Sur (OVDAS): actualmente está encargado del monitoreo volcánico entre Arica y Magallanes. El OVDAS fue inaugurado en 1996 en Temuco, lugar donde se comenzó el monitoreo en los volcanes más activos de las regiones de Araucanía y Los Lagos, y donde para principios de 2008 se monitoreaban 6 volcanes en tiempo cuasi-real. En abril de dicho año, la erupción del Volcán Chaitén generó una gran conmoción en Chile y el mundo debido a su explosividad e impacto en las comunidades y ecosistemas, y dejó en evidencia la necesidad de potenciar el observatorio. Con apoyo estatal, el OVDAS comenzó una fuerte modernización, hasta alcanzar el monitoreo de los 45 volcanes más peligrosos del país (Figura 2), y transformándose en un referente a nivel mundial debido al número de volcanes y volumen de datos que maneja. Los profesionales monitorean 24x7 los datos de tiempo-real recolectados por sismógrafos, inclinómetros, GPS diferencial, DOAS (medición de gases) y monitoreo visual. El OVDAS es el responsable de la generación de informes asociados a la situación de los centros eruptivos, además de definir el nivel de alerta volcánica de cada uno de ellos, destacando que dicha información se encuentra disponible al público en general en el portal web del SERNAGEOMIN. Actualmente todo el OVDAS está centralizado en la ciudad de Temuco, pero se proyecta tener dos observatorios más: uno en Antofagasta que se encargue del monitoreo de los volcanes del norte del país, y uno en Coyhaique que se encargue de los centros eruptivos ubicados al sur de Puerto Montt.

iii. Oficina Técnica Coyhaique (OTC): encargados del mantenimiento de las estaciones de monitoreo de los volcanes de Puerto Montt al sur. Se está trabajando actualmente para expandir a un observatorio volcanológico que se encargue del monitoreo de los volcanes de toda Patagonia.

Los profesionales de la RNVV son multidisciplinares: geólogos, geofísicos, ingenieros (eléctricos, electrónicos e informáticos) químicos, entre otros. Por lo anterior, se hace fundamental contar con especialistas que desarrollen conocimientos específicos sobre volcanología.

En Chile, la principal fuente que nutre de recursos humanos a la RNVV son las universidades, encargadas de la especialización de estudiantes en el campo de ciencias de la Tierra. La UCH fue la primera en abrir la carrera de geología el año 1957, seguida luego en 1968 por la Universidad Católica del Norte (UCN), la Universidad de Concepción (UDEC) en 1982, y 25 años más tarde la Universidad de Atacama (UDA). Desde el año 1957 hasta el año 2007 la tasa de apertura de la carrera fue de 1 cada 12,5 años (Tapia y Pereira, 2013). Sin embargo, la oferta de universidades para estudiar la carrera sufrió un drástico aumento después de 2007,



llegando a 14 instituciones en el año 2014 (Colegio de Geólogos de Chile, 2014), alcanzando la tasa de apertura de la carrera a 2 por año. Lo anterior ha generado una gran masa de estudiantes, la que alcanza incluso el total de geólogos egresados de las casas de estudio tradicionales de los últimos 50 años (Colegio de Geólogos de Chile, 2014).

Los programas de post-grado se ofrecen en: UCH (Magíster y Doctorado en Ciencias mención Geología); la Pontificia Universidad Católica (Magister y Doctorado en geociencias); la UCN (Doctorado en Ciencia Mención Geología); y la UDEC (Doctorado en Ciencias Geológicas). Si bien, ninguno de los planes es específico de volcanología, el tema a investigar puede enfocarse en el área ya que depende principalmente de los intereses de los profesores que haya en cada institución, y de la existencia de fondos para el desarrollo de dichas investigaciones.

Otro factor preponderante para poder realizar estudios de post-grado es la obtención de una beca para poder financiar los estudios. La Comisión Nacional de Investigación Científica y Tecnológica, CONICYT, entrega una serie de ayudas para poder realizar estudios tanto en Chile como en el extranjero. En la Figura 3 se presentan las estadísticas de los resultados de los procesos realizados entre 2011 y 2015 de temas relacionados a las ciencias naturales en general (obtenido de http://www.conicyt.cl/compendio-estadistico-2013-2015/). En ella puede verse que para el caso de doctorados, la tasa de adjudicación alcanza el 80-52% para programas nacionales, y un 65-87% para internacionales. En el caso de postulaciones a Magister, las tasas disminuyen considerablemente: 13-42% para programas nacionales, y un 26-58% para internacionales. Para ambos casos, doctorandos y magister, se ve que los valores menores corresponden al para el proceso de 2015, donde en la mayoría de los casos, las postulaciones van en aumento y la cantidad de adjudicados a la baja.

4. Conclusiones

La situación actual de la volcanología chilena es de continuo aprendizaje, demostrando una gran evolución, tanto de sus instituciones como de las capacidades desarrolladas. Esto se destaca en la Figura 1, donde se observa que el observatorio volcánico chileno es el que más ha crecido en los últimos 20 años, convirtiéndose en referente regional y mundial. La toma de conciencia del riesgo que implica la actividad volcánica en los Andes luego de erupciones, como Chaitén (2008) y Cordón Caulle (2011), ha permitido que Chile comience su camino en el desarrollo de la volcanología y de los riesgos volcánicos.

El desafío principal en el caso de Chile —y también de Latinoamérica- consiste en darle continuidad a este proceso de desarrollo de la disciplina, dotando a las instituciones responsables de recursos (humanos y económicos), en un marco de esfuerzo mancomunado con toda la región. En este sentido, adquiere suma importancia el rol que tendrán las nuevas generaciones de volcanólogos en el futuro, ya que serán los responsables de dar continuidad y consolidar este esfuerzo conjunto en el desarrollo de la disciplina en nuestra región. Entre los desafíos más inminentes se destaca el de desarrollar y fortalecer la interacción entre universidades y observatorios volcánicos para la formación de lineamientos de especialización para los nuevos egresados, permitiendo suplir las necesidades que encontramos a lo largo de toda Latinoamérica sobre el monitoreo y prevención en caso de erupciones volcánicas. En esta misma línea, cabe destacar la trascendencia de establecer conexiones entre organismos de distintos países de la región, lo que permitiría aunar esfuerzos en el mejoramiento y aprendizaje de las experiencias de todos.

5. Referencias.

Alvarado, G., Acevedo, A. P., Monsalve, M. L., Espíndola, J. M., Gómez, D., Hall, M., Van der Laat, R. 1999. El Desarrollo de la Vulcanología en Latinoamérica en el Último Cuarto del Siglo XX. Revista Geofísica 51: 185-241.

Bustos, E., Forte, P., Jácome Paz, M., Lazarte, I., Gho, R., Filipovich, R., Ahumada, F., Lamberti, M. C., López, F. 2017. Jóvenes volcanólogos latinoamericanos: el desafió de consolidar la volcanología en la región. XX Congreso Geológico Argentino, Tucumán, Argentina.

Colegio de Geólogos de Chile (2014). "A los futuros estudiantes universitarios de Geología". Declaración pública, diario Las últimas Noticias, Chile.

Delgado, H., Viramonte, J. G., Alvarado, G. E. 2015. La volcanología latinoamericana: Estado de la situación regional en el 2008 a partir del análisis de sus debilidades, amenazas, fortalezas y oportunidades. Revista Geológica de América Central: 52.

Loughlin, S. C., Sparks, R. S. J., Brown, S. K., Jenkins, S. F., Vye-Brown, C. (Eds.). (2015). Global volcanic hazards and risk. Cambridge University Press.

Ortiz Guerrero, N. O., Brown, S. K., Granados, H. D., & Criollo, C. L. (2015). Global monitoring capacity: development of the Global Volcano Research and Monitoring Institutions Database and analysis of monitoring in Latin America. Global Volcanic Hazards and Risk, 323.

Sigurdsson, H., Houghton, B., McNutt, S., Rymer, H., & Stix, J. (Eds.). (2015). The encyclopedia of volcanoes. Elsevier.

Sparks, R. S. J., Biggs, J., & Neuberg, J. W. (2012). Monitoring volcanoes. Science, 335(6074), 1310-1311.

Stern, C. R. (2007). Chilean volcanoes. The geology of Chile, 147-178.

Tapia, J; Pereira, M. (2013). El estado del arte de la Carrera de Geología en Chile: desarrollo y alternativas futuras. IV Simposio de Historia de la Geología, Santiago, Chile.

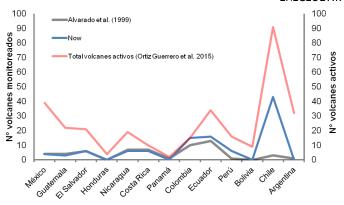


Fig. 1: Comparación de la cantidad de centros eruptivos monitoreados en América Latina entre 1999 (Alvarado et al. 1999) y 2017 (según información provista por los sitios web de los observatorios). En rojo, el número total de volcanes con erupciones Holocenas de acuerdo a Ortiz Guerrero et al. (2015)

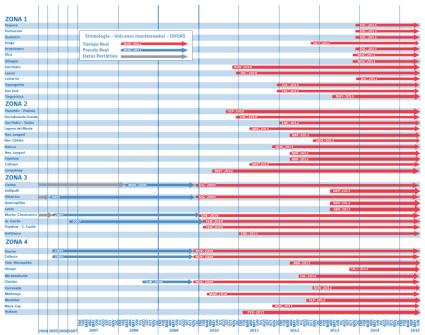


Fig. 2: Evolución de los volcanes monitoreados por el OVDAS desde el año 2004 al 2015 (Fuente: SERNAGEOMIN)

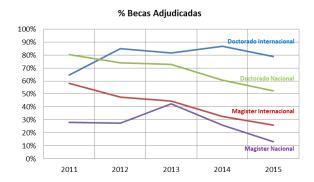


Fig. 3: Gráfico con los porcentajes de adjudicaciones de becas CONICYT entre los años 2011 y 2015 (Datos obtenidos de obtenido de http://www.conicyt.cl/compendio-estadistico-2013-2015/)



Resultados preliminares del análisis estructural y petrográfico de "El Caos de Puquios".

Felipe Reinoso Sánchez (1)*, Juan Díaz-Alvarado (1)

(1) Departamento de Geología, Universidad de Atacama, Copayapú 485, Copiapó, Chile

*Email de contacto: felipe.reinoso@alumnos.uda.cl

Abstract (Preliminary results of the structural and petrographic analysis of "The Puquios Chaos"): In northern Chile, between 26-28° S, is exposed a complete record of the extensional deformation that affected this part of the orogen during the Mesozoic era (middle Cretaceous). After the compressive event called "Peruvian Phase", several allocthonous units were formed, which are limited by low-angle detachments. A Major extensional event, which probably occurred between the Aptian and Cenomanian (?), generated a suite of structures remarkably similar to those observed in the extensional terranes of western North America. In the study area, an extensional unit called "The Puquios Chaos", is composed of domino and boudined blocks of limestone floating in a matrix of cataclastically deformed volcanic and volcanoclastic rocks. The complex formation of "The Puquios Chaos" cannot be described only by one deformative event. The Peruvian compressive phase affected the rocks, deforming and folding them. Starting the second Andean cycle stage associated with extensional events, the Puquios detachment generated the dismemberment of these calcareous blocks, forming the structures associated with a ductile deformation, producing large boudines and leaving isolated folds.

Palabras clave: Tectónica extensional, Caos de Puquios, detachment, extensión cretácica. Key words: Extensional tectonic, Caos de Puquios, detachment, Cretaceous extension

1. Introducción

En el norte de Chile, Región de Atacama (cercano a los 27°S), afloran una unidad extensional denominada como "El Caos de Puquios", conformada por rocas que guardan un completo registro de las sucesivas etapas de deformación que afectaron al orógeno andino durante el Mesozoico. Un evento de deformación extensional ocurrido entre el Aptiano y Cenomaniano (?), generó la denudación tectónica del basamento Paleozoico, sobre el cual se dispuso una sucesión de cuatro unidades alóctonas que, aunque guardan un orden estratigráfico relativo, están separados por fallas normales subhorizontales que colocan estratos más jóvenes por encima de otros más viejos omitiendo varios kilómetros de sección (Mpodozis y Almendiger, 1993). En la zona de Puquios, al sur de Sierra Fraga, aflora una unidad alóctona constituida por rocas andesitícas y brechas volcánicas Cretácicas que descansan sobre areniscas y conglomerados rojos de edad Triásica a través de una falla interpretada como un cabalgamiento con vergencia SE. (Mpodozis y Almendiger, 1991).

Las estructuras presentes en esta zona son extraordinariamente similares a las reportadas para los "metamorphic core complex" (MCC) del oeste de Estados Unidos, donde las fallas normales de ángulo muy bajo, generan un caos extensional y rotación de bloques en ambos casos (Mpodozis y Almendiger, 1991). Esta información se sustenta debido a semejanzas estratigráficas, tales como lentes rotados y budines de calizas en una matriz andesítica, una serie de fallas normales de bajo ángulo que separan la serie de budines en Puquios, algunos de los cuales, presentan pliegues formados probablemente durante un régimen extensional global. Las rocas de "El Caos de Puquios" registran 3 eventos deformacionales. El primero, corresponde a la "Fase Compresiva Peruana". Posteriormente, una fase extensional durante el Cretácico medio, sería el causante de generar los principales rasgos de esta unidad tectónica. Finalmente, un evento compresivo posterior, asociado posiblemente a la fase Incaica II (Eoceno medio), queda registrado por cabalgamientos con rumbo N-S.

2. Metodología

En primera instancia, se realiza un levantamiento geológico, a escala 1:10.000 del área de estudio (27° lat sur, 69° long. oeste) (figura 1). En este contexto, se realizó un estudio estructural del sector, mediante la toma sistemática de datos de fábricas planares y lineales en rocas pertenecientes al "El Caos de Puquios", que presentan deformación frágil y dúctil. Estos datos fueron posteriormente analizados a través de proyecciones estereográficas obtenidas utilizando el programa Stereonet 9.5. Además, se ejecutó un muestreo geológico en sitios donde hubo dudas petrográficas, así como también se recolectaron muestras orientadas con el objetivo de determinar la cinemática de la cizalla presente en algunas de sus rocas mediante un análisis microestructural , logrando así una mejor interpretación.

3. Análisis petrográfico y estructural



En la Región de Atacama, entre los 26-28°S, se encuentra uno de los mejores registros de la deformación extensional. Esta se halla bien representada por 4 alóctonos y un basamento para-autóctono. Dentro de estos alóctonos se ubica la unidad tectónica que es la representación de una extensión máxima durante el Cretácico medio, conocida como "El Caos de Puquios". La base de esta unidad tectónica la componen rocas volcánicas, principalmente andesíticas, de color grisáceo-oscuro, que presentan fenocristales de plagioclasas con una textura porfídica y brechas volcánicas con una matriz pardo-rojiza, con clastos sub-angulosos de tamaño entre 2 mm hasta 3 cm, de composición polimíctica. En menor proporción se encuentran rocas volcanoclásticas rojizas dentro de esta unidad.

El techo de esta unidad tectónica está representada por calizas de color pardo-amarillo, con un moderado contenido fosilífero, principalmente bivalvos y ammonoideos. Estas rocas varían desde calizas tipo *mudstone* hasta *packstone-grainstone*, con pequeños niveles interdigitados de areniscas pardo-rojizas, con tamaño de grano fino-medio. Se identificaron fósiles de Steinmannella gr. transitoria dentro de la zona de "El Caos de Puquios", que entregan una edad de los estratos del Titoniano-Cretácico inferior, del norte de Chile (23-31° S) (ver Reyes y Pérez, 1978, 1979). Los cristales de las calizas (principalmente bivalvos), se encuentran estirados, con tamaños que varían desde 3-5 mm y cercanos a las zonas del contacto entre ambas unidades presentan una recristalización. Muchas de estas rocas carbonatadas se encuentran sumamente deformadas debido a la ductilidad del material. El contacto entre ambas unidades es de forma transicional, ya que, hacia base de la unidad de rocas carbonatadas, presenta un pequeño contenido de fragmentos líticos que pertenecen a las rocas volcánicas.

Para la realización de un análisis estructural, se tomaron datos de fábricas planares y lineales, representados por la estratificación, foliación, y lineaciones de las rocas que conforman esta unidad. A través de los datos preliminares obtenidos durante el trabajo de campo, se han podido identificar 2 direcciones preferenciales de estratificación dentro de los lentes calcáreos. Los primeros resultados sugieren un rumbo NW-SE, buzando 40° hacia el SW, mientras que otro menor con rumbo NE-SW con un buzamiento preferencial 55° hacia el NW. Existe una variación en la estratificación, debido a fallas normales que afectan todas las rocas calcáreas del área de estudio. Los datos de lineaciones medidas en estrías y ejes de pliegues presentan una orientación preferencial de 280° (trend) y 18° (plunge).

4. Una falla lístrica de bajo ángulo ubicada en la base de los bloques rotados presenta con un rumbo NE-SW, buzando 22° hacia él SE, y que disminuye su manteo hasta los 8° aproximadamente, mientras que los datos de estratificación medidos en los bloques rotados arrojan un rumbo NW-SE, buzando 50° hacia el SW. En el sector sur del área de estudio, se encuentra un pliegue anticlinal, con geometría cónica, con eje de dirección este-noreste. El flanco norte presenta un rumbo N68E, buzando 70° NW, mientras que el flanco sur tiene un rumbo N88E, buzando 36° SW. Este pliegue se interpreta como un pliegue en vaina formado en una zona de cizalla dirigido hacia el noreste. Como principal representación de la extensión (figura 3) existe la presencia de grandes lentes calcáreos (budines), algunos aislados debido a la extensión, pliegues isoclinales y bloques rotados asociados a fallas lístricas. Muchas de estas estructuras asociadas a una extensión cortical se encuentran cortadas por cabalgamientos que presentan una orientación preferencial N-S, posiblemente asociados a la fase incaica II. Conclusiones

La unidad tectónica "El Caos de Puquios" se caracteriza por una importante disrupción estratigráfica, representada por grandes lentes calcáreos que han sido afectados por una importante deformación extensional, pliegues en vaina y bloques rotacionales asociados fallas normales.

Esta unidad tectónica es la representación de una fase extensional máxima durante el Cretácico medio.

Los datos de estratificación medidos en las rocas calcáreas arrojan un rumbo preferencial N40W, buzando 40° hacia el SW, y en menor medida N55E, buzando 55° hacia el NW. Los contactos por falla se asocian a una falla normal de bajo ángulo con dirección SE (medido en los bloques rotados). Los datos de foliación indican rumbos con 2 direcciones preferenciales NW y NE.

La mayoría de los pliegues presentes en el sitio tienen una vergencia hacia el W. Los cabalgamientos presentes en el sector corresponden a estructuras N-S posteriores a la deformación extensional, que podrían representan un evento compresivo que afecto gran parte de las estructuras asociadas a la extensión Cretácica.

La complejidad de "El Caos de Puquios" no permite responder su formación con tal sólo un evento deformativo (figura 2). En primera instancia, se depositaron rocas volcánicas y volcanoclásticas durante el Jurásico Superior, y posteriormente, se depositarían rocas calcáreas durante el Cretácico inferior.

El primer periodo del ciclo andino termina con una reorganización tectónica causada por el movimiento de la placa Farallón hacia el NE y consecuente convergencia oblicua, generando una fase compresiva conocida como "Fase Deformativa Peruana" afecto las rocas, deformándolas y plegándolas.

La segunda etapa del ciclo andino inicia posterior a la fase peruana, con eventos extensionales asociados a una intensa actividad magmática y que supone un fuerte régimen subsidente y extensional, controlado por estructuras mayores (fallas normales de bajo ángulo). En el área de estudio, el *detachment* de Puquios generó el desmembramiento de estos bloques calcáreos, formando estructuras asociadas a una deformación dúctil, produciendo grandes budines y dejando pliegues aislados (figura 3).

5. Agradecimientos

Agradecer al Departamento de Geología de la Universidad de Atacama y al Dr. Juan Díaz Alvarado, por su gran disposición, que en conjunto con el grupo de trabajo, se ha estado realizando este estudio.



6. Referencias

Hunt, C. B., y Maybey, D. R. (1966). Stratigraphy and structure, Deatb Valley, California. U.S Geological Survey Profesional, Paper, No. 494-A, 1-162

Iriarte, S., Arévalo, C., Mpodozis, C. y Rivera, O. (1996). Mapa geológico de la Hoja Carrera Pinto (Región de Atacama), escala 1:100.000. Servicio Nacional de Geología y Minería, Mapas Geológicos, N°3.

Mpodozis, C., y Allmendinger, R. (1991). Extensión cretácica a gran escala en el Norte de Chile: La región de Puquios-Sierra Fraga, Región de Atacama, Chile. Revista Geológica de Chile, Resumen expandido, 208-212

Mpodozis, C., y Allmendinger, R. (1992). Extensión cretácica a gran escala en el Norte de Chile (Puquios-Sierra Fraga, 27°S): significado para la evolución tectónica de los Andes. Revista Geológica de Chile, Vol. 19(N°2), 167-197.

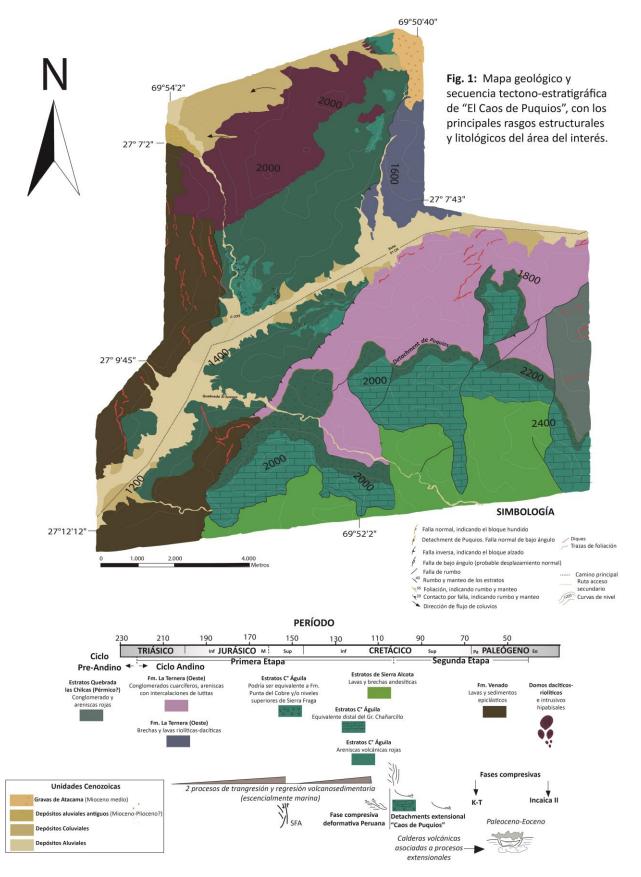
Mpodozis, C., y Allmendinger, R. (1993). Extensional tectonics, Cretaceous Andes, northern Chile (27°S). Geological Society of America Bulletin, Vol. $105(N^{\circ}\ 105)$, 1462-1477.

Rivera, O., y Mpodozis C. (1991). Volcanismo explosivo del Terciario inferior en la Precordillera de Copiapó, la Región de Atacama, Chile: Las Calderas de Lomas Bayas y el Durazno. VI Congreso Geológico Chileno (Viña del Mar), Actas, 213-216.

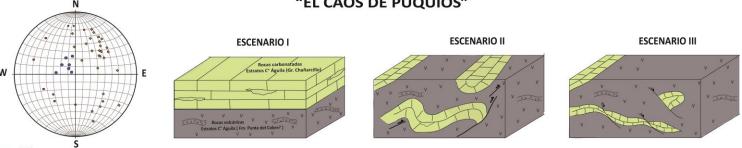
Rivera, O., y Falcón, M. F. (2000). Calderas tipo colapso-resurgentes del terciario inferior en la pre-cordillera de la Región de Atacama: Emplazamiento de complejos volcano-Plutónicos en las cuencas volcano-tectónicas extensionales Hornitos e Indio Muerto. IX Congreso Geológico Chileno (Puerto Varas), Vol. 2, 67-71 1.



MAPA GEOLÓGICO DE "EL CAOS DE PUQUIOS"



PROYECCIÓN ESTEREOGRÁFICA Y ESQUEMA PRELIMINAR DE LA FORMACIÓN DE "EL CAOS DE PUQUIOS"



Estratificación

Fig. 2: Proyección estereográfica y modelo esquemático de formación de "El Caos de Puquios".



Fig. 3: A) En el centro, las capas claras con estratificación inclinada corresponden a un lente calcáreo rotado 55° al deslizarse hacia el NE sobre una falla normal lístrica durante la etapa tardía de extensión. El anticlinal superior, de geometría cónica, corresponde a un pliegue en vaina, con una charnela apretada, producido durante el mismo episodio de deformación extensional. Vista hacia el SW. B) Pliegue antiforme en calizas tipo *wackestone*, con buzamiento hacia el SW. Vista hacia el NE. C) Lentes calcáreos (*boudins*) de rocas carbonatadas, que representan la extensión en el sitio de "El Caos de Puquios". Vista hacia él SE. D) Deformación dúctil que presentan las rocas carbonatadas en uno de los bloques calcáreos. Vista hacia el W.



Caracterización isotópica mediante δ^{18} O y δ^{2} H de la zona inferior de la cuenca del río Biobío, VIII región, Chile.

Francisca Ampuero, Jhonny Bahamondes, Ignacio Bernard, Erick Cifuentes, Enrique Crisóstomo, Yael Hernández, Constanza Jorquera, Catalina Larrère, Pablo Morales, Verónica Oliveros, Constanza Perales, Claudio Schulz, José Sepúlveda, René Thibaut, Matías Valencia, Esteban Yévenes.

Departamento de Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias Químicas, Universidad de Concepción, casilla 160-C, Concepción.

*Email de contacto: voliveros@udec.cl

Abstract: Isotopic characterization by $\delta^{18}O$ and $\delta^{2}H$ in the lower section of Biobío River, VIII region, Chile. Optical absorption spectroscopy in liquid samples reveals the isotopic composition of a river. This research was focused on the lower section of the Biobío River basin. 11 samples coming from superficial and subterranean waters, mist and rainfall were evaluated. The results are compared to the Global Meteoric Line, showing a slight deviation from it. The 2 subterranean water samples present $\delta^{18}O$ y $\delta^{2}H$ values quite distant from each other, explained either by differentiation occurring in the recharge source or by differential fractioning occurring inside of the aquifer, inconclusively. Precipitations reveal dissimilar isotopic signatures, allowing the discussion of the origin of the cloud masses. Also, the results of the sample from the ocean imply local variations from the standard values (V-SMOW).

Palabras clave: Análisis isotópico, Cuenca río Biobío, Isótopos Oxígeno, Isótopos Hidrógeno. Keywords: Isotopic analysis, Biobío river basin, Oxygen isotope, Hydrogen isotope

1. Introducción

Los cambios en las composiciones isotópicas de las aguas meteóricas pueden relacionarse a diferentes etapas del ciclo hidrológico. Los cambios de fases como la evaporación, condensación y precipitación generan un importante fraccionamiento de los isótopos estables de O y H(D). Como consecuencia, las masas de agua que provienen de la evaporación del océano se encuentran empobrecidas en relación al agua de mar, el que a su vez se utiliza como standard (V-SMOW) para el δ^{18} O y δ^{2} H (Craig, 1961). A medida que estos cuerpos de agua se introducen hacia el continente los isótopos de mayor masa se fraccionan hacia el líquido en la condensación, dejando finalmente nubes muy livianas en estos isótopos (Allègre, C. J., 2008). Caracterizar isotópicamente la porción occidental del río Biobío es un estudio inédito que nos permite dilucidar la circulación y proveniencia de las aguas superficiales y subterráneas para el Gran Concepción.

Para interpretar los resultados obtenidos se discuten los siguientes efectos como probables causantes de las variaciones regionales y temporales en el δ^{18} O y δ^2 H de la precipitación:

- Efecto latitudinal, la formación de vapor atmosférico en regiones que poseen temperaturas más elevadas y la condensación progresiva del vapor durante el transporte hacia latitudes más altas con temperaturas inferiores, provocan que los valores δ disminuy an (Gat *et al.*, 2001).
- Efecto continental, esto se debe fundamentalmente a la historia previa de las masas de vapor, que son progresivamente más ligeras tierra adentro por pérdida de humedad y de isótopos pesados debido al desgaste cinético de la nube (Lambán *et al.*, 1999).
- Efecto altitud, aguas arriba la lluvia procede de masas de vapor progresivamente empobrecidas isotópicamente por la pérdida de isótopos pesados en las lluvias precedentes y también la temperatura es más baja y por tanto el fraccionamiento de la condensación de vapor es mayor (Lambán *et al.*, 1999).
- Efecto estacional, (en regiones con clima templado) con valores de δ más negativos durante el invierno. Debido a la temperatura de evaporación y de condensación: a menor temperatura de evaporación mayor es el fraccionamiento y también más abundantes son las lluvias (Lambán *et al.*, 1999).

2. Metodología

En este trabajo se recolectaron 11 muestras de agua (océano, ríos, pozos, nieblas) y se midieron los isótopos de O y H, para el cálculo de los parámetros δ^{18} O y δ^2 H en el analizador del laboratorio de Biogeoquímica del Departamento de Oceanografía de la Universidad de Concepción. Los resultados que se muestran en este estudio fueron desarrollados en el marco de la asignatura electiva de Geoquímica Isotópica de la Universidad de Concepción.

Se definió un itinerario de puntos a lo largo de la cuenca del Río Biobío, desde la costa hasta más al sur de la confluencia con el Río Laja (Fig. 1) para el muestreo de: agua de mar, niebla, agua subterránea, agua de río (desembocadura y confluencia río Laja) y



precipitaciones, estas últimas obtenidas de un colector ubicado al interior del Campus Concepción de la Universidad de Concepción. Estos puntos fueron escogidos estratégicamente para poder cubrir la mayor superficie de la zona inferior de la cuenca, y así estudiar el fraccionamiento de los isótopos estables en ella, pudiendo establecer las diferentes fuentes de origen de las aguas. La recolección de aguas se realiza en botellas esterilizadas, desde las cuales son traspasadas a tubos Eppendorf de 5 ml rotulados, los cuales fueron llenados completamente para evitar evaporación y por ende fraccionamientos de los isótopos. Además, se utilizaron guantes para no contaminar las muestras. Por otro lado, las precipitaciones fueron refrigeradas para su conservación. Para recolectar niebla fue confeccionado el modelo de atrapaniebla propuesto por Schemenauer y Cereceda (1994), el cual permaneció 72 hrs acumulando vaguada costera.

Las muestras fueron analizadas con Espectroscopía de Absorción Óptica (WS-CRDS), siendo el instrumento utilizado el Picarro L2130-I del Laboratorio de Biogeoquímica de la Universidad de Concepción. Los estándares internos utilizados para la calibración corresponden a: agua de la Laguna Huemul, como HIS; agua mineral sin gas (marca "Cachantún"), para ANTA; agua destilada para DEST; y agua de lluvia de Concepción, para HERA (Tabla 1) Las muestras y estándares son traspasadas a viales de 3 µL con incepto en el autosampler, teniendo la precaución de no contaminarlos, distribuyéndose según la metodología propuesta por van Geldern y Barth (2012) con la finalidad de corregir el control del *drift* y efecto memoria.

3. Resultados y Discusión

Los análisis obtenidos por el picarro fueron corregidos (Tabla 2) según el método propuesto por Geldern & Barth (2012), el cual consiste en ingresar los datos a una planilla Excel, junto a los valores estándares (DEST, HIS, ANTA, HERA) para cada isótopo (¹⁸O y ²H). Finalmente se aplica el complemento "Solver", el cual corrige el efecto memoria.

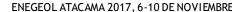
Los resultados obtenidos se representan en la Figura 2. En cuanto a las muestras de precipitaciones, las cuales fueron las primeras en obtenerse, estas corresponden a eventos ocurridos en Febrero (PP1), Abril (PP3) y Mayo (PP2) de 2017 y no se observa en ellas el efecto estacional esperado (δ^{18} O más negativo en invierno). Este comportamiento se puede deber a que generalmente la dependencia de los valores δ con la temperatura es menor que la que presenta el efecto de la latitud (Gat et al., 2001), por tanto el efecto estacional podría ser menos perceptible y lo que sí se podría estar observando sería que las nubes que originaron estas precipitaciones provengan de sectores más lejanos. Si se considera la muestra PP1 (verano), que es quien presenta los valores más empobrecidos, se podría atribuir esto a sucesivos eventos de precipitación a partir de una misma masa de aire en movimiento que va hacia zonas más frías y distantes de su fuente de vapor, produciendo precipitaciones cada vez más empobrecidas en isótopos pesados respecto de las precipitaciones anteriores (Tetzner, 2015), por lo tanto es probable que la nube que dio origen a PP1 haya sufrido mayor condensación (en comparación a PP2 y PP3), por encontrarse más distante de su fuente de vapor.

En el mismo gráfico (Fig. 2), se observa que el valor isotópico de la precipitación de la muestra de agua de mar es levemente mayor al estándar internacionalmente aceptado para las relaciones isotópicas del hidrógeno y del oxígeno (*Vienna Standard Mean Ocean Water*, V-SMOW), evidenciando el efecto que ejerce la latitud en su composición isotópica. A este factor, se suma la evaporación que ocurre en el lugar y que modifica el fraccionamiento, ya que la evaporación es causante del enriquecimiento de ¹⁸O en la fase líquida (Gat et al., 2001).

Para el caso de las muestras de niebla, se obtienen valores isotópicos consistentes con lo esperado, ya que el vapor de agua está empobrecido con respecto al líquido del cual se formó (Bowen, 2010), sus composiciones isotópicas se ubican por sobre la Línea Meteórica Mundial, teniendo valores menores al VSMOW, ya que en este caso la fuente de la niebla estaría ligada a la evaporación de agua de mar.

Las línea de las aguas de los ríos Biobío y Laja se presentan sobre la Línea Meteórica Mundial (Fig. 3) y en el extremo más empobrecido de las muestras analizadas, esto ocurre debido a que el río es alimentado en gran parte por aguas provenientes de zonas topográficamente elevadas en forma de precipitación o deshielo, lo que causaría que se registre un mayor empobrecimiento en ¹⁸O y ²H, por el efecto de altitud. Del análisis más detallado, se observa que la muestra proveniente de la desembocadura del río Biobío (BBD) es la más enriquecida, la muestra de río arriba (BBA) la más empobrecida, en tanto que la del río Laja (LJ) presenta valores intermedios entre estas. Este empobrecimiento progresivo a medida que nos alejamos de la costa sería producido por un efecto continental.

Los valores del pozo sur (PS) se esperaba estuvieran más enriquecidos en isótopos pesados en comparación al pozo norte (PN) p or un posible fraccionamiento interno, debido a que estuvo en desuso durante dos meses. Dicha hipótesis se opone a los resultados obtenidos, ya que la muestra PN está levemente enriquecido con respecto a PS (Fig. 2). Debido a que las muestras quizás no son representativas de las aguas del acuífero, la interpretación de estos resultados debe tomarse con cautela. De todas maneras, los valores obtenidos podrían deberse a una posible evaporación diferencial (el PN presenta más fraccionamiento que el PS) o al hecho de que la recarga del acuífero estaría más influenciada por las precipitaciones hacia el norte y más ligada a una recarga fluvial en el sur. También se debe hacer notar que los valores de la conductividad eléctrica y los sólidos totales disueltos de ambos pozos (Tabla 2) son mayores a las del río, pudiendo corresponder a que en las primeras el agua se encuentra más estancada, y por lo tanto, sufre un mayor intercambio iónico con el acuífero. Al tener mayor cantidad de iones aumenta su capacidad de transmitir la electricidad.





4. Conclusiones

Los resultados de la niebla se encuentran menos empobrecidos que la muestra de agua de la desembocadura del río Biobío, esto se debe a que el agua del río proviene de las precipitaciones ocurridas en zonas elevadas ubicadas hacia el Este, donde el fraccionamiento ha sido mucho mayor.

Las muestras de pozos presentan un empobrecimiento menor que el del río, esto se debe a que la recarga (principalmente pluviométrica) ocurre a diferentes longitudes y altitudes, siendo la del río más oriental y elevada que la de los pozos, cuyas precipitaciones ocurren en el litoral.

La variación observada en la composición isotópica de los pozos, por sí misma no es concluyente, al no corresponder a una muestra representativa de las aguas del acuífero, pero pueden deberse a una evaporación diferenciada de un lugar a otro. Los valores son relativamente cercanos, sin embargo, dicha diferencia puede ser ocasionada porque la recarga del acuífero del pozo sur está más influenciada por precipitaciones, al encontrarse más cerca del cerro, enriqueciéndola. Por otra parte, el pozo norte, a pesar de que son valores menos deprimidos que PS, pudiera tener un fraccionamiento mayor con una recarga fluvial.

Los datos de análisis de isótopos en el agua de precipitaciones son bastante variables (PP1 (3/02), PP2 (13/05), PP3 (21/04) lo que se puede deber a distintas masas de nube que provienen de diferentes zonas geográficas.

Los valores de análisis isotópicos del mar son levemente mayores a cero (δ 18O = 0.52), pudiendo ser explicado por las variaciones latitudinales y longitudinales comparadas con el estándar (V-SMOW).

Considerando las aguas de precipitaciones y de río como miembros extremos, se puede concluir que las muestras de aguas subterráneas van a constituir una mezcla en diferentes proporciones de dichos límites, sin embargo, la cercanía de los datos obtenidos de estos con la niebla, puede estar indicando, no de forma taxativa una relación entre ellas.

La mayor conductividad eléctrica y sólidos totales disueltos para las muestras subterráneas en relación a las de río indican una relación entre el tiempo de residencia de las aguas y su conductividad, relacionado directamente con el intercambio iónico.

Las conclusiones realizadas dependen de una gran cantidad de variables y en el presente trabajo utilizamos una cantidad considerable de información a escala global debido a la falta de estudios en las cuencas similares del país. Por lo que es necesario generar una base de datos a nivel nacional y regional para comprender de manera más exacta la composición isotópica del agua y detectar si se produce algún cambio en esta en el futuro. Sobre la base de esto se sugiere para próximos estudios realizar una toma de muestra más representativa estadísticamente, abarcando porciones de la cuenca no estudiadas.

5. Agradecimientos

Agradecemos la amabilidad y buena disposición del Sr. Cristóbal Barriga y la Sra. Noemí Robles y su familia, quienes nos permitieron obtener los datos de aguas subterráneas en los pozos de sus respectivos hogares. También, a Francisca Clemo y Gerardo Martínez por el apoyo brindado en el curso y las gestiones hechas para la realización de los análisis, así como a la Dra. Laura Farías y al Centro de Ciencia del Clima y la Resiliencia (CR)2 por facilitar el uso del Picarro. Finalmente, a todos nuestros compañeros que fueron parte fundamental en el desarrollo del trabajo: Iván Campano, Diego Castillo, Sebastián Echeverría y Felipe Torres.

6. Referencias

Allègre, C. J. (2008). Isotope geology. Cambridge University Press., Cambridge, Reino Unido. 512 pp.

Bowen, G. J. (2010). Isoscapes: spatial pattern in isotopic biogeochemistry. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 38, 161-187.

Craig, H. (1961). Isotopic variations in meteoric waters. Science, 133(3465), 1702-1703.

Gat, J.R., Mook, W.G., & Meijer, H.A.J. (2001). Atmospheric water. In: W. G. Mook, (ed.), Environmental Isotopes in the Hydrological Cycle. Principles and Applications IHP-V Technical Documents in Hydrology. UNESCO - IAEA, 2 (39): 1-113.

Geldern, R., & Barth, J. A. (2012). Optimization of instrument setup and post-run corrections for oxygen and hydrogen stable isotope measurements of water by isotope ratio infrared spectroscopy (IRIS). Limnology and Oceanography: Methods, 10(12), 1024-1036.

Lambán Jiménez, L. J., & Custodio Gimena, E. (1999). Estudio isotópico ambiental (O18-D) en la unidad Anoia: principales zonas de recarga e implicaciones en el funcionamiento hidrogeológico del sistema. Ingeniería del agua, 1999, vol. 6, núm. 2.

Schemenauer, R. S., & Cereceda, P. (1994). A proposed standard fog collector for use in high-elevation regions. Journal of Applied Meteorology, 33(11), 1313-1322.

Tetzner, D. (2015). Isótopos estables de oxígeno e hidrógeno como indicadores climáticos en el Plateau Laclavere, Península Antártica. Memoria para optar al Título de Geólogo (Inédito), Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Departamento de Geología: 241 p.



Fig. 1: Imágenes satelitales (Google Earth) con a) ubicación de las muestras tomadas terreno. En b) y c) se observa la ubicación de las muestras obtenidas en la desembocadura y la de los pozos en Chiguayante, respectivamente.

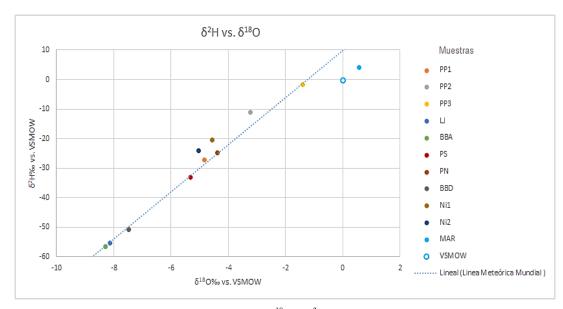


Fig. 2: Muestras ploteadas en diagrama $\delta^{18}O$ v. δ^2H junto a la Línea Meteórica Mundial.



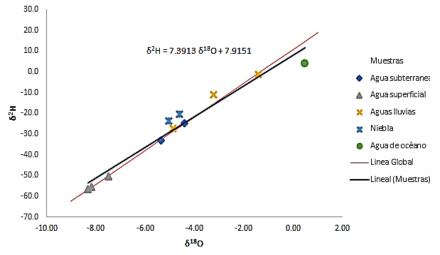


Fig. 3: Diagrama $\delta^{18}O$ v. δ^2H con línea meteórica local ajustada y global.

Nombre del estándar	$\delta^{18}O$	δ^2 H	
HIS	-5,32809091	-43,7632727	
ANTA	-12,062	-87,531	
HERA	-7,45245455	-54,6639091	
DEST	-8,141	-55,8785455	

Tabla 1: Valores estándares internos.

Muestra	Código	d ¹⁸ O ‰ vs. VSMOW	d ² H ‰ vs. VS MOW	Conductividad eléctrica	S ólidos disueltos
Precipitación 03/02/17	PP1	-4,84	-27,3	-	-
Precipitación 13/05/17	PP2	-3,23	-11,0	-	-
Precipitación 24/04/17	PP3	-1,41	-1,6	-	-
Río Laja (aguas arriba)	LJ	-8,14	-55,3	111	55
Río Biobío (aguas arriba)	BBA	-8,29	-56,6	134	66
Pozo Sur	PS	-5,33	-33,0	440	220
Pozo Norte	PN	-4,38	-24,8	493	251
Desembocadura	BBD	-7,48	-50,7	-	-
Niebla 1	NI1	-4,57	-20,4	-	-
Niebla 2	NI2	-5,03	-24,1	-	-
Agua de Mar	MAR	0,56	4,0	-	-

Tabla 2: Resultados de muestras obtenidas con Picarro, corregidos.



Pseudotaquilitas en brechas de mélange dentro de un prisma de acreción

Leslie Guajardo 1 *, Verónica Oliveros 1

(1) Departamento Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias Químicas, Universidad de Concepción, Casilla 160-C. Concepción, Chile.

Pseudotachilytes in mélange breccias inside an accretionary prism: Pseudotachilytes are the most representative expression of the seismogenic zone. These rocks are formed by combination between ultracataclasis and frictional melting in fault surfaces. In this study, we analyze thin sections of melange breccias showing a pseudotachilytic matrix, located in the Freirina-El Morado area, They were originated in the margin of a subduction zone, product of the frontal accretion and the subsequent friction inside an accretionary prism. In the area, there are also low-grade metamorphism rocks with evidence of fluid interactions. The results and some of the previous data indicates that these breccias are in a paleo seismogenic zone at shallow depths.

Palabras clave: Pseudotaquilitas, brechas de mélange, prisma de acreción, zona sismogénica Key words: Pseudotachilytes, melange breccias, accretionary prism, seismogenic zone

1. Introducción

Las Pseudotaquilitas son una de las expresiones más representativas de la zona sismogénica, corresponden a rocas formadas por combinación entre ultracataclasis y fusión friccional en superficies de falla (Bjørnerud y Magloughlin, 2004). Se presentan comúnmente como venas o zonas brechificadas oscuras generadas por la fusión producto del cizalle donde además cristalizan minerales de mayor temperatura que la roca caja (Spray, 1995). Su textura puede variar entre holocristalina, desvitrificada, vítrea, criptocristalina, microcristalina, microcristalina, microcristalina, microcristalina, microlítica o una mezcla de éstas (Lin, 1994). Presentan clastos redondeados a subredondeados y una matriz opaca con finos fragmentos minerales, microlitos metálicos y/o vidrio y vesículas en algunos casos (Magloughin, 1992; Rowe et al., 2005). La geometría de las venas es variada, siendo las más comunes aquellas que son paralelas a la foliación de la roca, además de tener una textura de flujo en bandas oscuras y zonas brechificadas producto del cizalle.

Las rocas estudiadas se encuentran en la Región de Atacama, siendo ubicadas en el área Freirina- El Morado (Welkner et al., 2006) (Figura 1). Esta zona se caracteriza por la presencia de un prisma de acreción (Alarcón, 2015) que contiene brechas de mélange pertenecientes al Complejo Epimetamórfico Chañaral (CEC), caracterizado por metareniscas, filitas, pizarras, esquistos actinolíticos y brechas de mélange. Estas brechas fueron originadas en el margen de una zona de subducción producto de la acreción frontal y el posterior cizalle dentro del prisma de acreción (Alarcón, 2015). Las rocas están acompañadas por metaconglomerados, pizarras y filitas. Las rocas descritas presentan una gran cantidad de opacos y se encuentran cortadas por venas de cuarzo. Estos últimos rasgos evidencian la gran interacción de fluidos que ha ocurrido en estas rocas debido a los procesos de metamorfismo, cizalle y el marco de una zona de subducción.

El objetivo principal del estudio está centrado en la caracterización de las pseudotaquilitas con las cuales se podría comprobar en primera instancia la presencia de una paleo zona sismogénica en un margen de subducción dentro del área seleccionada.

2. Metodología

Para este estudio se realizó un análisis a microescala de las pseudotaquilitas, centrando el trabajo en 2 cortes transparentes de una roca en particular (brechas de mélange) pertenecientes a la colección de cortes de la Memoria de Título de Manuel Alarcón.

Complementario a esto se realizó una recopilación bibliográfica enfocado al entendimiento de las pseudotaquilitas y los procesos que ocurren dentro de un prisma de acreción relacionado a una zona sismogénica.

^{*} lguajardo@udec.cl



3. Resultados y Discusión

Dadas las condiciones de formación y características petrográficas que poseen las Pseudotaquilitas, se interpreta que las brechas de mélange presentes en el prisma de acreción poseen rasgos e indicios de la presencia de pseudotaquilitas en la zona en donde se ubican estas rocas. La morfología a escala macroscópica de las pseudotaquilitas presentes en el área (Figura 2) es difícil de observar dada la poca información en terreno, además de los distintos procesos que obliteran su registro. Pero si es posible observar estas franjas oscuras presentes en las brechas de mélange que tienen similitud a las pseudotaquilitas estudiadas en bibliografía.

A diferencia del afloramiento, la observación en corte transparente argumenta a favor de la presencia de pseudotaquilitas en esta zona, dadas las siguientes características observadas en los cortes de brecha de mélange analizados:

- Microlitos de minerales metálicos vistos en luz reflejada.
- Bandas opacas de una matriz negra isótropa y una matriz marrón con microcristales. Estas bandas se encuentran rodeando los clastos del mélange y en algunos casos crean corrosión, incorporando fragmentos a la matriz, y en otras partes redondea los bordes de los clastos. (Figura 3)
- Indicios de recristalización. (Figura 3)
- Textura de flujo presente en la matriz, característico de las pseudotaquilitas producto de su fusión friccional. (Figura 4A)
- Presencia de venas puntuales de biotita, evidenciando la presencia de mineralogía de mayor temperatura que argumenta a favor del origen por fusión friccional. (Figura 4B)
- Las características de la matriz relacionann a estas pseudotaquilitas como una de tipo criptocristalina.

Identificar una pseudotaquilita tiene su dificultad debido a los procesos tectónicos posteriores y las reactivaciones de falla que pueden eliminar el registro dado por las pseudotaquilitas (Kirkpatrick y Rowe, 2013), y a la invariable naturaleza de grano fino de la matriz que podría haber sufrido recristalización o neomineralización (Spray, 1995). El carácter fragmental o fundido de la pseudotaquilita depende fuertemente de la tasa de strain que sufre la roca (Figura 5A).

Las texturas y relaciones mineralógicas relacionadas a interacción con fluidos, en conjunto con las pseudotaquilitas, enmarcan estas rocas dentro de una paleo zona sismogénica (Figura 5B). Además de esto, la zona sismogénica se caracteriza por la presencia de rocas en metamorfismo de bajo grado (Moore et al., 2007) que rara vez alcanzan la facies esquistos verdes (Figura 6A). Esto es consistente con el grado de metamorfismo al cual pertenecen las brechas de mélange (Figura 6B), en donde se encuentran las pseudotaquilitas, las cuales corresponden a brechas de mélange.

La zona sismogénica en presencia de pseudotaquilitas y brechas de mélange corresponden a profundidades menores a 30 km (Bebout y Penniston-Dorland, 2016) y es consistente con una temperatura menor a los 400 °C. Esta información se adecúa al modelo de prisma de acreción propuesto (Alarcón, 2015) en la zona de estudio, y además a la ubicación de las brechas de mélange dentro del mismo.

4. Conclusiones

El área de estudio corresponde a un prisma de acreción con rocas de bajo grado metamórfico entre las cuales se encuentran brechas de mélange con claros indicios de la presencia de pseudotaquilitas. Este rasgo, en conjunto con las evidencias de interacción de fluidos y el grado metamórfico de las rocas, indican que nos encontramos dentro de la parte somera de la paleo zona sismogénica a una profundidad inferior a los 30 Km.

Sin embargo, para complementar el análisis petrográfico a microescala, se debe complementar con análisis químico de las rocas y una vista macroscópica en terreno mejor de las pseudotaquiitas en las brechas. Además, para corroborar la hipótesis de que nos encontramos en una paleo zona sismogénica se propone realizar un análisis de inclusiones fluidas.

Finalmente, está claro que el rol de los fluidos tiene gran importancia dentro de la geodinámica y las diferentes expresiones en las cuales se presentan estas rocas, siendo hasta ahora el mejor registro de esta interacción.



5. Referencias

Alarcón, M. 2015. Petrotectónica, deformación y grado de metamorfismo de las rocas del Carbonífero-Pérmico de la Cordillera de la Costa entre los 28°30' y 29°10' S, Región de Atacama y Región de Coquimbo, Chile. Memoria para optar al título de Geólogo. Universidad de Concepción, 159 p. Concepción.

Bebout, G. E., & Penniston-Dorland, S. C. (2016). Fluid and mass transfer at subduction interfaces—The field metamorphic record. Lithos, 240, 228-258.

Bjørnerud, M., & Magloughlin, J. F. (2004). Pressure-related feedback processes in the generation of pseudotachylytes. Journal of Structural Geology, 26(12), 2317-2323.

Kirkpatrick, J. D., & Rowe, C. D. (2013). Disappearing ink: How pseudotachylytes are lost from the rock record. Journal of Structural Geology, 52, 183-198.

Lin, A. (1994). Glassy pseudotachylyte veins from the Fuyun fault zone, northwest China. Journal of Structural Geology, 16(1), 71-83.

Magloughlin, J. F. (1992). Microstructural and chemical changes associated with cataclasis and frictional melting at shallow crustal levels: the cataclasite-pseudotachylyte connection. Tectonophysics, 204(3-4), 243-260.

Moore, J. C., Rowe, C., & Meneghini, F. (2007). MHow Accretionary Prisms Elucidate Seismogenesis in Subduction Zones. The seismogenic zone of subduction thrust faults, 288.

Rowe, C. D., Moore, J. C., Meneghini, F., & McKeirnan, A. W. (2005). Large-scale pseudotachylytes and fluidized cataclasites from an ancient subduction thrust fault. Geology, 33(12), 937-940.

Spray, J. G. (1995). Pseudotachylyte controversy: Fact or friction? Geology, 23(12), 1119-1122.

Welkner, D., Arévalo, C., & Godoy, E. (2006). Geología del área Freirina-El Morado, Región de Atacama. Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, 44.

6. Anexos.

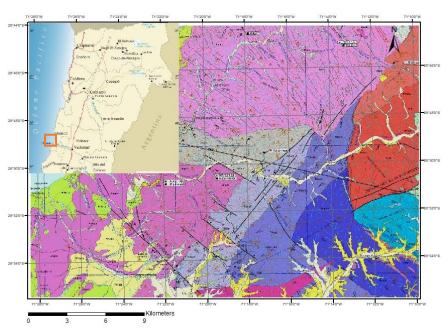


Fig. 1. Mapa de la zona de estudio (rectángulo naranjo) dentro del área Freirina- El Morado, Región de Atacama. En gris se muestra el Complejo Epimetamórfico Chañaral.



Fig. 2. Afloramiento de brecha de mélange en la cual se muestran venas con matriz oscura y textura de flujo (Alarcón, 2015).



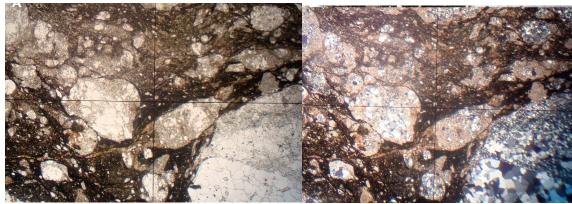


Fig. 3. Observación en corte transparente (aumento 25x) de la brecha de mélange mostrando clastos subredondeados y recristalizados. A) Nicoles Paralelos. B) Nicoles Cruzados.

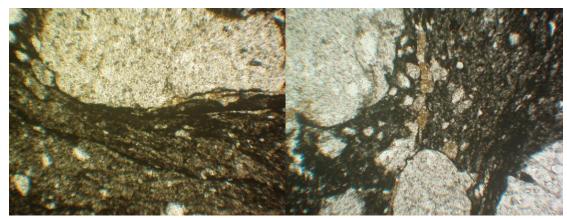


Figura 4. Observación en corte trasparente de la brecha de mélange (Aumento 10x) mostrando A) la textura de flujo que atraviesa la matriz original y B) una vetilla de biotita desarrollada en la matriz.

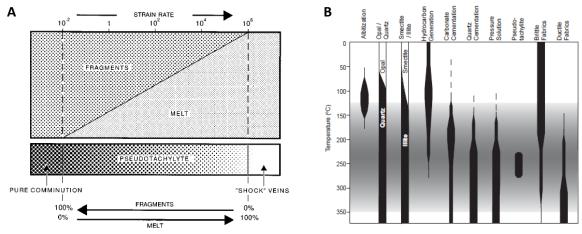


Figura 5. A) Relación entre la tasa de strain y el carácter textural de las Pseudotaquilitas (Spray, 1995). B) Texturas y mineralogía posible dentro de la zona sismogénica (Sombreado gris) según Moore, 2007.

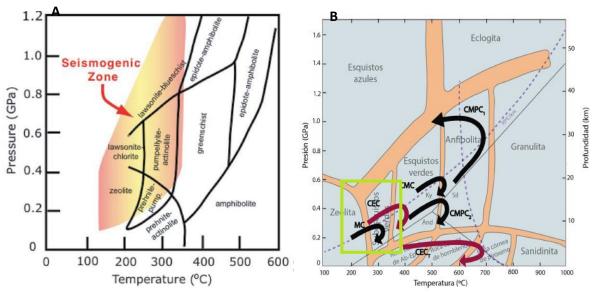


Figura 6. A) Localización de la zona sismogénica en relación con las facies de metamorfismo (Moore, 2007). B) Trayectoria P-T-t de los mélange y el Complejo Epimetamórfico Chañaral (CEC) enmarcados en el rectángulo verde (Alarcón, 2015).



Actividad explosiva 2016-2017 del Complejo Volcánico Nevados de Chillán, Región de Ñuble, Chile:

¿Eventos Freáticos o Freatomagmáticos?

Nicolás Luengo¹*, Jorge Romero², Daniel Basualto³, José Luis Palma¹, Luis E. Lara⁵

- (1) Dpto. Ciencias de la Tierra, Universidad de Concepción, Barrio Universitario s/n, Concepción, Chile.
- (2). Dpto. Geología, Universidad de Atacama. Av. Copayapu 485, Copiapó, Chile.
- (3). Observatorio Volcanológico de los Andes del Sur (OVDAS), Rudencio Ortega 03850, Temuco, Chile.
- (4). Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN), Av. Santa María 0104, Santiago, Chile.

The 2016-2017 explosive activity at Nevados de Chillán volcanic complex, Ñuble Region, Chile: Phreatic or Phreatomagmatic? The active Nevados de Chillán Volcanic Complex (NCHVC) is located in the Ñuble Region, about 70 km E of Chillán city. Since January 8th, 2016 up to present, successive pulsatory explosive activity sourced from a cluster of new craters aligned N30°W at Las Termas subcomplex produced a series of fallout deposits. The samples were systematically collected through a homemade ashmeter network. The analyses were carried out using a stereoscopic microscope and optical microscope, as well as scanning electron microscopy (SEM) and Energy Dispersive X-Ray Spectroscopy (EDS). In addition to geophysical background, preliminary results reveal that late-2016 to 2017 explosive activity is mostly phreatic.

Keywords: Nevados de Chillán Volcanic Complex, Fallout deposits, Ashmeter, Scanning Electron, Phreatic eruption.

1. Introducción

1.1 Hidrovolcanismo

El volcanismo que involucra la interacción magma-agua, ya sea de manera explosiva o no explosiva, superficial o subterránea, subaérea o submarina, es comúnmente denominado "Hidrovolcanismo" (Zimanowski et al., 2015). La súbita ruptura de un sistema hidrotermal somero o un acuífero sobrepresurizado sin la interacción directa con un magma, genera una explosión hidrotermal o freática (Sheridan and Wohletz, 1981; Barberi et al., 1992), donde solo material preexistente (roca caja) es eyectado, sin la presencia de material magmático juvenil (Browne and Lawless, 2001). En este caso, el magma tiene un rol como gatillante en el proceso explosivo, ya que aporta calor o energía termal, calentando y provocando una rápida vaporización y expansión (flashing) del agua externa (explosión de vapor) (Browne and Lawless, 2001). En cambio, si existe una interacción directa del magma con el agua externa, se genera una explosión termo-hidráulica o freatomagmática, en la cual sí existe material juvenil en los depósitos (Zimanowski et al., 2015). Este tipo de fragmentación ha sido explicado experimental y numéricamente a través de la interacción combustible-refrigerante (Molten-fuel coolant; MFCI) (p. ej. Wohletz, 1983), fenómeno que ocurre cuando dos fluidos, uno con la temperatura sobre el punto de ebullición del otro (por ejemplo, magma y agua) establecen contacto directo a través de una película de vapor (interfase magma-agua). La inducción térmica del combustible al refrigerante provoca el sobrecalentamiento y colapso del film de vapor, expandiendo el agua violentamente y como consecuencia, se produce una onda de choque que genera una reacción frágil de la masa fundida, la cual se enfría y contrae de manera instantánea. De acuerdo con Buttner et al. (2002), durante la fragmentación freatomagmática se forman dos tipos de partículas vítreas: activas y pasivas. Las primeras se forman directamente en la interfase magma/agua (fragmentadas en estado frágil), mientras que las segundas se generan lejos de la zona de contacto, posterior a la fragmentación termohidraúlica, fragmentadas en estado dúctil. Las partículas activas están representadas principalmente por las formas blocosas (blocky) y grietas por enfrimiento (quenching cracks), en cambio las partículas pasivas las componen las morfologías redondeadas a sub-redondeadas, algunas con forma de gotas (drop-like). En base a la expuesto, la distinción entre una erupción freatomagmática y freática se obtiene a partir del estudio de los depósitos resultantes, específicamente de la determinación de productos juveniles "primarios". Una identificación apropiada de magma juvenil primario, aunque se presente en baja cantidad, es crucial para distinguir entre una actividad menor de una que presagie una erupción más grande (Cashman and Hoblitt, 2004), evitando así interpretaciones erróneas con consecuencias sociales (p. ej. La Soufriere 1975-77; Hincks et al., 2014).

1.2 Complejo Volcánico Nevados de Chillán: Volcanismo y actividad reciente

Durante los últimos 40 ky, el volcanismo en el Complejo Volcánico Nevados de Chillán (CVNCH; 36°36'-36°59' S y 71°38'-71°13' W, Andes del Sur) se ha concentrado en dos subcomplejos principales, separados por unos 6 km de distancia: hacia el NW el subcomplejo Cerro Blanco (andesítico, andesítico-basáltico) y hacia el SE el subcomplejo Las Termas (dacítico-andesitico) (Dixon *et al.*, 1999). En éste último han ocurrido al menos 13 erupciones entre 1900 y 2009 DC (Farías *et al.*, 2014), incluyendo aquellas que edificaron al volcán Nuevo (1906-1945) y al volcán Arrau (1973-1986), a partir de actividad consistente en la formación de domos, flujos de lava y explosiones menores, con productos de composición dacítica (Dixon *et al.* 1999). A partir del siglo XXI, el volcán ha generado al menos dos erupciones discretas. La primera de ellas ocurrió entre agosto-septiembre del 2003 y marzo 2004, y consistió en explosiones menores (IEV ~0-1) de estilo vulcaniano (Naranjo y Lara, 2004) dando origen a un nuevo cráter de forma elíptica formado entre los volcanes Nuevo y Arrau (denominado Chudcún). Posteriormente, entre febrero y agosto de 2008 se produjo una

^{*}Email de contacto: nicolasluengo@udec.cl



erupción efusiva, con emplazamiento de flujos de lava de composición dacítica en el borde NE del volcán Arrau, el cual fue denominado volcán Sebastián (Naranjo y Moreno, 2009). En enero del 2016, el CVNCH inicia un ciclo explosivo. La Red Nacional de Vigilancia Volcánica (RNVV) de SERNAGEOMIN ha implementado una completa red de monitoreo geofísico (7 estaciones sismológicas, 3 GPS, 2 inclinómetros y 3 geófonos de infrasonido) en el CVNCH, la cual ha permitido conocer el desarrollo de la presente actividad volcánica, la que ha consistido en actividad explosiva pulsatoria intercalada con períodos de desgasificación pasiva (semanas/meses). El proceso de perturbación pre-explosivo se inició después del terremoto de Illapel (Mw:8,1, 16 de septiembre de 2015), anomalía que estuvo caracterizado principalmente por un aumento en el número de sismos tipo Largo Período desde un promedio de 200 sismos mensuales a 639 sismos en el mes de septiembre (http://www.sernageomin.cl/volcan.php?iId=32). Cambios en la actividad del volcán producto de sismos, ya habían sido reportados por Farías et al. (2014) para el terremoto del Maule (Mw:8,5, 27 de febrero de 2010) y para la actividad eruptiva que da origen al volcán Nuevo (posterior al terremoto de Valparaíso Mw:8,2 en 1906). La primera explosión fue registrada el 08 de enero de 2016, contabilizando 807 explosiones hasta septiembre de 2017. La actividad explosiva pulsatoria ha generado una sucesión de cráteres formados en el flanco NE de los volcanes Nuevo, Chudcún y Arrau, alineados N30W (Fig. 1). La mayor parte de las explosiones se han generado desde el cráter 3, cuya actividad al 22 de septiembre del 2017, ha permitido la unión de los cráteres formados, generando una sola estructura semi-elíptica de 210 metros de diámetro en su parte más elongada, afectando a su vez, gran parte de los cráteres Chudcún y parte de los cráteres Arrau y Nuevo (Fig.1). Se ha visualizado a través de las cámaras del Observatorio Volcanológico de los Andes del Sur (OVDAS) de SERNAGEOMIN, que las explosiones producen jets verticales cargados de material fragmentado junto con vapor de agua (cypressoidal jets), algunas de ellas asociadas con oleadas basales (base surges) emplazadas alrededor del cráter en actividad. Adicionalmente, las explosiones han eyectado fragmentos balísticos con incandescencia nocturna, los que han impactado el flanco NE del edificio volcánico. Por otra parte, ha ocurrido precipitación de S en la superficie de los cráteres y partes altas de los flancos del volcán.

En este trabajo se realiza un estudio sistemático de los depósitos de caída generados durante el ciclo explosivo 2016-2017 del CVNCH, en relación a sus características físicas (morfología, petrografía, litología), composición química y mineralogía. Además, se estudia la signatura sísmica del ciclo explosivo, todo ello con el objetivo de establecer los mecanismos y estilos eruptivos, con especial interés en la determinación de una posible inyección magmática en niveles someros del sistema volcánico.

2. Metodología

El 8 de diciembre del 2016, se accedió a la zona de estudio para instalar 4 cenizómetros (confeccionados según el procedimiento explicado en Bernard, 2013) en las proximidades de los nuevos cráteres formados, con el fin de recolectar depósitos de caída generados por las explosiones. Los instrumentos fueron revisados luego de explosiones significativas, obteniendo muestras frescas de material de caída entre el 29 de diciembre del 2016 y el 20 de septiembre del 2017. Las muestras fueron secadas a una temperatura de 40°C por 12 horas. Luego, se separó mediante tamizaje manual hasta la fracción de 75 micras (intervalos de 0,5 phi). Los granos de tamaños entre 1000 y 300 micras fueron seleccionados para el análisis de componentes. Estos granos fueron lavados con agua destilada, mediante un baño de limpieza por ultrasonido durante 1 minuto para remover la ceniza fina adherida. Los granos se clasificaron en distintos tipos litológicos basado en sus características físicas externas (color, forma, textura) bajo la lupa binocular, cuantificando a su vez, la abundancia modal de las partículas. Se analizaron las morfologías y características superficiales de las partículas mediante el microscopio electrónico de barrido (SEM) en los rangos de tamaño entre 125 y 62,5 micras (3-4 phi), además de obtener composiciones químicas semi-cuantitativas del vidrio mediante espectroscopia de energía dispersiva (EDS). Al igual que los granos de las fracciones mayores, la fracción analizada en el SEM fue lavada y secada. También, se realizaron análisis de difracción de rayos x (DRX) a partículas hidrotermales para esclarecer la mineralogía presente. El tratamiento a las muestras y el análisis de DRX, se efectuaron en las dependencias de Instituto de Geología Económica Aplicada (GEA) en la Universidad de Concepción, mientras que los análisis SEM se llevaron a cabo tanto en los laboratorios de SERNAGEOMIN como en las instalaciones del GEA. De los litoclastos más grandes (lapilli, tamaño 1-2 cm), así como de lavas del 2008 y de las lavas formadas entre 1973-1986, se confeccionaron dos secciones delgadas en el Departamento de Geología de la Universidad de Atacama para estudio petrográfico.

3. Resultados

Los depósitos de caída recolectadas entre diciembre del 2016 y abril del 2017 no presentan grandes variaciones modales de los constituyentes, ni tampoco cambios litológicos en las fracciones de tamaños analizadas. En el rango 1000-500 micrones tamaño ceniza, los valores promedios de la moda de los fragmentos (para los rangos de fechas estudiadas) corresponden a: fragmentos líticos de lavas con coloración oscura (~64%), fragmentos líticos grises y líticos hidrotermales rojizos-anaranjados (~27%), cristales libres (~5%) y trizas (*shards*) (~3,4%).

Macroscópicamente, los fragmentos de lavas poseen texturas porfídicas y están compuestos por fenocristales de plagioclasas, orto y clinopiroxenos, además de titano-magnetita, todos con formas euhedrales a sub-euhedrales, insertos en una masa fundamental vítrea de color negro. Petrográficamente, un litoclasto recolectado después de la explosión del 14 de marzo está compuesto por fenocristales euhedrales a subhedrales de plagioclasa (10 %; 80 y 500 μm, moda 200-300 μm), ortopiroxenos (1 %; 70 y 200 μm) y clinopiroxenos (<1 %; 60 y 100 μm) subhedrales a anhedrales. Los opacos son anhedrales y alcanzan ~1 % (80 y 200 μm). Dichos fenocristales se disponen en textura porfídica afieltrada y glomeroporfídica en la masa fundamental. Las texturas glomeroporfídicas generalmente presentan asociaciones de plg y opx. En cuanto a la masa fundamental (ca. 87 %), ésta es esencialmente microlítica (plg), frecuentemente con textura traquítica. La vesicularidad de la roca es muy escasa o nula. Comparada con muestras de las lavas emplazadas en 2008, las últimas solo poseen diferencias texturales (p. ej. textura vitrofídica y mayor vesicularidad), con misma asociación mineral.



Se ha reconocido mediante SEM (Fig. 2) que los fragmentos de cenizas presentan en su mayoría formas blocosas (blocky) y muchos de ellos con fracturas escalonadas en su superficie (stepped fractures). Los fragmentos de lava, tienen formas blocosas angulares a sub- angulares y exhiben una baja cantidad de vesículas distribuidas homogéneamente, algunas de ellas rellenadas por sulfuros de Fe (pirita), azufre nativo y glóbulos de sílice microcristalino. Otros granos presentan un recubrimiento externo amorfo de color rojizo interpretado como ópalo. También se observan partículas finas adheridas (adhering dust) en su superficie. Los fragmentos hidrotermales poseen dos formas distintas: tipo blocosas angulares a sub-angulares, representadas por fragmentos de lavas dacíticas, de color gris a blanquesino debido a la recristalización de la masa fundamental por sílice microcristalino (textura sacarosa), además se observan pequeños orificios de disolución química (pitting) sobre la superficie. La otra forma corresponde a tipo musgo (mosslike), representada por agregados redondeadas a sub-angulares con baja a alta esfericidad, compuestos por microcristales de minerales hidrotermales. Por otra parte, las esquirlas vítreas poseen formas blocosas angulares a sub-angulares con moderada esfericidad y baja vesicularidad. Además, varias de ellas poseen superficies lisas o fluidas (smooth or fluidal surfaces) y otras con paredes de burbujas (bubble wall surfaces). Estos granos exhiben tonalidades que van desde los blancos-grises semi-transparentes a pardos oscuros casi negros, y presentan un aspecto fresco bajo lupa binocular, aunque en algunos granos se observa cierto grado de alteración incipiente sobre las superficies. Los cristales libres están representados por plagioclasas sódicas (andesina y oligoclasa), clinopiroxenos (augita) y ortopiroxenos (enstatita). Poseen formas euhedrales a sub-euhedrales, con moderado fracturamiento. Los difractogramas entregados en la DRX, indica la existencia de una fase cristalina amorfa, con alto contenido en sílice que correspondería a ópalo, así como también la presencia de óxidos de Fe (hematita), azufre nativo y plagioclasas sódicas (albita y andesina).

Los análisis con EDS indican una composición riolítica tanto para la masa fundamental vítrea de los fragmentos de lava como para las trazas vítreas, analizados en las fracciones más finas para el periodo recolectado (Fig. 3).

En relación a la actividad sísmica, se ha observado la ocurrencia de un evento LP energético 10 a 40 s antes de que se visualice la emisión de material fragmentado en superficie. Las localizaciones de los sismos LPs precursores a las explosiones se han centrado principalmente bajo el Volcán Nuevo y el flanco norte del Volcán Viejo, sin embargo, las variaciones más significativas se han presentado en profundidad, ya que se han localizado entre los -0,5 a los -3,5 km bajo el cráter, cuya altura máxima es de 3.180 m s.n.m. Las explosiones se caracterizan sísmicamente por presentar un registro continuo de tipo tremor generado por la emisión de gases y material fragmentado a alta presión. Se ha observado un incremento paulatino de la energía asociada a las explosiones, situación que se ha hecho más evidente en los últimos dos meses (Fig. 4).

4. Discusión

La estrecha variación petrográfica/petrológica y geoquímica que presentan las lavas emplazadas durante los últimos siglos en el CVNCH, dificulta considerablemente la identificación de material juvenil primario. En particular, el cono volcánico activo, formado entre 1906-1986 está compuesto por gruesas lavas dacíticas (Naranjo et al. 2008), cuya masa fundamental enriquecida en SiO2 es difícilmente distinguible de aquella observada en las esquirlas vítreas, además del estado fresco en que la que se encuentran. Las cenizas del actual ciclo explosivo presentan características típicas de freatomagmatismo (p. ej. elevada proporción de componentes líticos v/s baja proporción de vidrio con aspecto fresco, de baja vesicularidad, con morfologías blocosas, tipo musgo y aspectos superficiales como pitting), aunque también se han observado en actividad freática o hidrotermal (p. ej. Pardo et al. 2014). Las formas blocosas con fracturas escalonadas, solo demuestran que el material se fractura de manera frágil en respuesta al paso de una onda de choque. Las cenizas finas adheridas y el crecimiento de minerales de alteración hidrotermal pueden también producirse a partir de la condensación del vapor liberado por el sistema hidrotermal, mientras que las perforaciones (pitting) se asocian a procesos de corrosión química debido al contacto con fluidos ácidos durante el transporte en la columna eruptiva. Por otra parte, los agregados podrían tener origen en la formación de sulfatos, que pueden causar la cementación de estas partículas (por ejemplo, Scolamacchia and Dingwell, 2014). Esto se correlaciona bastante bien con la precipitación de azufre a nivel macroscópico, como parte de los agregados y diseminado sobre fragmentos tamaño bloques eyectados durante las explosiones. Las partes vítreas adheridas a los cristales libres, presentan una gran similitud con la masa fundamental de las lavas eyectadas, así como de los fragmentos hidrotermales, lo que, sumado al aspecto astillado y al evidente fracturamiento de los cristales, argumenta su origen como fenocristales provenientes de líticos pre-existentes. Por otra parte, no se observan fracturas por enfriamiento (quenching cracks), generadas por una brusca contracción del magma al contacto con agua durante el colapso de la interfase formada entre los 2 fluidos. El 26 de septiembre se accedió cerca de la zona de depósitos balísticos, donde no se pudo constatar la presencia de bombas. Los resultados expuestos no son concluyentes en cuanto a la participación directa de magma y, por tanto, es más probable correlacionar el material vítreo fresco con el existente en el edificio volcánico.

Los eventos LPs precursores a las explosiones pueden ser interpretados como el resultado de la descompresión y posterior ascenso rápido de burbujas de gases a través del conducto principal, lo cual se correlaciona con una excitación del sistema hidrotermal superficial debido a la intrusión de fluidos magmáticos; los cuales podrían estar localizados por debajo de los 4 km (profundidad mínima), considerando la localización de la actividad precursora (LP) a las explosiones.

Las condiciones de equilibrio del sistema hidrotermal podrían estar siendo alteradas debido a el aporte de calor y fluidos magmáticos desde un magma en profundidad. Es probable que debido a la condensación y precipitación de azufre en las fracturas del conducto y en los poros de los productos volcánicos antiguos, se genere una reducción de la porosidad efectiva de la roca caja, lo que promueve al aumento de la presión del sistema hidrotermal, causando su auto-sellado (self-sealing). La sobrepresión genera un fallo crítico del sistema hidrotermal por ebullición de vapor, lo cual conduce a una expansión violenta de los fluidos y la subsecuente generación de ondas de choque que desencadenan la fragmentación frágil de la roca de caja,



compuesta principalmente por material lítico de la zona sumital, lo que se ve reflejado en la evolución morfológica de los cráteres formados.

Lo expuesto anteriormente, explicaría los ciclos explosivos. La tendencia al aumento de la energía asociado a las explosiones, y de la energía acumulada en el tiempo, así como también de la mayor duración de los ciclos explosivos (Fig. 4), podría relacionarse a una mayor interacción entre el sistema hidrotermal superficial y la intrusión de fluidos magmáticos.

Futuros análisis del vidrio mediante microsonda electrónica permitirán obtener datos más exactos de la geoquímica, además de registrar las texturas internas a partir de los microlitos (briqueta pulida). Esta información será comparada con fragmentos vítreos de lavas provenientes del volcán Nuevo, Arrau y Sebastián, contribuyendo así a la mejor comprensión del mecanismo que controla la actividad explosiva en curso.

5. Agradecimientos

Agradezco a Laura Hernández, por facilitar espacios de trabajo, a Vilma Sanhueza y Mónica Uribe, por su gestión en la realización de análisis, ambos del Instituto de Geología Económica Aplicada. A Felipe Flores y Gabriel Orozco del Servicio Nacional de Geología y Mineria, por la buena disposición a cooperar. Al Dr. Ayaz Alam por gestionar la realización de secciones delgadas en la Universidad de Atacama. A los funcionarios del Departamento de Ciencias de la tierra y Instituto de Geología Económica Aplicada de la Universidad de Concepción por su buena disposición y cálida acogida. Agradezco a mi abuelo Adan Luengo, quien hizo posible el contacto con funcionarios del Hotel Termas de Chillán, con especial mención a Tirso Navarrete, los que de alguna u otra manera contribuyeron en la realización de este trabajo. Agradezco a mi gran amigo Vicente García por su compañía, buen humor y traslado a la zona de estudio durante las campañas de terreno. JR agradece a Víctor Marfull por su apoyo financiero y colaboración en terreno.

6. Referencias.

Barberi, F., Bertagnini, A., Landi, P., Principe, C., (1992). A review on phreatic eruptions and their precursors. J. Volcanol. Geotherm. Res. 52, 231–246.

Bernard, B., 2013. Homemade ashmeter: a low-cost, high-efficiency solution to improve tephra field-data collection for contemporary explosive eruptions. J. Appl. Volcanol. 2 (1), 1–9.

Browne, P.R.L., Lawless, J.V., (2001). Characteristics of hydrothermal eruptions, with examples from New Zealand and elsewhere. Earth Sci. Rev. 52, 299–331.

Buttner, R., Dellino, P., LaVolpe, L., Lorenz, V., Zimanowski, B., 2002. Thermohydraulic explosions in phreatomagmatic eruptions as evidenced by the comparison between pyroclasts and products from molten fuel coolant interaction experiments. J. Geophys. Res. 107, B11eB2277.

Cashman, K.V., Hoblitt, R.P., 2004. Magmatic precursors to the 18 May 1980 eruption of Mount St. Helens, USA. Geology 32 (2), 141–144

Dixon, H., Murphy, M., Sparks, S., Chávez, R., Naranjo, J., Dunkley, P., Young, S., Gilbert, J., Pringle, M. (1999). The geology of Nevados de Chillán volcano. Revista Geológica de Chile, Vol. 26, No.2, p. 227-253.

Farías, C., Lupi, M., Fuchs, F., & Miller, S. A. (2014). Seismic activity of the Nevados de Chillán volcanic complex after the 2010 Mw8.8 Maule, Chile, earthquake. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 283, 116-126

Hincks, T.K., Komorowski, J.C., Sparks, S.R., Aspinall, W.P., 2014. Retrospective analysis of uncertain eruption precursors at La Soufrière volcano, Guadeloupe, 1975-77: volcanic hazard assessment using a Bayesian Belief Network approach. J. Appl. Volcanol. 3 (1), 3.

Naranjo, J.A., Lara, L., (2004). August-September 2003 small vulcanian eruption at the Nevados de Chillán Volcanic Complex (36°50′S), Southern Andes (Chile). Rev. Geol. Chile 31 (2), 359 – 366.

Naranjo, J. A., Gilbert, J. S., & Sparks, R. S. (2008). Geología del Complejo Volcánico Nevados de Chillán, Región del Biobío.

Naranjo, J.A., Moreno, H., (2009). Reciente erupción en el Complejo Volcánico Nevados de Chillán, Región del Biobió. XII Congreso Geológico Chileno, Santiago, 22-26 noviembre, 2009.

Scolamacchia, T., Dingwell, D.B., 2014. Sulfur as a binding agent of aggregates in explosive eruptions. Bull. Volcanol. 76 (10), 871. Sheridan, M.F., Wohletz, K.H., 1981. Hydrovolcanic explosions: the systematics of water-pyroclast equilibration. Science 212 (4501), 1387–1389.

Wohletz, K.H., 1983. Mechanisms of hydrovolcanic pyroclast formation: grain-size, scanning electron microscopy, and experimental results. J. Volcanol. Geotherm. Res. 17, 31e63.

Zimanowski, B., Büttner, R., Dellino, P., White, D.L., Wohletz, K.H., (2015). Magma-water interaction and phreatomagmatic fragmentation. In: Sigurdsson, H. (Ed.), The Encyclopedia of Volcanoes, 2nd. Ed. Elsevier, Amsterdam, pp. 473–484.



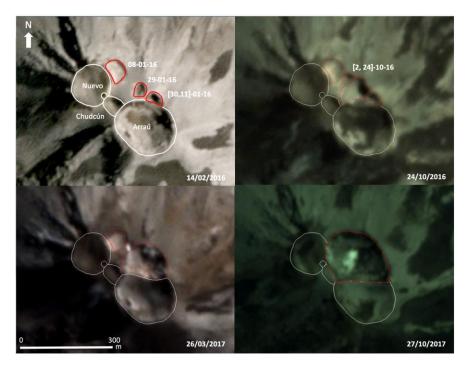


Fig.1: Evolución morfológica de los cráteres formados en el CVNdCH durante el ciclo explosivo 2016-2017. Imágenes satelitales obtenidas por el satélite Planetscope. Imágenes en color. Copyright Planet Labs Inc.

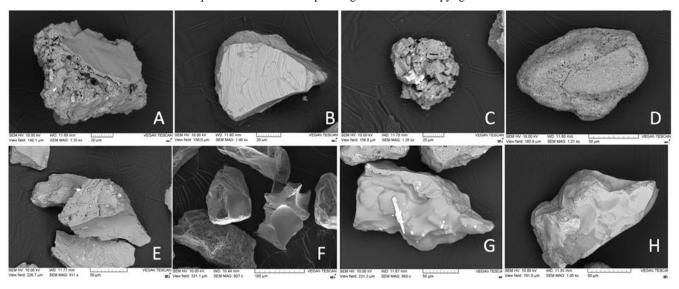


Fig.2: Partículas tamaño ceniza fina (125-62,5 micras) en SEM; A, B, E, F, G, H) formas blocosas (*blocky*); A, D, H) líticos dacíticos con alteración hidrotermal moderada; A) litico dacítico con mineralización microcristalina B) esquirla vitrea con fracturas escalonadas (*stepped surfaces*); C) agregado microcristalino con forma tipo musgo (*moss-like*); D) lítico dacítico sub-redondeado con agujeros por corrosión química (*pitting*); E) esquirla vítrea con mineralización superficial; F) esquirlas blocosas con paredes de vesículas (*bubble-wall surfaces*); G) superficies lisas y fluidas (*smooth or fluidal surfaces*) en esquirla blocosa alargada, se observa un mineral de alteración sobre la superficie; H) fragmento lítico hidrotermal con marcas de corrosión (*pitting*).



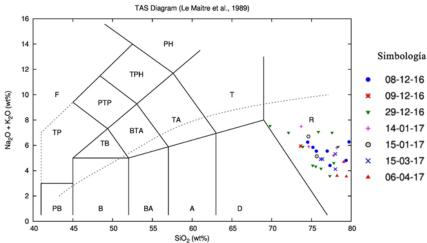


Fig.3: Diagrama TAS (Na₂O + K₂O vs Si₂O). Datos obtenidos mediante EDS para las esquirlas vítreas analizadas en la fracción 125-62,5 micras, en las distintas muestras recolectadas.

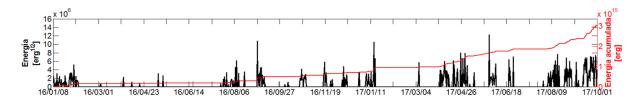


Fig. 4: Las barras representan la energía involucrada en cada una de las explosiones registradas de enero de 2016 hasta octubre 01 de 2017, incluyendo los sismos tipo LP precursores. La línea roja representa la energía acumulada.



Geomorfología de tsunami: formas y depósitos generados por el Tsunami del 16 de Septiembre de 2015 en la Bahía de Coquimbo, IV Región de Coquimbo, Chile

Suan-lin Lock (1)*

(1) Universidad de Atacama. Av. Copayapu 485, Copiapó, Atacama, Chile.

*Email: chiang.lock.vega@gmail.com

Abstract (Geomorphology of tsunami: forms and deposits generated by the Tsunami of September 16, 2015 in the Bay of Coquimbo, IV Region of Coquimbo, Chile): An analysis of the geomorphological impact caused by the September 16, 2015 tsunami on the coast of the Coquimbo Bay is presented. It was carried out through classical field study methods applied to the description of the morpho-sedimentary tsunami record, obtaining an overview of the effects of a high energy marine event on an urbanized coastal border. It establishes a monothematic cartography that presents the geological forms, sandy deposits and debris, generated by the hydrodynamics of the tsunami wave, through symbology and colors previously proposed by the research group.

Palabras clave: Geomorfología, tsunamita, tsunami, Coquimbo. Keywords: Geomorphology, tsunamita, tsunami, Coquimbo.

1. Introducción

Los grandes cambios morfológicos que causan los tsunamis en el litoral chileno, en ciudades costeras, justifican el interés de prevenir daños en zonas urbanas. Eventos tsuamigénicos como el de Febrero de 2010, Abril de 2014 y Septiembre de 2015, manifiestan la necesidad de actualizar, profundizar y registrar el conocimiento, metodologías y procedimientos utilizados para la caracterización del peligro de tsunami, con el objeto de proporcionar herramientas con fundamento científico y técnico para mejorar la resiliencia de comunidades costeras y del país ante este tipo de eventos naturales (SATREPS Chile, 2016). Aportes científicos realizados a través estudios de campo post-tsunami, sirven, como instrumento para la comprensión de los depósitos de tsunami, ya sean recientes o antiguos (por ejemplo Bahlburg et al., 2017). Existe un déficit de estudios rigurosos que profundizan en describir, categorizar y cartografiar integralmente las morfologías y procesos asociados a los tsunamis, probablemente por el escaso potencial de preservación de las tsunamitas (por ejemplo Bahlburg y Spiske, 2015). En general, la acción de la dinámica costera, la actividad bioturbadora o la propia acción antrópica tienden a eliminar o atenuar las evidencias tsunamigénicas, impidiendo o dificultando de forma considerable su estudio, más aún, si las campañas de estudio no se realizan en las semanas o meses inmediatamente después del evento. Por lo anterior, la necesidad de categorizar y cartografiar las morfologías dejadas por procesos hidrodinámicos marinos de alta energía, tsunamis, es de vital importancia para conocimiento y divulgación científica y social.

El día 16 de septiembre del año 2015 ocurre un terremoto de Mw 8,3 (USGS, 2015), a las 19:54:33 hora local (22:55 GTM), a 42 km al oeste de la localidad Canela Baja, Región de Coquimbo (Centro Sismológico Nacional, 2015), cuyo epicentro se localizó a 31.570°S, 71.670°W (YE et al., 2015) con una profundidad focal de 23,3 km (Centro Sismológico Nacional, 2015) y una longitud de ruptura que alcanzó unos 200-250 km con un desplazamiento máximo de alrededor de 5-6 m (Barrientos, 2015). El terremoto da lugar a un tsunami que afectó más de 500 km de costa norte-central (USGS, 2015; Ye et al., 2016) entre las ciudades de Caldera (27°S) y Pichidangui (32°S). Resultaron muy afectadas las bahías de las ciudades de Tongoy y Coquimbo, en donde el paisaje costero experimentó un drástico cambio en su configuración geomorfológica, debido a la acción erosiva de las olas, cubierto por una capa de sedimentos arenosos y escombros. En las ciudades de Coquimbo y La Serena, el oleaje de tsunami alcanzó alturas de 4,5 m, lo que provocó inundaciones y destrucción de infraestructuras. Las olas de tsunami con mayor altura, más de 4 m, afectaron al Puerto Pesquero, Playa Changa y Barrio Baquedano, en la ciudad de Coquimbo. A pesar de la existencia de trabajos que analizan los daños ocasionados por el tsunami en las ciudades ya mencionadas (por ejemplo, SHOA, 2015; Aránguiz et al., 2016, Bahlburg et al., 2017), se ha realizado un estudio profundo y pormenorizado sobre el registro geomorfológico que provocó el tsunami del 16S de 2015 en la Bahía de Coquimbo, área de estudio (figura 1), proyectado sobre una cartografía geomorfológica, en aporte al conocimiento de características de formas y depósitos de tsunami.

2. Metodología

La geomorfología provocada por la hidrodinámica del tsunami de 16 S de 2015 dentro de la Bahía de Coquimbo queda registrada en una cartografía geomorfológica monotemática que ilustra las formas y procesos, así como también la distribución del depósito sedimentario generado, la denominada tsunamita. Para ello se realizó lo siguiente: (1) Preparación de una base de mapeo para estudio de campo, que consistió en la unificación de imágenes satelitales (a través del software ArcGis 10.3), descargadas a través de Google Earth pro, del día en que el tsunami del 16S 2015 afectó a la Bahía de Coquimbo; (2) Un estudio de campo post-tsunami, donde se describen las principales formas y depósitos asociados al evento tsunamigénico, así mismo se procedió al muestreo superficial de sedimentos (tsunamita) y registros fotográficos; (3) Se elabora la cartografía geomorfológica a través del software ArcGis 10.3, a escala 1:6000 para una óptima visualización de las formas representadas, se plasma la distribución espacial de las formas, procesos y



depósitos, que generó la hidrodinámica del tsunami del 16S de 2015, representadas por simbologías y colores ya establecidos previamente.

3. Resultados y Discusión

Las unidades morfo-sedimentarias generadas por el tsunami del 16S de 2015 dentro la Bahía de Coquimbo poseen un muy bajo potencial de preservación. La cantidad de formas registradas son mayores que los depósitos. Las morfologías son el resultado de intensas corrientes erosivas, provocadas por el flujo y reflujo de tsunami, no así la tsunamita que es la acumulación de sedimento transportado a distintas zonas a través de la Bahía de Coquimbo. Estas evidencias geológicas fueron destruidas por la dinámica costera y/o acción antrópica, tan solo unas semanas tras el evento. Tanto los depósitos como las formas, dispuestas a través de toda el área afectada por la inundación, son únicas y representativas, esto último no excluye que sean utilizados como criterios de estudio en paleotsunamis dentro de sucesiones del cuaternario.

3.1 Formas y procesos relacionados a la hidrodinámica del tsunami

<u>Canales de resaca</u>: es el registro de flujos de resaca del tren de oleaje de tsunami más frecuente que se distribuye a través de toda la bahía. Con una marcada forma en V (Figura 2A), vista en planta, abierta en dirección a mar y márgenes escarpados que superan los 1.6 m de altura, que disminuyen progresivamente hacia a mar hasta articularse y unirse morfológicamente con la superficie de la playa o cicatriz erosiva desarrollada en anteplaya. Poseen longitud variable entre 3-50 m, y una achura heterogénea con máximos de hasta 15 metros. En el sector central de la Bahía de Coquimbo, estos canales se presentan como un conjunto de canales de resaca, con pequeñas dimensiones (Figura 2B). Potencial de preservación bajo, rellenados rápidamente por la dinámica costera a las pocas semanas.

<u>Retazos erosivos:</u> se forman debido a las intensas corrientes de los flujos de resaca, donde se genera una desconexión y ruptura de la barrera dunar litoral. Son segmentos aislados (cuerpos de playa) circundados por mar durante mareas altas (Figura 2G), que quedan sin erosionar entre los canales de resaca.

<u>Cicatrices de erosión:</u> forma erosiva generada por la llegada del tren de oleaje de tsunami, que afecta a las arenas litorales y fangos del humedal El Culebrón (Figura 2 C y D). Son escarpes de amplia continuidad lateral y escasa altura, desarrollados en anteplaya y sobre el foredune, con morfología rectilínea o sinusoidal. Las alturas del escarpe son variables, entre 0.20 m y 1.65 m.

<u>Nuevo canal fluvial:</u> representa la formación de canales de desembocadura fluvial en zona donde previamente no existían. Un caso particular sucede en el Arroyo El Culebrón, que experimenta un ensanchamiento brusco del cauce y vaciado de sedimento, a consecuencia de los intensos flujos erosivos del tren de oleaje de tsunami (Figura 2 E y F). Este canal previo al evento tenía un ancho no superior a los 5 m y tras el tsunami supera los 115 metros de ancho. Unos 3 meses después del fenómeno se produce el relleno del canal por acción de la deriva litoral.

<u>Canal colmatado</u>: consiste en una súbita colmatación por entrada de sedimento tamaño arena, transportada por el tren de oleaje de tsunami en la desembocadura del Río Elqui, en el canal semicerrado del río que actúa a modo de laguna costera (Figura 2 H y I). El sedimento procede de la playa y zona marina somera.

<u>Humedal degradado:</u> representa la acción erosiva del oleaje de tsunami y enterramiento sedimentario del Humedal El Culebrón, que permanece inundado por semanas (Figura 2J). Consiste en la acumulación de una delgada capa de arenas finas fangosas (5 cm) mezclada con escombros y restos de todo tipo. En conjunto se forman socavamientos erosivos irregulares, daño a la vegetación halófita y reactivación de diversos canales de desagüe, que drenan el agua acumulada hacia el cauce fluvial principal o hacia lagunas de inundación presentes en el humedal.

<u>Lagunas de inundación:</u> son cuerpos de agua marina estancada en zonas deprimidas del humedal El Culebrón y áreas urbanizadas a lo largo de toda el área inundada, de carácter temporal (siendo el tiempo mínimo para que sean consideradas como tales de una semana) y escasa profundidad (Figura 2 F Y J). Geometría y forma condicionada por la forma del área deprimida en el humedal o estructuras antrópicas. Aquí el sedimento depositado es de tamaño arena muy fina con porcentaje considerable de limos y restos de vegetales.

<u>Progradación y retroceso erosivo:</u> representan zonas de acreción o erosión de playa, a través del análisis de líneas de costa posterior al evento tsunamigénico (07/03/2016), teniendo como referencia la línea de costa previa al evento (26/07/2015) y la línea de costa propia del evento (16/09/2015). El retroceso o erosión de playa queda definida cuando la línea de costa post-evento se ubica anterior (dirección a tierra) a la línea de costa del evento. La acreción o avance de playa queda definida cuando la línea de costa post evento se ubica posterior (dirección a mar) a la línea de costa pre-evento.

Dirección de propagación frente de olas: se establece en base a fotointerpretación de grandes objetos orientados por el flujo y reflujo de tsunami a través de toda la Bahía de Coquimbo.

3.2 Depósitos sedimentarios

La tsunamita se extiende con una geometría cóncava, irregular y discontinua a lo largo del área afectada por el tsunami del 16 S de 2015 dentro de la Bahía de Coquimbo. Compuesta por mantos de arena y campos de boques y escombros, depositados sobre sectores



urbanos y el Humedal El Culebrón. Los depósitos aparecen concentrados entre el Puerto de Coquimbo y Playa Changa, donde las arenas se mezclan con derrubios y escombros derivados de las construcciones urbanas.

- <u>Mantos arenosos:</u> extensa capa de arenas pardas de geometría tabular de espesor variable entre 5 cm y 30 cm (se adelgaza y desaparece en dirección a tierra), tamaño de grano medio-fino con proporciones variables de fangos y gravas dispersas. Poseen cantidades significativas de minerales pesados (no diferenciados). En el sector Baquedano y Puerto de Coquimbo las arenas se comportan como matriz que alberga los escombros, no así hacia el sector La Serena, donde el tsunami llegó con menos energía y el depósito es eminentemente arenoso. En ocasiones se describe un campo de *ripples* linguoides de cresta sinuosa orientados en dirección a mar, desarrollados por corrientes de resaca.
- <u>Campos de bloques y escombros:</u> corresponden principalmente a la acumulación de restos de mobiliario urbano, edificios, espigones, malecones, vehículos y basura, en general de gran tamaño, mezclados con arena. Abundantes en el sector de Baquedano y Puerto de Coquimbo, con morfologías alargadas dispuestas paralelas o transversales a la costa.

4. Conclusiones

Las formas y depósitos se han formado por un proceso hidrodinámico turbulento, de alta energía. Siendo las formas erosivas más importantes, las cicatrices de erosión y los canales de resaca. La cicatriz de erosión se desarrolla en la anteplaya, sobre el foredune y el humedal, por acción de corrientes de flujo y reflujo del tren de olas de tsunami. Los canales de resaca de tsunami se han desarrollado durante el retroceso del flujo (corrientes de resaca) del tren de oleaje.

Dentro de los depósitos de tsunamita, se han descrito mantos de arenas y campos de bloques y escombros. Los mantos de arena, de procedencia litoral (zona intermareal y supramareal), se distribuyen a lo largo de toda la zona inundada, a techo desarrollan una capa de ripples linguides y de cresta sinuosa que migran hacia mar, formados durante las corrientes de resaca. Mientras que los campos de bloques y escombros forman pequeños parches que se forman a favor de la destrucción y movilización de edificios, vehículos y mobiliario urbano en las calles de la ciudad y puerto de Coquimbo, presentan además porcentajes variables de matriz arenosa y organización caótica.

La mayor parte de las unidades morfo-sedimentarias no han quedado preservadas, siendo erosionadas al poco tiempo de generarse, por acción natural del oleaje y viento, y, por acción antrópica.

5. Referencias.

Aránguiz, R., González, G., Gonzáles, J., Catalán, P., Cienfuegos, R., Yagi, Y., Okuwaki, R., Urra, L., Contreras, K., Del Rio, I. and Rojas, C. (2016). The 16 September 2015 Chile Tsunami from the Post-Tsunami Survey and Numerical Modeling Perspectives. Pure and Applied Geophysics, 173, pp. 333 -348. Doi: 10.1007/s00024-015-1225-4

Bahlburg, H., Nentwig, V., Kreutzer, M. (2017). [In press] The September 16, 2015 Illapel tsunami, Chile – Sedimentology of tsunami deposits at the beaches of La Serena and Coquimbo. Marine Geology. http://dx.doi.org/10.1016/j.margeo.2016.12.011

Bahlburg, H., Spiske, M. (2015). Styles of early diagenesis and the preservation potential of onshore tsunami deposits — a re-survey of Isla Mocha, Central Chile, two years after the February 27, 2010 Maule tsunami. Sediment. Geol. 326, pp. 33 –44.

Barrientos, S. (2015). Informe Técnico Terremoto Illapel 16 de Septiembre 2015. Centro Sismológico Nacional, Universidad de Chile, 19p.

Centro Sismológico Nacional. (Octubre, 2015). Informe técnico Terremoto Illapel 16 Septiembre 2015. Recuperdo de: www.sismología.cl

Lagos, M. (2000). Tsunamis de origen cercano a las costas de Chile. Revista de Geografía Norte Grande, 27, pp. 93-102.

ONEMI (2015). Monitoreo por sismo de mayor intensidad. [Disponible en línea: http://www.onemi.cl/alerta/se-declara-alerta-roja-por-sismo-de-mayorintensidad-y-alarma-de tsunami/].

Ramos, V. A. (1999). El Segmento de Subducción Subhorizontal de los Andes Centrales Argentino-Chilenos. Trabajo publicado en Acta Geológica Hispánica, 32 (7), pp. 5-16.

SATREPS Chile Tsunami. (2016). Guía para la Estimación de Peligro de Tsunami. Research Project on Enhancement of Technoogy to Develop Tsunami-Resilient Comunity, Vol. 1. P 49.

SHOA. (2015). Informe Preliminar Evento de Illapel, Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada de Chile, 2015.



USGS. (2015). Magnitud 8,3 costa afuera Coqumbo, Chile, Miércoles, 16 de Septiembre, 2015 a las 22:54:33 UTC. IRIS Momentos de Enseñanza, Universidad de Portlan. En línea: http://www.sismo24.cl/500sismos/600pdf/_Terremoto%202015illapeliris.pdf

YE, L., Lay, T., Kanamori, H., Koper, K. (2015). Rapidly Estimated Seismic Source Parameters for the 16 September 2015 Illapel, Chile Mw 8.3 Earthquake. *Pure* Appl. Geophys. Doi: 10.1007/s00024-015-1202-y

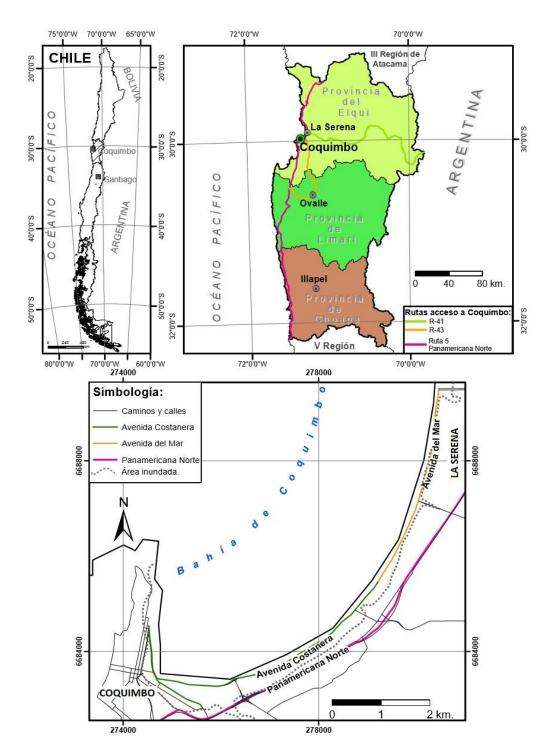


Figura 1: Mapa de ubicación IV Región de Coquimbo y área de estudio (Bahía de Coquimbo).



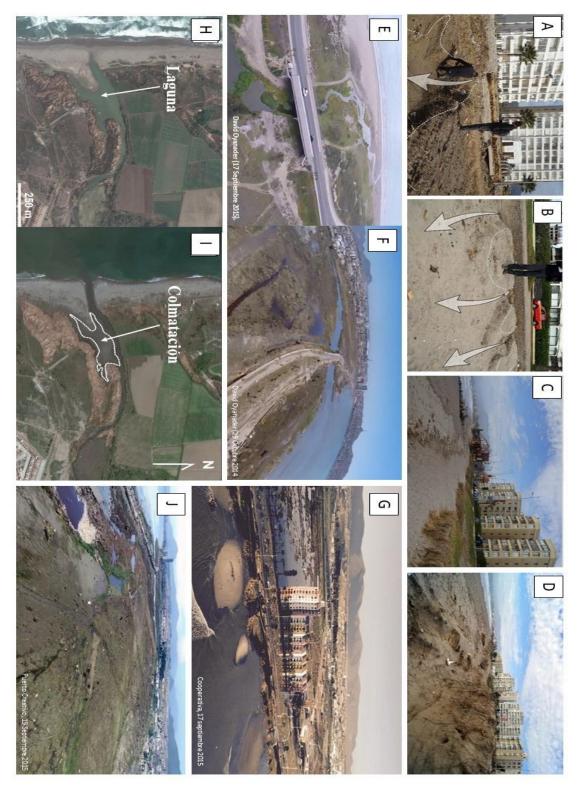


Figura 2: Formas generadas por el tren de oleaje de tsunami 16S de 2015. (A) Canal de resaca. (B) Conjunto de canales de resaca. (C) y (D) Cicatriz erosiva. (E) y (F) Nuevo canal fluvial en la desembocadura Arroyo El Culebrón, donde (E) es una imagen previa al evento con fecha 29 de Octubre de 2014 y (F) muestra la erosión de playa y unión de la desembocadura del arroyo EL Culebrón con el mar. (G) Retazos erosivos. (H) e (I) Canal colmatado en la desembocadura del Río Elqui, donde (H) es una imagen satelital previa al evento que muestra una laguna costera, e (I) imagen satelital del día del evento tsunamigénico 16S de 2015, que muestra la colmatación de la laguna. (J) Humedal degradado y lagunas de inundación.



Evaluación de la vulnerabilidad ante el impacto de tsunami de los núcleos urbanos costeros de la Región de Atacama (Chile)

Javiera Fernanda Cifuentes Villalobos*

Dpto. Geología, Universidad de Atacama. Av. Copayapu 485, Copiapó, Chile.

*Email de contacto: javieracifuentesv@gmail.com

Tsunami building vulnerability assessment of the coastal cities of Atacama (Chile): The Atacama Region has been historically affected by tsunamis furthermore, according to recent studies a new event should impact its coasts in the next years. We have assessed the building vulnerability of the coastal cities using the PTVA-4 model, which calculates the Relative Vulnerability Index (RVI), using the SHOA inundation scenarios based on the 1819 and 1922 events. In all the studied localities the most vulnerable zones are located near to the coast, where the inundation heights vary from 1 to 4 meters. Furthermore, in the cities of Chañaral and Huasco, the presence of strategic buildings located in the inundation zone has been identified, and thus, mitigation measures must be proposed in order to minimize the effects and damages of the next tsunami impact.

Palabras clave: Riesgo. Tsunami. Vulnerabilidad. Atacama.

Key words: Risk. Tsunami. Vulnerability. Atacama.

1. Introducción

A lo largo de la historia se ha descrito la ocurrencia de grandes tsunamis generados tras terremotos que han azotado las costas chilenas. Especialmente relevante fue el terremoto ocurrido el 22 de Mayo de 1960 con epicentro en las cercanías de Lumaco, Región de la Araucanía (Smith, 2010). Este terremoto, con una magnitud Mw~9,5 se considera el mayor terremoto registrado en la historia (Lomnitz, 2004) y generó un tsunami que afectó a la totalidad de la costa chilena (SHOA, 2000). La Región de Atacama no ha estado ajena a esta situación, el último terremoto tsunamigénico ocurrido en la Región de Atacama fue el denominado terremoto de Vallenar (11 de noviembre de 1922, Mw~8,3). Este terremoto parece ser parte de un ciclo de 100 años en el que ocurren terremotos de Mw≥8. Así, el anterior terremoto tsunamigénico ocurrido en la región fue el terremoto de Copiapó de 1819 (11 de abril) con una magnitud Ms~8,3. Recientemente, Klein et al. (2017) han analizado el acoplamiento entre las dos placas desde los 27°S hasta los 37,5°S tras el terremoto de Illapel de 2015, concluyendo que existen dos futuros escenarios sísmicos compatibles entre sí. Por un lado, estos autores plantean la posibilidad de que un terremoto de Mw≥9, perteneciente al super-ciclo de 300 años, ocurra con una zona de ruptura desde Concepción (37°S) hasta al menos La Serena (30°S), o incluso más al norte. Por otro, existe una elevada probabilidad de que tras el terremoto de Illapel haya una propagación hacia el norte de la sismicidad, provocando una ruptura del segmento en Atacama que genere un terremoto Mw≥8. Según estos autores, el acoplamiento en este segmento se encuentra maduro para generar un evento de esta magnitud por lo que este escenario parece el más probable de los dos. En todo caso, el tsunami generado tras cualquiera de los dos eventos sísmicos propuestos sería de una magnitud muy importante en las costas de la Región de Atacama. Por lo anterior, en la actualidad la Región de Atacama tiene una probabilidad muy elevada de sufrir un evento marino de alta energía y se deben plantear medidas que permitan mitigar sus efectos. Por ello, se ha calculado la vulnerabilidad de los principales núcleos costeros de la Región de Atacama: Chañaral, Caldera, Calderilla, Bahía Inglesa y Huasco (Figura 1). Esto permitirá conocer que zonas de las ciudades presentan edificaciones más vulnerables y nos ayudará a plantear medidas que mitiguen y reduzcan dicha vulnerabilidad.

2. Metodología

El análisis de vulnerabilidad ha sido realizado a partir del escenario planteado por el Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada de Chile (SHOA) en sus cartas de inundación por tsunami (CITSU) de las ciudades de Chañaral, Caldera, Calderilla, Bahía Inglesa y Huasco. Estas fueron obtenidas por la plataforma web http://www.snamchile.cl/ (SHOA, 2013; 2014; 2015). Una vez obtenidas las zonas de inundación, se procedió a cartografiar los polígonos de las edificaciones que se encuentran dentro de la zona de peligrosidad.

En este trabajo se han seleccionado el modelo PTVA-4 para incluir en la evaluación la mayor cantidad de parámetros. En el modelo se obtiene el Indice de Vulnerabilidad Relativa (*Relative Vulnerability Index*; 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. Dall' Osso *et al.* (2016) calcula el valor de RVI para cada edificio mediante la suma ponderada de la vulnerabilidad ante la intrusión del agua y la vulnerabilidad estructural de la vivienda. El valor de "WV" corresponde a la relación entre los niveles del edificio inundados y el número total de niveles del edificio, esto debido que aquellos niveles inundados deberán ser reparados y/o remplazados. La vulnerabilidad estructural o "SV" se calcula como el producto entre la vulnerabilidad del edificio "Bv", el entorno del edificio "Surr" y la exposición del edificio ante el escenario de inundación "Ex". La vulnerabilidad del edificio considera los atributos de material de construcción, numero de niveles, hidrodinámica de la planta baja, profundidad de cimientos, geometría de la planta, condición de preservación. Es importante mencionar que las puntuaciones del material de construcción ha sido modificado de acuerdo a los materiales utilizados en la zona de estudio. La protección generada por el entorno al edificio considera el número de fila de la vivienda, presencia de muro rompeolas, presencia de barreras naturales, objetos que puedan ser transportados por el tsunami, y presencia de muros. Los valores de "WV", "SV", "Bv", "Surr" y "Ex" deben ser re-escalados a un intervalo de 1 (vulnerabilidad mínima) y 5 (vulnerabilidad máxima).

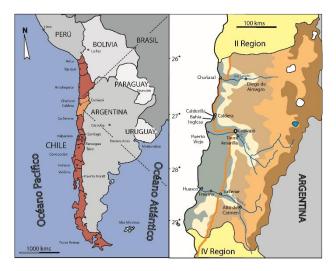


Figura 1. Localización de los núcleos urbanos costeros evaluados en la Región de Atacama.

La vulnerabilidad asignada se definió a partir de una clasificación basada en la desviación estándar del valor promedio de RVI de cada localidad, por lo que los intervalos asignados a cada nivel de vulnerabilidad son relativos y varían de una localidad a otra. Cada nivel de vulnerabilidad se clasificó mediante un método de codificación por color (Tabla 1). Es importante mencionar que aquellas viviendas que no pudieron ser evaluadas debido a su inaccesibilidad son clasificadas como "No visibles".

3. Resultados y Discusión

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, el 10% de las viviendas poseen una vulnerabilidad muy alta y un 19,1% una vulnerabilidad alta. Estas se localizan en las primeras filas de la costa de la zona sur de la ciudad, cuya altura de inundación es mayor a los 2 metros (Figura 2A). En Caldera, un total de 195 edificaciones se encuentran en el área de inundación de las cuales un 5,1% fueron clasificadas como No visibles, el 33,8% de las edificaciones posee vulnerabilidad muy alta y el 53,3% vulnerabilidad alta, aquellas de vulnerabilidad muy alta se ubicarían en zona de inundación mayor a los 4 metros y las viviendas con vulnerabilidad alta se localizarían en zona de inundación menor a los 4 metros (Figura 2B). En la localidad de Calderilla, son 234 viviendas que se encuentran en la zona de inundación, se obtiene que el 17,1% y el 20,9% presentan vulnerabilidad muy alta y alta respectivamente. Estas se concentran hasta la cuarta fila más cercana a la línea de costa donde la altura de inundación es mayor a 1 metro (Figura 2C). En la localidad de Bahía Inglesa, un total de 254 viviendas se encuentran en la zona de inundación de las cuales un 2,4% fueron clasificadas como No visibles, el 9,1% y 24,1% corresponden a edificaciones de muy alta y alta vulnerabilidad, las que se concentran en las primeras filas donde la altura de inundación sería mayor a los 2 metros (Figura 2D). Finalmente, en la ciudad de Huasco un total de 161 edificios se localizan en la zona de inundación, de los cuales un 6,8% fueron clasificados como No visibles, el 24,2% presenta vulnerabilidad muy alta y un 64,6% vulnerabilidad alta (Figura 2E). En este caso, la altura de inundación no es un factor que influya en la vulnerabilidad, es decir que esta aumente o disminuya, la variación en la vulnerabilidad se asocia principalmente a las



características de las viviendas.

Al analizar los resultados obtenidos, se logró determinar que la zona más vulnerable de la ciudad de Chañaral corresponde a las filas más cercanas a la línea de costa de la zona sur de la ciudad, lo que incluye la calle Merino Jarpa. En este caso las edificaciones serian afectadas por alturas de inundación mayor a los 2 metros. En la ciudad de Caldera se identificó como zona más vulnerable las viviendas que se localizan en la primera y segunda fila más cercana a la línea de costa. En este contexto, la zona más afectada correspondería a la zona centro oeste de la ciudad debido a la topografía más abrupta que presentaría el lado este de ella. En la localidad Calderilla, la zona más vulnerable se concentra en las filas más cercanas a la bahía donde afectaría una altura de inundación mayor a los 2 metros. La zona más vulnerable de la localidad Bahía Inglesa corresponde a las filas más cercanas a la línea de la costa, donde la altura de inundación sería mayor a los 2 metros. Finalmente, en Huasco la zona más vulnerable se concentra en el sector más cercano a la línea de costa, donde la altura de inundación es mayor a 1 metro.

Tomando en cuenta lo mencionado anteriormente, es de gran relevancia la implementación de medidas de mitigación en las ciudades evaluadas. Cyranoski (2012) señala que la presencia de defensas o muros de contención, con altura mayor a la inundación esperada, ayuda a reducir las consecuencias de un tsunami. Esto puede ser beneficioso en todos los casos evaluados, pero especialmente en el caso de Caldera, que presenta construcciones en la cota cero sobre el nivel del mar, las cuales son muy vulnerable ante un evento tsunamigénico.

Una medida importante para prevenir los efectos de tsunami, es la implementación de políticas de zonificación en base a simulaciones de los posibles efectos que podría ocasionar un evento tsunamigénico. En áreas donde la inundación sea mayor a los 4 metros, sería prudente no permitir la construcción de residencias, hospitales o colegios, ya que la presencia de estos en esta zona dificultaría la evacuación de las personas ante una emergencia. En áreas donde la inundación sea entre los 2 a 4 metros, pueden ser aptas pero sólo si estas cuentan con planta elevada abierta y materialidad consistente en albañilería y hormigón.

En el caso de Chañaral, a consecuencia del vertido de relave, la playa de Chañaral presenta una extensión mayor en la actualidad que en el año 1922, por lo que hoy el impacto de tsunami se reduciría considerablemente debido a que disminuiría su velocidad, considerando los cientos de metros más de playa que posee. Sin embargo, este relave podría ser movilizado y arrastrado hacia la ciudad por el transporte de la inundación, generando un grave problema ambiental, lo que se convertiría en una gran desventaja para Chañaral al enfrentar este tipo de riesgo.

Finalmente, se han identificado ciertas infraestructuras estratégicas en la zona de inundación en las ciudades de Chañaral y Huasco. En Chañaral, se encuentra en la zona de inundación la Escuela Diego Portales con vulnerabilidad moderada, la Escuela Especial José Luis Olivares Arancibia con vulnerabilidad media, y el Jardín Infantil Caracolito con vulnerabilidad moderada. También, se encuentra en la zona de peligrosidad las oficinas de la Policía de Investigaciones De Chile, cuya vulnerabilidad es alta. En la ciudad de Huasco, se encuentra en la zona de inundación el Hospital de la ciudad cuya vulnerabilidad es alta, además de la Municipalidad de Huasco con vulnerabilidad muy alta. Teniendo presente esto, es de gran relevancia la implementación de medidas de evacuación de las Escuelas en riesgo y Municipalidad de Huasco, y reubicar el Hospital de Huasco, ya que en este caso sería extremadamente compleja la evacuación de quienes se encuentren en este establecimiento durante una emergencia.

4. Conclusiones

Se ha recopilado en terreno los parámetros de vulnerabilidad ante el impacto de tsunami en las construcciones localizadas en la zona de inundación de Chañaral, Caldera, Calderilla, Bahía Inglesa y Huasco, y se ha generado una base de datos en un Sistema de Información Geográfica que incorpora la información tomada en terreno, permitiendo el análisis espacial de la información. A partir de los datos recolectados, se ha calculado el Índice de Vulnerabilidad Relativa (RVI) de estos núcleos urbanos costeros, analizando un total de 1019, 195, 264, 254 y 161 polígonos, respectivamente, dentro de las áreas definidas como zonas de inundación. A partir de los RVI obtenidos, se identificó que las zonas más vulnerables de las localidades estudiadas se localizan cercanas a la costa donde se alcanzan alturas de inundación mayor a los 2 metros.

Tomando en cuenta el grado de vulnerabilidad que presentan todos los núcleos urbanos costeros de la región, es de gran relevancia la implementación de medidas de mitigación. La presencia de muros de contención de mayor altura que la de la inundación esperada, y la implementación de políticas de zonificación realizadas en base a simulaciones de inundación asociadas a un evento tsunamigénico, podría disminuir los efectos de un posible tsunami.

En las ciudades de Chañaral y Huasco, se ha observado la presencia de infraestructuras estratégicas ubicadas en la zona de inundación. Por esta razón, es importante la implementación de medidas de evacuación para el caso de la Municipalidad de



Huasco y de las Escuelas Diego Portales, José Luis Olivares Arancibia y jardín infantil Caracolito de Chañaral las cuales se encuentran en riesgo. Además, debe considerarse la reubicación del Hospital de Huasco, debido a la complejidad que involucraría en este caso la evacuación de quienes se encuentren en este establecimiento.

5. Referencias

Cyranoski, D. (2012). After the Deluge. Japan is rebuilding its coastal cities to protect people from the biggest tsunamis. *Nature*, 141-143

Dall' Osso, F., Dominey-Howes, D., Tarbotton, C., Summerhayes, S., & Withycombe, G. (2016). Revision and improvement of the PTVA-3 model for assessing tsunami building vulnerability using ""international expert judgment"": introducing the PTVA-4 model. *Natural Hazards*, 1229–1256.

Klein, E., Vigny, C., Fleitout, L., Grandin, R., Jolivet, R., Rivera, E., & Métois, M. (2017). A comprehensive analysis of the Illapel 2015 Mw8.3 earthquake from GPS and InSAR data. *Earth and Planetary Science Letters*, 1-26.

Lomnitz, C. (2004). Major earthquakes of Chile: A historical survey, 1535–1960. Seismol. Res. Lett., 368–378.

SHOA. (2000). El maremoto del 22 de mayo de 1960 en las costas de Chile. Valparaíso: Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada de Chile.

SHOA. (2013). Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada de Chile. Recuperado el 2017 de Julio de 29, de Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada de Chile: http://www.shoa.cl/servicios/citsu/pdf/CITSU_Caldera-Calderilla-BahiaInglesa 1ra Ed_2013.pdf

SHOA. (2014). Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada de Chile. Recuperado el 29 de Julio de 2017, de Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada de Chile: http://www.shoa.cl/servicios/citsu/pdf/citsu_chanaral_2014.pdf

SHOA. (2015). Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada de Chile. Recuperado el 29 de Julio de 2017, de Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada de Chile: http://www.shoa.cl/servicios/citsu/pdf/CITSU Huasco 2da Ed 2015.pdf

Smith, R. (2010). The biggest one. Nature, 465, 24-25.



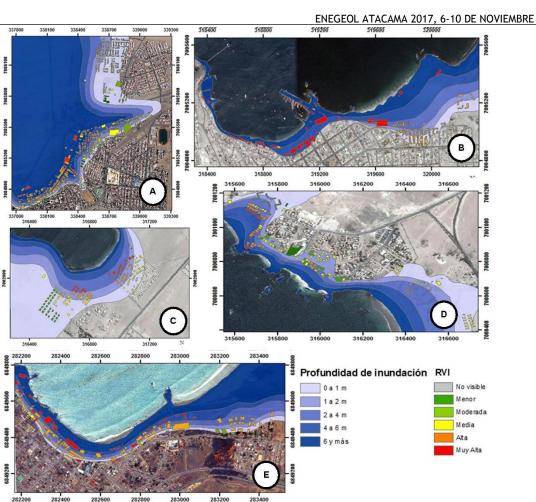


Figura 2. Mapas de vulnerabilidad ante el impacto de tsunami de A) Chañaral; B) Caldera; C) Calderilla; D) Bahía Inglesa; E) Huasco.



Patrimonio Geológico del Sector Costero de Caldera, Atacama, Chile.

Nicole Maldonado (1)*

(1) Dpto. Geología, Universidad de Atacama. Av. Copayapu 485, Copiapó, Chile.

*Email de contacto: nicolemaldonadocortes@gmail.com

Geological heritage of the coastal sector of Caldera, Atacama, Chile. The evaluation of the geological heritage allows to acquire a new potential of development for the region, based on the scientific, educational and tourist interest of the coastal sector of Caldera. There are 17 geological sites, distributed in three sectors from North to South, characterized by a wide geodiversity. Through an evaluation based on scientific methodologies, criteria of identification and valorization of the educational, tourist use and risk of degradation have been used, to select the most representative places of the zone. Finally, 8 sites are selecte from which a geotourism itinerary is proposed for the commune of Caldera.

Palabras clave: Patrimonio Geológico, Geoconservación, Lugares de Interés Geológico, Geoparque. Keywords: Geological Heritage, Geoconservation, Places of Geological Interest, Geopark.

1. Introducción

El estudio del patrimonio geológico es una de las áreas de investigación más recientes incorporadas al ámbito de la geología (Carcavilla, 2014). Se manifiesta como una nueva manera de comprender el rol de la humanidad y su relación con la Tierra. A nivel mundial se han desarrollado múltiples iniciativas en distintos países para lograr establecer políticas de protección. Sin embargo, en Chile no existen políticas de conservación geológica que incluyan criterios de identificación y valoración del patrimonio geológico nacional, y en Atacama, a pesar del evidente interés científico y el potencial de uso de la geodiversidad que presenta, no son muchos los trabajos destinados a promocionar el patrimonio geológico de la Región.

Sin duda, el valor asignado del geopatrimonio puede ayudar a potenciar el desarrollo socio-económico del país. Es por esto, que es necesario realizar una evaluación del patrimonio geológico a escala regional o local, junto a un inventario sistemático para conservar y proteger sitios geológicos de interés científico, pedagógico, turístico e incluso con relevancia internacional. El inventario de Lugares de Interés Geológico (LIGs) busca identificar, caracterizar, valorar y clasificar, para poder establecer zonas de protección, conservar, promover y divulgar aquellos lugares que posean un elevado valor en relación con las Ciencias de la Tierra.

En este sentido, la Costa de Caldera presenta una amplia geodiversidad en lugares situados en un radio muy cercano, lo que facilitaría la realización de un circuito turístico. Es por esto que se hace imprescindible una evaluación adecuada en el sector, que permita establecer medidas de conservación y valoración ambiental de los geopatrimonios. Este trabajo resume una investigación donde se realiza una identificación, valoración y clasificación de los principales lugares de interés geológico localizados en el borde costero de la Comuna de Caldera (Maldonado, 2017), zona de evidente interés turístico nacional por su innegable belleza paisajística y el atractivo que le confieren sus playas y gastronomía. Toda la información recopilada será útil para proponer un itinerario geoturístico, donde se consideren variables diversas y temáticas diferentes, con el objetivo de atraer nuevos visitantes a la región y suministrar a la mayor información posible sobre la riqueza geológica y el inmenso valor patrimonial natural de esta zona del norte de Chile.

2. Metodología

Siguiendo como guía parte de la metodología del Inventario Español de Lugares de Interés Geológico (IELIG) (Vegas, 2013), se ha elaborado un inventario de LIGs del sector costero de Caldera el cual tiene como finalidad la identificación de los geositios. Consiste en un listado de lugares escogidos en base a la literatura científica y a la existencia de lugares emblemáticos de la zona, que incluye el tipo de interés geológico principal, la relevancia del lugar a partir de su aparición en publicaciones científicas y su uso en la iconografía turística, junto a una pequeña descripción del LIG.

3. Resultados y Discusión

Para la configuración del contenido del inventario se decidió que la zona de estudio estaría centrada en el dominio de la Municipalidad de Caldera, para lograr así, una evaluación extensa y variada (Tabla 1). Los LIGs inventariados se distribuyen a lo largo del borde litoral en una franja de terreno de 70 Km y están ordenados de Norte a Sur (Figura 1).



DESCRIPCIÓN DE LIGS

ENEGEOL ATACAMA 2017, 6-10 DE NOVIEMBRE

LIG N°1: ROCAS NEGRAS

Consiste en un paisaje ruiniforme conformado por rocas metamórficas del Paleozoico Superior. Escama de la parte basal de un prisma de acreción generado en una zona de subducción paleozoica. Zona en la que se encuentran las rocas más antiguas de la costa de Atacama.

LIG N°2: ZOOLÓGICO DE PIEDRAS

Ejemplo de campo de tafoni en granitoides jurásicos dando lugar a formas asimilables a animales. El "Zoológico de Piedras" es descrito como un gran campo de tafonis de grandes dimensiones. Según análisis de cromatografía iónica y petrográfico, la formación de las cavidades es producto de la meteorización física (haloclastía y/o meteorización por insolación) (Ramírez, 2012).

LIG N°3: GRANITO ORBICULAR

Es un ejemplo espectacular de texturas radiales en estructuras orbiculares presente en algunas localidades del mundo. Fue Declarado Santuario de la Naturaleza en 1981. El cuerpo orbicular surge como una lámina intrusiva a lensoidal de 375 m², consiste en granodiorita porfídica, en la que se incluyen fenocristales de feldespato K, que varían en tamaño de 4 a 9 cm. Caracterizado por la presencia de orbículas esferoidales a elipsoidales, con un núcleo de cuarzo-diorita bien definido y armazón radial gabroico (Díaz-Alvarado et al., 2017).

LIG Nº4: YACIMIENTO PALEONTOLÓGICO CERRO BALLENA

Como consecuencia de la ampliación de la Panamericana Norte en el año 2010, quedan expuestos en muy buenas condiciones los materiales de la Fm Bahía Inglesa, en el lugar se descubren múltiples restos articulados de cetáceos, junto a otros grupos menos numerosos, producto de un varamiento como consecuencia de una intoxicación por un bloom de algas. Los ejemplares son extraídos por un equipo de trabajo conformado por investigadores del Smithsonian, el Museo de Historia Natural de Chile y la Universidad de Chile.

LIG N°5: PANORÁMICA EL MORRO DESDE BAHÍA INGLESA

Desde una perspectiva geomorfológica, El Morro presenta una serie de escalonamientos que se han interpretado como antiguas terrazas marinas, labradas sobre las rocas ígneas por acción del oleaje durante etapas interglaciares. Superficies que quedaron colgadas en el paisaje posteriormente por acción del alzamiento tectónico acelerado de la zona durante el Cuaternario.

El Morro de Copiapó está conformado por un macizo de gabros y granodioritas de edad jurásica, elevado durante el Plioceno. Otro atractivo, además del paisaje, es el entorno urbano desde donde se realiza la visual, rodeado de establecimientos dedicados al ocio y la gastronomía.

LIG Nº6: PARQUE PALEONTOLÓGICO LOS DEDOS

El parque fue creado el año 2007 por gestiones de la agrupación Promuseo y la Ilustre Municipalidad de Caldera. Consiste en una superficie de 207 hectáreas en las cuales destaca la abundancia de fósiles, especialmente de dientes de seláceos (Bernárdez, 2017). En el parque se pueden encontrar réplicas y reconstrucciones de fósiles de vertebrados hallados en la zona. El lugar cuenta con protección legal decretada por el Ministerio de Bienes Nacionales.

LIG N°7: DEFORMACIÓN TECTÓNICA EN FORMACIÓN BAHÍA INGLESA

Fuerte manteo hacia el Este de capas de calcarenitas bioclásticas de la Fm Bahía Inglesa con dirección N30°E, originada por el arrastre de la Falla El Morro sobre la unidad Neógena. Producto de la deformación se desarrolla un pliegue de arrastre con dirección de plano axial de N50°E y suave inmersión hacia ENE. La capa calcarenítica aparece deformada debido a la erosión diferencial, generando un fuerte resalte que fue utilizado por Los Changos para construir asentamientos mediante muros de rocas adosadas al estrato inclinado, suponiendo un interés patrimonial añadido.

LIG N°8: FALLA DE EL MORRO

Constituye la principal estructura geológica del área de estudio, con una clara expresión geomorfológica en el paisaje. Se trata de una falla inversa de alto ángulo y dirección variable, entre N-S Y NW-SE, con buzamiento hacia el O. Que pone en contacto los granitoides jurásicos con la Fm Bahía Inglesa, acompañado por el desarrollo de un corredor de falla normal.

LIG N°9: MANANTIAL DE PLAYA CHORRILLOS

Surgencia difusa a lo largo de una pared de aproximadamente 30 m, conformada por materiales basales de la Fm Bahía Inglesa. Constituye el único manantial costero de Atacama. Actualmente no existe recarga al acuífero. Sin embargo, se evidencia a lo largo de la pared la descarga del manantial y un descenso progresivo del nivel piezométrico, atribuyéndose a un vaciado de la reserva del sistema acuífero (Guerrero, 2016).

LIG N°10: FALLA DE LAS TINAJAS

Falla descrita en el trabajo de Marquardt et al. (2004) e incluida en la portada de la Carta Caldera (Godoy et al. 2003). Es un ejemplo muy didáctico, debido a la magnífica condición de exposición de un cabalgamiento de dirección N-S y manteo hacia el O. El cabalgamiento corta los materiales neógenos de la Fm Bahía Inglesa.



LIG N°11: ACANTILADOS DE SALTO DEL GATO

Modelado de costas rocosas con desarrollo de acantilados y plataformas de abrasión costera, esculpidos sobre el sustrato ígneo Jurásico y las unidades detríticas Mio-pliocenas. La acción del oleaje y la fuerte pendiente de las laderas favorecen la activación de fenómenos como desprendimientos de rocas, colapsos y vuelcos. Los acantilados permiten observar con amplia continuidad lateral, la organización estratigráfica y sucesión en la vertical de las distintas litologías de la Fm Bahía Inglesa.

LIG Nº12: PANORÁMICA ISLA GRANDE DESDE BAHÍA CISNE

Bahía a lo largo de la que se extiende una estrecha playa arenosa en dirección N-S, con retroceso de acantilado por acción de la dinámica litoral, probablemente ocasionadas por marejadas y tsunamis. Vista panorámica de Isla Grande con labrado de terrazas marinas erosivas identificables tanto en el borde litoral como en la propia isla.

LIG N°13: CAMPO DE DUNAS

Ejemplo de campo de dunas de tipo barján y lineal que migran hacia el NE sobre el techo de las terrazas marinas como consecuencia del régimen del viento dominantes que soplan hacia tierra. Corresponden a formas activas características de zonas costeras, producidas por arena transportada en saltación, las cuales tienen una cara de barlovento suave, con pendientes máximas de 10° a 20°, y caras de avalanchas mucho más inclinadas (Fernández, 2016).

LIG N°14: PANORÁMICA DEL HUMEDAL Y TERRAZAS DEL COPIAPÓ

Vista panorámica del humedal costero del río Copiapó, formado bajo un clima árido, con desarrollo de diversas formas eólicas y paisajes escalonados que reflejan la acción fluvial y marina en las terrazas. El humedal posee un gran interés ecológico debido a la gran biodiversidad que alberga. Además se pueden observar los cambios asociados a los eventos hidrometeorológicos de 2015 y 2017, como la ruptura del cordón dunar litoral o el depósito de un manto aluvional de fango sobre las marismas.

LIG N°15: EL METEORITO – PUERTO VIEJO

El supuesto "meteorito" es muy conocido por los habitantes de la región. En realidad es un ejemplo único en la costa de Atacama, que corresponde a un modelado kárstico. Está desarrollado por la disolución de calizas bioclásticas de la Fm Bahía Inglesa, que converge en profundidad con una gruta generada por oleaje en el acantilado rocoso. En este punto la serie Neógena posee un espesor muy limitado y se apoya, mediante una inconformidad, sobre el sustrato Jurásico constituido por monzogranitos. En conjunto el sistema funciona como un bufadero en momentos de oleaje de altura significante.

LIG N°16: INCONFORMIDAD DE PLAYA BLANCA

Playa Blanca constituye uno de los ejemplos más didácticos de inconformidad que existe en la región de Atacama. La superficie de la discontinuidad en este caso, delimita el contacto entre la unidad Granodiorita El Morro, de edad Jurásico, con los materiales siliciclásticos y carbonatados de la Fm Bahía Inglesa, de edad Mio-plioceno. Definiendo un paleorrelieve muy irregular y fosilizado por la sucesión Neógena y Cuaternaria.

LIG N°17: PLAYA LA VIRGEN

Ejemplo de modelado costero cuaternario esculpidos sobre sustrato ígneo Mesozoico con predominio de formas erosivas costeras. La dinámica litoral favorece el desarrollo de una pequeña playa de bolsillo arenosa al abrigo del oleaje dominante. Combinando el conjunto geología, ocio y paisaje resulta un interesante lugar geoturístico.

4. Conclusiones

El borde litoral de la comuna de Caldera posee un evidente interés geológico, debido a las magníficas condiciones de exposición de los afloramientos y a la gran variedad y/o heterogeneidad de diferentes tipos de expresiones geológicas, que se encuentran muy concentradas en esta zona, y que se combinan con la gran belleza paisajística en la costa de Atacama. Es por esto, que se ha elaborado un inventario que consta de 17 LIGs a lo largo de 70 km de costa, entre Caleta Obispito y Playa La Virgen, que incluye una breve descripción. Estos lugares son los más representativos para una puesta en valor del patrimonio geológico de la comuna de Caldera y su potencial geoturístico.

5. Referencias

Bernárdez, E. (2017). Guía de la excursión: "El neógeno del área marina protegida Isla Grande de Atacama y el yacimiento paleontológico Los Dedos". En: *1er congreso internacional de paleontología de la región de Atacama: patrimonio y sociedad,* Caldera, Región de Atacama, 15.

Carcavilla, L. (2014). Geodiversidad y patrimonio geológico. Instituto Geológico y Minero de España. Madrid, España: Edición Parques Nacionales, 21 p.

Díaz-Alvarado, J., Rodríguez, N., Rodríguez, C., Fernández, C. & Constanzo, Í. (2017). Petrology and geochemistry of the orbicular granitoid of Caldera, northern Chile. Models and hypotheses on the formation of radial orbicular textures. Lithos, 284-285, 327-346.

Fernández, R. (2016). Cambios en la configuración costera del sector Puerto Viejo - Las Salinas durante el Holoceno reciente



(Atacama, norte de Chile). Una aproximación al impacto de la inundación del borde litoral tras los eventos del 25M y 16S del 2015 (Tesis de Pregrado). Universidad de Atacama, Copiapó, Chile.

Godoy, E., Marquardt, C. & Blanco, N. (2003). Carta Caldera, Región de Atacama, 1 mapa escala 1:100.000. Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, No. 25. SERNAGEOMIN, Santiago.

Guerrero, C. (2016). Modelo conceptual del funcionamiento hidrogeológico del manantial costero de Playa Chorrillos, Región de Atacama (Tesis de Pregrado). Universidad de Atacama, Copiapó, Chile.

Maldonado N. (2017). Evaluación del Patrimonio Geológico del sector costero de la Municipalidad de Caldera y Propuesta de Lugares de Interés Geológico (Tesis de Pregrado). Universidad de Atacama, Copiapó, Chile.

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.

Ramírez, G. (2012). Contexto geológico del parque biológico Punta Totoralillo y morfología de cavidades en el Zoológico de Piedra, III Región de Atacama, Chile (Tesis de Pregrado). Universidad de Chile, Santiago de Chile.

Vegas, J., Alberruche, E., Carcavilla, L., Díaz-Martínez, E., García-Cortés, Á., García de Domingo, A. & Ponce de León, D. (2013). Guía metodológica para la integración del patrimonio geológico en la evaluación de impacto ambiental. Madrid, España. Dirección General de Calidad y Evaluación Ambiental, Ministerio de Agricultura, Alimentación y Medio Ambiente & IGME.

6. Anexos

Nº	Nombre del LIG	Interés Geológico Principal	Relevancia
1	Rocas Negras	Petrológico - Geoquímico	Regional
2	Zoológico de Piedras	Geomorfológico	Local
3	Granito Orbicular	Petrológico - Geoquímico	Internacional
4	Yac. Paleontológico Cerro Ballena	Paleontológico	Internacional
5	Panorámica el Morro desde Bahía Inglesa	Geomorfológico - Tectónico	Regional
6	Parque Paleontológico Los Dedos	Paleontológico - Estratigráfico	Internacional
7	Deformación Tectónica en Fm Bahía Inglesa	Tectónico - Estratigráfico	Local
8	Falla de El Morro	Tectónico - Geomorfológico	Nacional
9	Manantial de Playa Chorrillos	Hidrogeológico - Estratigráfico	Regional
10	Falla de Las Tinajas	Tectónico - Estratigráfico	Regional
11	Acantilados de Salto del Gato	Geomorfológico - Estratigráfico	Regional
12	Panorámica Isla Grande desde Bahía Cisne	Geomorfológico	Local
13	Campo de Dunas	Geomorfológico	Local
14	Panorámica del Humedal y Terrazas del Copiapó	Sedimentológico - Geomorfológico	Nacional
15	El Meteorito – Puerto Viejo	Geomorfológico	Local
16	Inconformidad de Playa Blanca	Estratigráfico - Geomorfológico	Regional
17	Playa La Virgen	Geomorfológico	Local

Tabla 1: Inventario de LIGs del borde costero de Caldera.



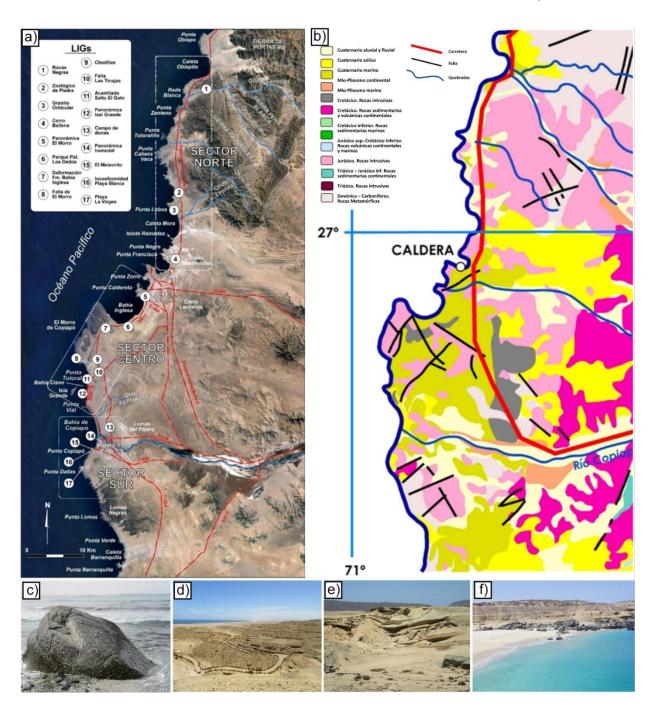


Figura 1: a) Ubicación geográfica de los LIGs, b) Unidades geológicas del área, c) Granito Orbicular, d) Parque Paloentológico Los Dedos, e) Falla de Las Tinajas y f) Inconformidad de Playa Blanca.



Análisis de efectos climáticos y reológicos en la deformación cortical en Chile

Sebastián Cabrera(1)*, Camila Jiménez(2), Andrés Tassara(1)

- (1) Departamento de Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias Químicas, Universidad de Concepción, Víctor Lamas 1290, Barrio Universitario, Casilla 160-C, Concepción, Chile
- (2) Departamento de Geofísica, Facultad de Ciencias Matemáticas, Universidad de Concepción, Víctor Lamas 1290, Barrio Universitario, Casilla 160-C, Concepción, Chile

*Email de contacto: secabrera@udec.cl

Abstract (Analysis of climatic and rheological effects on crustal deformation in Chile): Crustal deformation is adjusted with trajectory models, which can modulate different signals of movement. In this way, it has been possible to adjust annual variations in the GPS time series, which might be a response to climate or crustal rheology. With the purpose of to determine the spatial influence of these variables, a first approach is correlate the precipitation and vertical displacement amplitudes. A perfect inverse correlation (value -1) between both amplitudes, show that seasonal deformation is strongly marked by hydrological cycle, whereas that areas without direct correlation could indicate that other factors would be modulating it. There is a marked inverse correlation in the most part of area, with values between -0.6 to -0.9, however, occur some sectors where the correlation value is 0 to 0.5, which could be influenced by crustal rheology or other causes.

Key words: Seasonal deformation, rheology, time series gps, hydrological cycle Palabras clave: Deformación estacional, reología, series de tiempo gps, ciclo hidrológico

1. Introducción

La deformación cortical puede ser estudiada utilizando herramientas geodésicas, entra ellas, modelos de trayectoria GPS. Estos modelos ajustan la posición de las estaciones gps en el tiempo, donde todas las fuentes que originan el movimiento son vinculadas en una ecuación. De esta manera, utilizamos el modelo de trayectoria propuesto por Bevis y Brown (2014), a partir de cual aislamos el movimiento estacional oscilatorio ajustado por series de Fourier (ecuación 1).

$$x(t) = \sum_{k=1}^{n_f} s_k sen(w_k t) + c_k cos(w_k t)$$
 (ecuación 1)

Donde n_f es el número de frecuencias usadas para modelar el desplazamiento anual, s_k y c_k son las amplitudes de la curva, w_k es el periodo de la curva y t es el tiempo.

Esta deformación estacional se asocia ampliamente a la carga producida por el ciclo hidrológico (Heki et al, 2001). Este autor además concluye que la carga estacional modula parcialmente la deformación intersísmica al noreste de Japón.

Nuestro estudio se encuentra focalizado entre los 32°S y 47°S, donde Miller (1976) señala que la precipitación anual en la región varía desde 100 a 2000 mm (citado en Rojas, 2006), por lo tanto, deberíamos esperar un comportamiento modulado por la carga de precipitación de norte a sur. Además, la deformación que ocurre en la corteza está en función de los esfuerzos aplicados y constantes reológicas del medio: módulo de Young (E) y coeficiente Poisson(v) (Turcotte y Schubert, 1982). Una representación directa de estos parámetros es el valor del espesor elástico, el cual varía entre 4-30km en el área (Tassara et al, 2007).

Entonces, la deformación estacional estaría dada por el efecto de la carga del ciclo hidrológico y una componente intrínseca del medio asociada a su rigidez.

2. Metodología

En un primer intento por evaluar las componentes que modulan la deformación estacional, fueron utilizadas 85 series de tiempo GPS (Figura 1), las cuales tienen un rango de tiempo entre el 2009 y 2015. Estas fueron ajustadas con el modelo de trayectoria de Bevis y Brown (2014), del cual se extrajo solamente la componente estacional de las series de tiempo, permitiendo obtener los valores de periodo y amplitud del desplazamiento en cada estación en la componente norte, este y vertical.

Un ejemplo de una serie de tiempo mostrando solo su componente estacional es representado en la Figura 2, en la cual se puede apreciar que la amplitud mayor se encuentra en la componente vertical del desplazamiento.

También realizamos una calificación semicuantitativa de los datos, basándonos en tres criterios esenciales: (1) buen ajuste de la curva a los datos de posicionamiento diario, (2) intervalo de tiempo de los datos mayor a dos años y (3) proporción entre datos de posición y ventanas sin información mayor a uno. De esta manera, las estaciones fueron incluidas en tres grupos, designados arbitrariamente como A, B y C, donde la calidad de la estación disminuía desde A a C. Solo utilizamos los datos de las estaciones de los grupos A y B (Figura 1), descartando también las estaciones ubicadas en el Archipiélago de Juan Fernández y las presentes en la pampa argentina.

Para comparar las series de tiempo de precipitación, que fueron generadas a partir de los datos de precipitación obtenidos de la base de datos del explorador climático implementados por Meteodata, y el desplazamiento vertical, se realizó una correlación simple



entre ellas, en donde las series a correlacionar tienen una relación espacial y temporal, por lo cual fue necesario ajustar ambas series a la misma longitud de tiempo de los datos presentes en cada una de ellas. De esta correlación surge el coeficiente de correlación de Pearson, el cual toma valores entre -1 y 1, donde -1 indica una correlación negativa perfecta, 0 indica que no hay relación y 1 indicaría una correlación positiva perfecta.

Finalmente, con los datos de amplitudes de desplazamiento, generamos mapas 2D de éstas utilizando una interpolación lineal cúbica con el fin de analizar la distribución espacial en la zona.

3. Resultados v Discusión

Una vez filtradas las estaciones y calculadas las amplitudes, obtuvimos que las mayores amplitudes se presentan en la componente vertical, con valores que llegan hasta los 26 mm de variación anual en la estación cercana a Pelluhue y valores promedio de 10mm para toda el área. La Figura 3c muestra los valores de las amplitudes de desplazamiento para la componente vertical, ubicando los valores de mayor amplitud (15 a 21 mm) entre los 35°S y los 37°S aproximadamente. Estos valores están en una zona de bajo espesor elástico al compararlo con valores aledaños (Figura 4), con valores entre 8-12 km, lo cual estaría modulando el desplazamiento vertical. Sin embargo, si prestamos atención al coeficiente de Pearson (Figura 5), vemos que en esta misma zona los valores son cercanos a -1, lo cual también indicaría una relación entre la carga por precipitación y la deformación vertical.

Inmediatamente al sur de esta zona, los valores disminuyen entre 12 a 3 mm, justo donde el valor del espesor elástico es mayor a 20 km, además, el coeficiente de Pearson muestra poca o nula correlación entre la precipitación y los desplazamientos verticales. Esto se produce en una franja norte sur emplazada sobre los lagos glaciares al pie de la Cordillera de los Andes. Una explicación es que la corteza no responde inmediatamente a la recarga de precipitación u otro fenómeno climático puede estar operando en la deformación estacional en esta zona. Al sur de los 42°S los valores de amplitudes siguen siendo bajos, pero el análisis pierde significado puesto que solamente hay 3 estaciones a más de 100 km de distancia entre ellas.

Cabe destacar, la intensa señal de amplitud en el eje este-oeste que se genera en la parte distal de la cuenca del río Bío-Bío, y de manera secundaria en la cuenca del río Maule un poco más al norte (Figura 3b). Estas variaciones en la horizontal son subparalelas al flujo de estos causes de agua, por lo cual estas señales estarían indicando que los cambios en el régimen de flujo de estos importantes ríos chilenos deforman la corteza de manera estacional, del mismo modo que Heki (2001) postula al ciclo hidrológico como agente principal en la deformación estacional. Además, estas zonas se relacionan espacialmente con los valores del coeficiente de Pearson entre 0 y 1, lo cual estaría indicando que estas zonas están más influenciadas por los afluentes superficiales que por la precipitación en sí misma.

Por último, en la Figura 6 se muestra la relación entre el espesor elástico y las amplitudes medidas en cada estación, de esta puede desprenderse que los valores de amplitudes en las 3 componentes no tienen una relación tan clara con el espesor elástico.

4. Conclusiones

La deformación estacional entre los 33°S y los 42°S puede ser ajustada con modelos de trayectoria de estaciones GPS, obteniendo valores de amplitudes de 10mm en promedio. Con los valores de correlación del coeficiente de Pearson, es posible determinar las zonas en que la precipitación es el agente principal en la deformación anual; esto ocurre entre los 35° y 37°S y en las zonas costeras al sur de los 37°S. En contraposición, las zonas restantes que no presentan una correlación favorable para esta conclusión, pueden presentar otros fenómenos que deformen la corteza a la escala de tiempo anual, lo que puede deberse a un mayor espesor, como ocurre en la península de Arauco y extendiéndose hacia el interior del continente, o a otro fenómeno climático. Finalmente, los cambios en el flujo de agua en los ríos principales de esta zona también deforman la corteza en el plano horizontal a lo largo de sus cauces.

5. Agradecimientos

Agradecemos a Francisco García y al profesor Aldo Montecinos por su ayuda en el tratamiento de los datos en el trascurso del semestre.

6. Referencias.

Bevis, M., & Brown, A. (2014). Trajectory models and reference frames for crustal motion geodesy. *Journal of Geodesy*, 88(3), 283-311.

Heki, K. (2001). Seasonal modulation of interseismic strain buildup in northeastern Japan driven by snow loads. *Science*, 293(5527), 89-92.

Rojas, M. (2006). Multiply nested regional climate simulation for southern South America: Sensitivity to model resolution. *Monthly weather review*, 134(8), 2208-2223.

Tassara, A., Swain, C., Hackney, R., & Kirby, J. (2007). Elastic thickness structure of South America estimated using wavelets and satellite-derived gravity data. *Earth and Planetary Science Letters*, 253(1), 17-36.





Turcotte, D. L., & Schubert, G. (1982). Geodynamics: Applications of continuum mechanics to geological problems. New York.

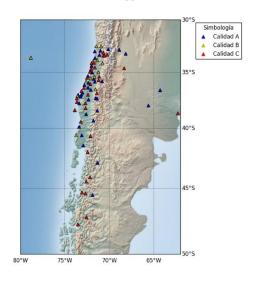


Figura 1. Ubicación de las estaciones gps.

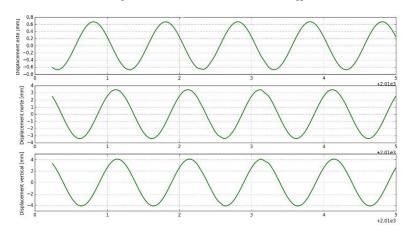


Figura 2. Ejemplo de serie de tiempo de la estación Cauquenes mostrando las oscilaciones estacionales en la componente norte, este, vertical.

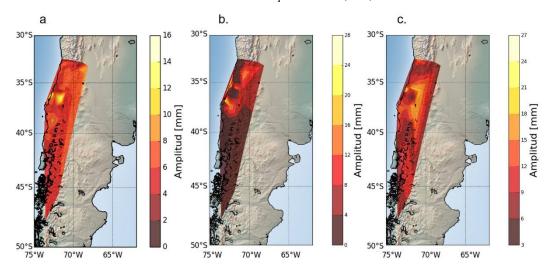


Figura 3. Valores interpolados de las amplitudes en la componente norte-sur(a), este-oeste(b) y vertical(c).



30°S 32 32 35°S 40°S 45°S 45°S 75°W 70°W 65°W

Figura 4. Valores del espesor elástico, datos extraídos de Tassara et al.,2007.

ENEGEOL ATACAMA 2017, 6-10 DE NOVIEMBRE 0.6

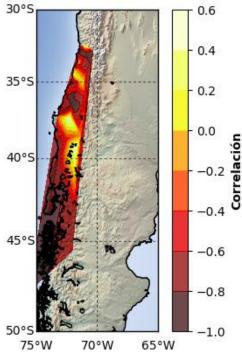


Figura 5. Correlación entre las series de tiempo de precipitación y desplazamiento vertical, medida a través del coeficiente de Pearson.

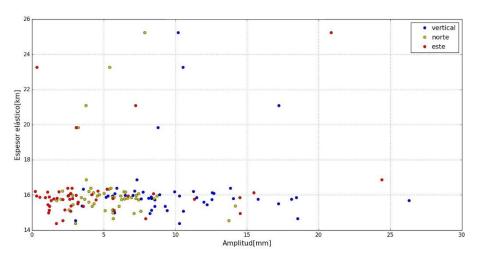


Figura 6. Relación entre espesor elástico y amplitudes de desplazamiento vertical (azul), norte-sur (amarillo) y este-oeste(rojo).



Análisis y cartografía de procesos geológicos peligrosos en Chañaral (Atacama, Chile)

Sebastián Antonio Galleguillos Neyth

Dpto. Geología, Universidad de Atacama. Av. Copayapu 485, Copiapó, Chile.

*Email de contacto: gallneyt@hotmail.com

Analysis and cartography of dangerous geological processes in Chañaral (Atacama, Chile): This work presents a geomorphological characterization of the urban area of Chañaral and its surroundings, through a geomorphological mapping of outcrop quaternary formations and the raising of stratigraphic columns, which will lead to an analysis of the morphodynamic processes and the reconstruction of the recent geological evolution, besides proposing parameters of danger represented in a map that indicates through a scale, the degree of danger that each area has in front of a frontal system that generates intense rainfall. The geomorphological analysis made it possible to define a radical change in the climatic conditions of the region towards a more arid climate, together with an important tectonic rise during the pliocene and a later tilting.

Palabras clave: Chañaral, mapeo geomorfológico, peligrosidad Key words: Chañaral, geomorpholical, mapping, danger

1. Introducción

Las grandes precipitaciones que se originan en zonas catalogadas como áridas o hiperáridas, como es el Desierto de Atacama, son consideradas eventos excepcionales que reflejan las complejas interacciones entre el clima y las características geomorfológicas de la región. Si a esto se le añade que las grandes precipitaciones tienen lugar en zonas pobladas, o en zona de paso de sistemas fluviales habitualmente inactivos, pueden significar fenómenos catastróficos debido a la errónea planificación territorial que en la mayoría de los casos se presenta. El ejemplo más reciente e impactante en Atacama (Norte de Chile) es el evento del 25 de marzo del 2015, que se concentró principalmente en el sector centro y norte de la Región de Atacama, afectando a la ciudad de Copiapó y sus localidades cercanas, Chañaral, El Salado, Diego de Almagro y Potrerillos. En todos estos puntos el evento hidrometeorológico causó grandes inundaciones a raíz de la activación de quebradas y desbordes de ríos, que en algunos casos tuvieron consecuencias devastadoras. El evento a lo largo de toda la Región dejó un total de 31 muertos, 16 desaparecidos, 30.000 desplazados y 164.000 afectados, así como daños generalizados a hogares, carreteras, puentes y ferrocarriles (OCHA, 2015; ONEMI, 2015).

La configuración geomorfológica de una zona que potencialmente puede ser afectada por eventos excepcionales es de suma importancia, ya que a través del conocimiento y estudio de sus geoformas es posible evidenciar procesos morfodinámicos antiguos y recientes, entregando las herramientas necesarias para entender la dinámica de los procesos hídricos y sus derivadas inundaciones. De forma paradójica, hasta el evento del 25M del 2015, los estudios e investigaciones relacionados a procesos morfodinámicos eran escasos y la población desconocía casi en su totalidad las zonas expuestas a sufrir las manifestaciones hídricas de la reactivación de laderas, quebradas, ríos, etc. El área de estudio, correspondiente a la Ciudad de Chañaral, es uno de los ejemplos más claro del último tiempo en Chile en lo que se refiere al impacto de aluviones e inundaciones en zonas urbanizadas que han sido seriamente dañadas, ya sea por una deficiente ordenación territorial, o por la magnitud desmedida del evento hidro-meteorológico. Aunque Chañaral a lo largo de su historia ha sido afectada reiteradamente por precipitaciones que han desencadenado grandes inundaciones y afectado a su población, ha seguido expandiéndose territorialmente en las últimas décadas, ubicándose mayoritariamente en lugares que presentan algún grado de peligro geológico como áreas adyacentes al cauce del río Salado o en el propio cauce de Quebradas como Chonchuelas y/o Cabritos.

En este trabajo, a través de análisis y métodos sedimentarios, se establece y se muestra la configuración geomorfológica total de la ciudad de Chañaral, lo que permite visualizar los procesos morfodinámicos activos que han tenido lugar a lo largo de su historia geológica reciente y que, a través de sus geoformas, ayudaran a entender cómo se comportan e influyen frente a fenómenos hidro-meteorológicos excepcionales. De manera paralela, se ponen en evidencia todos los procesos peligrosos geológicos exógenos que puedan actuar en el área, si es que se presentan los factores climáticos y tectónicos necesarios para su reactivación. Además, se lleva a cabo, una reconstrucción y análisis de los eventos hidrometeorológico del 25 de marzo del 2015 y 12 de mayo del 2017, indicando los cambios geomorfológicos que implicaron, principalmente en la configuración costera de la zona.

2. Metodología

Para lograr los objetivos propuestos en este trabajo de investigación, se utilizaron diferentes métodos y técnicas convencionales usados en trabajos geológicos clásicos de campo. Aplicando las metodologías que se indican a continuación:

2.1 Etapa preliminar: Por un lado, se recolectó material bibliográfico, tal como cartas geológicas, trabajos científicos anteriores e informes



técnicos. Por otro lado, se realizó la base de mapeo a partir de la recopilación de ortofotografías aéreas desde el *Software Google Earth Pro* con fecha 10/04/2013 y 25/05/2017. Las imágenes fueron cargadas y georreferenciadas en el *Software ArcGIS* versión 10.4.1 junto al modelo digital de elevación (DEM) adquirido a través de coordenadas cargadas en el programa *GPS Visualizer* obteniendo una serie de cotas que permitió crear las curvas de nivel cada 10 m.

- 2.2 <u>Etapa de campo</u>: Se llevo a cabo en un total de 11 terrenos en los cuales se levantaron secciones estratigráficas a escala a detalle que permitió representar las principales características de los diferentes depósitos que afloraban a lo largo del cauce del río Salado. Además, se identificaron las diversas formas y formaciones cuaternarias aflorantes que configuran el paisaje actual de la zona de estudio.
- 2.3 <u>Etapa en gabinete</u>: Se dio inicio a la elaboración de la cartografía geomorfológica a escala 1:5000 en la que se utilizó una ortofoto del mes de abril del año 2013.La elaboración de las columnas estratigráficas se digitalizaron a través del *Software* AutoCAD 2017. Finalmente, una vez construido el mapa geomorfológico, se analizaron las diferentes formaciones superficiales aflorantes que representan algún grado de peligrosidad, representándolas en un mapa de peligrosidad.

3. Resultados y Discusión

Se han descritos todas las formas representadas en la cartografía y han sido agrupadas según su origen. De esta forma entre las formas fluviales y aluviales destaca la incisión lineal originada por la erosión que aparece más desarrollada y densa en el sector norte de la zona de estudio, donde el relieve es más extenso y sus laderas tienen mayor pendiente. Las longitudes de las incisiones son de escala métrica muy variables y se agrupan formando una red de drenaje dendrítica que converge con incisiones de mayores dimensiones, y en algunos casos, directamente con el fondo de valle. Estas formas suponen barrancos bien encajados en el sustrato rocoso y, en algunos casos, sobre los abanicos aluviales subactuales y antiguos, aportando cantidades importantes de sedimentos, sobre todo en eventos de precipitaciones. Para el caso de los abanicos aluviales actuales y subactuales las incisiones aparecen muy desarrolladas, ganando importancia a medida que se avanza siguiendo sus pendientes, hasta articularse con los abanicos aluviales. Entre las formas fluviales de depósito se destacan las terrazas que están ubicadas en diferentes cotas sobre el nivel actual del río Salado. Se han descrito tres generaciones de terrazas: Terraza Alta (T_A), Terraza Media (T_M) y Terraza Baja (T_B). Las tres terrazas corresponden a terrazas apareadas o simétricas, ya que aparecen en ambos márgenes del río Salado, y, además, son del tipo constructivo ya que están formadas en todo momento por acumulación de material aluvial proveniente de las crecidas del río Salado y de los abanicos aluviales ubicados transversales al cauce. En el área de estudio se han identificado dos familias de abanicos aluviales diferenciados y agrupados según sus características externas vistas en campo. La forma del abanico más reciente (Pleistoceno-Holoceno?) está representada por un cuerpo que se ubica en el margen SW del río Salado, sobre el que se ha construido todo el sector sur correspondiente a la mitad del total de las viviendas de Chañaral y que, además, es donde convergen los torrentes de las quebradas Cabritos y Conchuelas, cuyas quebradas son las más importantes del casco urbano quedando reflejado en el evento hidrometeorológico del 12 de mayo del 2017. La familia del abanico aluvial antiguo (Mio-Plioceno) está representado por cuatro cuerpos colgados y aislados al paisaje sobre los 220 por encima del cauce del río Salado. Tres de estos están ubicados al norte del río Salado donde se encuentran mejor conservados en comparación al cuarto ubicado al margen sur del río y muy próximo a la forma aluvialcoluvial. Su posición de colgados dentro del paisaje es posible a una respuesta de algún evento de elevación tectónica como consecuencia de un pulso de alzamiento de la Cordillera en tiempos geológicos recientes (¿Plio-Cuaternario?). Además, dentro de las formas fluvialesaluviales afloran el glacis siendo una especie de transición entre las zonas altas del relieve, donde predominan los procesos de erosión y las partes bajas, donde tienen lugar el transporte y la sedimentación. Además, se ha denominado una forma aluvial-coluvial posicionada en el margen sur de la zona de estudio, donde se forma un abanico de pequeña escala alimentado por quebradas laterales angostas, largas y muy próximas entre sí, las cuales lo terminan desmantelando por completo. Lateralmente ha sido afectado por episodios de deslizamientos de materiales de laderas a causa de lluvias y/o movimientos tectónicos que finalmente dan origen a esta forma. Una gran cantidad de fondos de valles aparecen de forma perpendicular y paralela a las terrazas fluviales antes descritas. Se pueden agrupar en dos conjuntos de acuerdo con su escala; unos muy pequeños (por lo que se han cartografiado de forma muy rigurosa) mientras que otros son de escalas decimétricos muy destacables e importantes para este estudio. Los fondos de valles de menores escalas se encuentran a ambos márgenes del río Salado y los casos significativos corresponden particularmente a las quebradas Conchuelas y Cabritos, y al cauce actual del río Salado. La continuidad de las quebradas ha sido interrumpida antrópicamente por la urbanización de la zona lo que ha hecho desaparecer pendiente abajo completamente su geoforma.

Dentro de las formas gravitaciones se ha cartografiado solo un sector de laderas que presentan las condiciones necesarias para ser denominado coluvión se ubica en el margen SW de la cartografía en la cota topográfica 220 m.s.n.m y posee un gradiente topográfico de 43,5° que desciende directamente sobre algunas viviendas construidas en la cota 35 m.s.n.m. Las formas eólicas están distribuidas a lo largo de toda la zona de estudio alcanzando un importante desarrollo y marcada expresión morfológica de las dunas parabólicas, cinturón de cordones dunares, campos de nebkhas y del extenso manto eólico que cubre gran parte del terreno. Se ha mapeado una forma poligénica correspondiente a un fondo de quebrada torrencial cubierto por una mezcla de arenas y clastos de mayor tamaño, evidenciando el paso de un flujo de gran energía capaz de transportar bloques de hasta 30 cm. Dentro del área de estudio no es extraño que exista intervención humana en algos sectores, ya que es una zona totalmente urbanizada. Dentro de estos se encuentran los caminos que se han construidos para tener acceso vehicular a distintos lugares, un ejemplo es el camino que une la zona urbanizada de Chañaral con la planta de tratados mineros ubicada en el margen norte del río Salado. En la costa de la playa, se han cartografiado una forma denominada llanura litoral que corresponden a residuos mineros arrojados al mar durante 52 años, los que se traducen en más de 320 millones de toneladas de sólidos residuales mineros y unos 850 millones de toneladas de aguas servidas (Cortes, 2010). Además, existe un extenso manto eólico que cubre las costas de la playa que también ha sufrido los efectos de la actividad humana. Hacía el margen SW un área de 150 m² corresponde a arenas que se han removido para cubrir una laguna conocida por los de la zona como "el ojo de mar de Chañaral".



Todas las formas antes descritas en el sector de estudio están representadas en la cartografía geomorfológica (Figura 1) acompañada de una leyenda y simbología adyacente al mapa. La cartografía permite visualizar desde planta la distribución de cada formación, la dinámica y la forma en que interactúan entre cada una de ellas. Por otra parte, se han tomado en cuenta los procesos exógenos considerados potencialmente peligrosos de acuerdo con su registro geológico y el contexto meteorológico en el que se han presentado. Los datos que se muestran en la cartografía (Figura 2) son el resultado de un reconocimiento general realizado a través de la interpretación de imágenes satelitales y una serie de recorridos del campo, por lo que tienen un valor de estimación preliminar y orientativa de los principales procesos geodinámicos activos en el casco urbano de Chañaral. Sin embargo, hay que tener en cuenta que por la escala en que se trabajó, no pueden presentarse algunos fenómenos claramente perceptibles sobre el terreno como es el caso de algunas quebradas menores, que han sido cartografíadas como incisiones lineales y bloques de rocas desprendidos de las vertientes de mayor gradiente topográfico.

El análisis de la peligrosidad que presentan las distintas formas y/o procesos del área de Chañaral se ha realizado elaborando una escala, en la cual, se han definido 5 niveles de grados de peligrosidad que se describen a continuación:

- Muy alta: Formas con capacidad de activarse rápidamente frente a precipitaciones intensas sobre la ciudad, de forma relativamente muy frecuente y que experimentan importantes inundaciones.
- Alta: Formas que presentan gran probabilidad de activarse en caso de precipitaciones, que muestran señales de activación reciente y en las que se producen inundaciones de forma frecuente.
- Media: Forman que se activan solo en caso de importantes precipitaciones cordilleranas y no de forma frecuente.
- Baja: Formas que presentan una menor probabilidad de activarse por lo que experimentan pequeñas o nulas inundaciones.
- Muy baja: Formas casi siempre inactivas a excepción de grandes precipitaciones.

La configuración territorial de Chañaral está distribuida en distintos sectores de peligrosidad. Los sectores de mayor peligrosidad se agrupan muy cercanas del río Salado y corresponden al cauce activo y la terraza baja. Todo el centro comercial y las ruta 5 está ubicado en una zona de alta peligrosidad y esto ha sido reflejado en los eventos del 2015 y 2017 inundándose por completo. Son considerados sectores de mediana peligrosidad todos aquellos ubicados sobre los coluvios y fondos de valles de las quebradas más importantes como son las de Conchuelas, Cabritos y todas las viviendas de "El Chicoco" situadas bajos las incisiones lineales sobre todo las viviendas consideradas como "tomas". El casco urbano de la ciudad es considerado como zonas de baja peligrosidad y está dividido en dos sectores por el río Salado, por una parte, el margen norte del sector Aeropuerto situado sobre la terraza alta y por otra, el margen sur situado sobre un abanico aluvial en el que se ubica todo el sector de Ampliación y 26 de octubre. Las zonas de peligrosidad muy baja están alejadas del área urbanizada, aunque hoy en día se está llevando a cabo la construcción del "sector de emergencia" en el margen sur del río sobre el glacis y muy cercana a la terraza alta destacándose, además, su ubicación cerca de los fondos de valles que nacen en sectores más altos. También es considerado zonas de muy baja peligrosidad el fondo de quebrada torrencial, abanicos aluviales y abanico aluvial-coluvial en las que no se identifican ningún tipo de edificación.

4. Conclusiones

En el sector de la ciudad de Chañaral existe una gran cantidad de información sedimentológica y geomoforlógica que registra el funcionamiento de un Sistema fluvial/alluvial complejo que es conformado por el río Salado y los fondos de valles de las quebradas Conchuelas y Cabritos, los que presental algún tipo de actividad solo en caso de precipitaciones precordilleranas y cordilleranas de altas precipitaciones, lo que a raíz de la alimentación de la Cuenca el Salado permiten un incremento brusco del caudal del río Salado, lo que posteriormente genera desbordes de fango y agua que en conjunto inundan la llanura alluvial aterrezada, sobre la que se ha construido y se sigue construyendo la ciudad. A raíz de las últimas precipitaciones en el norte de Chile, deja en evidencia un cambio brusco de las condiciones climaticas que derivaron en un ambiente hiperárido y que condiciona el actual Sistema fluvial/aluvial esporadico de estos episodios.

Hoy en día el estudio de procesos peligrosos geólogicos esta muy ligado a un estudio geomorfológico preeliminar que permita observar y entender el comportamiento morfodinamico de las principals formas cauternarias aflorantes de la ciudad. Por lo cual, en este trabajo de investigación la cartografía de peligrosidad elaborada revela una gran extension del área urbanizada de Chañaral, que se ha construido sobre zonas evaluadas de alta peligrosidad, como es todo el centro commercial de la ciudad, y de media peligrosidad como son las extensas calles y numerosas viviendas construidas dentro y en los bordes de las quebradas conchuelas y cabritos, los que han sido potencialmente afectada por inundaciones y flujos de fango procedentes de los relieves adyacentes, desbordes del río a causa del incremento del caudal, y desbordes debido a la mala planificación territorial del sector de estudio.

5. Agradecimientos

Mis agradecimientos al Dr. Manuel Abad por el apoyo brindado durante todo este proceso de investigación y a la Dra. Tatiana Izquierdo por la disponibilidad de ayudarme cuando lo he necesitado.



6. Referencias.

Bradford. S., Campos. A., Veloso. V., Rondanelli. R., (2016). Extreme temperature and precipitation events in March 2015 in central and northern Chile. *Agu publications*, 1-30.

Cortes, M. F (2010). La muerte gris de Chañaral. Chañaral, Chile: Manuel Fernando Cortés Alfaro

García, J., Tmiño, J., Segura, M., Ambientes eólicos. En A. Arche (Ed). Sedimetología Del proceso físico a la Cuenca sedimetaria (57-62). Madrid, España: Alfredo Arche.

Gutierrez, M. E (2008). Geomorfología. Madrid, España; Pearson Prentice Hall.

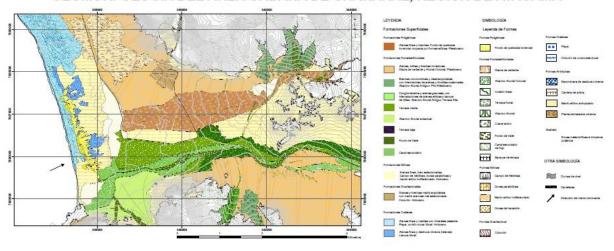
ONEMI (2015): Análisis multisectorial eventos 2015. Informe diciembre 2015. Evento Hidrometeorológico Marzo – Terremoto/Tsunami Septiembre. 56 pp.

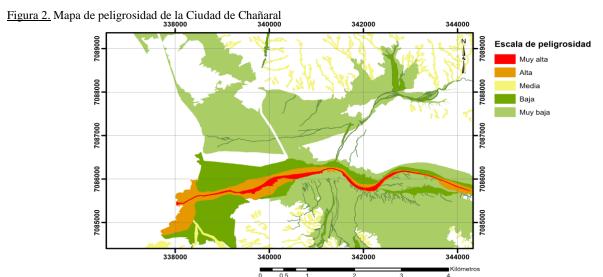
Peña. J.L (1997). Cartografía Geomorfológica básica y aplicada. Zaragoza, España. Geoforma ediciones Logroño.

SERNAGEOMIN (1998): Mapa Geológico de Chile. Escala 1:1.000.000.

Figura 1. Cartografía geomorfológica del sector de estudio.

GEOMORFOLOGÍA DEL ÁREA URBANA DE CHAÑARAL, REGIÓN DE ATACAMA







Proyecto VTT Magma Nüyün

Carolina Zapata Mellado1*

¹Universidad Católica de Temuco, Facultad de Recursos Naturales, Escuela de Ciencias Ambientales, Departamento de Geología. Rudencio Ortega 02950

*Email de contacto: czapata2013@alu.uct.cl

Magma Nüyün VTT Project The career of Geology at the Catholic University of Temuco was born in 2013 and during the last 5 years, in order to consolidate a own signature, it has sought to position itself regionally from the geosciences. From the collective interest of students and academics to study volcanic activity and seismicity, the team 'Magma Nüyün VTT' (Volcanotectonic Team) emerges. The commitment of this group involves a strategy focused on research, but with an emphasis on divulgation, where communication development is reinforced, seeking to establish a convergence between people, authorities and the academic world that allows the generation of dialogues in a proactive manner, vindicating the distancing of the sciences with society.

La carrera de Geología en la Universidad Católica de Temuco nace en el año 2013 y durante estos 5 años, con el fin de forjar su sello, ha buscado posicionarse a nivel regional desde las geociencias. Desde el interés colectivo de estudiantes y académicos por estudiar la actividad volcánica y la sismicidad, surge el equipo 'VTT Magma Nüyün' (Volcanotectonic Team). La apuesta de este grupo involucra una estrategia centrada en la investigación, pero con énfasis en la divulgación, donde se vea reforzado el desarrollo comunicacional, buscando establecer entre las personas, autoridades y el mundo académico una convergencia que permita generar diálogos de manera propositiva, reivindicando el alejamiento de las ciencias con la sociedad.



Estudio geológico y paleontológico preliminar del yacimiento Los Dedos (Neógeno, Atacama)

Karyme Soleman*, Edgardo Hinojosa, Ariel Godoy, Gerardo Castillo, Camila Palacio, Enrique Bernárdez, Manuel Abad.

Departamento de Geología, Universidad de Atacama. Av. Copayapu 485, Copiapó, Chile.

*Email de contacto: karyme.soleman@alumnos.uda.cl

Preliminary geological and paleontological Survey of Los Dedos site (Neogene, Atacama): The paleontological site "Los Dedos" located near Bahia Inglesa, Caldera, is famous for its high content of marine vertebrate fossil. However, these materials are very little studied, lacking taphonomic or stratigraphic background that allows contextualizing the paleobiodiversity present in the strata of this site. The FIC Project "Los Dedos" carried out a paleontological excavation inside the park, whose extracted material is being studied. This is going to allow putting in context the recovered materials, complemented with geomorphological, biostratigraphic and taphonomic information that allows to know in detail the genesis of the deposit. Classic techniques of paleontology (sieving and triage) are used that allow the separation of fossils of less than 5 mm size and which are enhanced by techniques allowed by advances in photographic technologies such as Focus Stacking.

Palabras clave: Paleontología, estratigrafía, Formación Coquimbo, Atacama Key words: Paleontology, stratigraphy, Coquimbo Formation, Atacama

Palabras clave: Paleontología, estratigrafía, Formación Coquimbo, Atacama Key words: Paleontology, stratigraphy, Coquimbo Formation, Atacama

1. Introducción

La Región de Atacama y sus costas es conocida por su riqueza geológica y paleontológica, así como sectores con gran valor paisajístico. La presencia de materiales paleontológicos neógenos en la región costera de Atacama es conocida desde Darwin (1846) y ya en 1855 Conrad (in Gillis) define nuevas especies de invertebrados en el área de Caldera. Los trabajos sobre invertebrados, centrados principalmente en los moluscos, han dado lugar a la identificación de numerosas especies en el área de Caldera, 139 según Rivadeneira y Varas (2012). Long (1993) es el primer autor en citar especies de vertebrados en el área de Caldera, concretamente de una localidad situada al Sur-Suroeste de Bahía Inglesa, que coincide aproximadamente con la situación del yacimiento de Los Dedos. En esta localidad, a iniciativa de la Asociación Promuseo apoyada por la municipalidad de Caldera, se constituyó en 2007 el Parque Paleontológico de Los Dedos (Fig 1.). A lo largo del presente sigo han sido numerosos los trabajos publicados sobre fósiles de vertebrados procedentes del parque, basados fundamentalmente en materiales donados por la Asociación Promuseo al Museo de Caldera (Véase una síntesis con referencias bibliográficas en Bernárdez, 2017). Sin embargo, esta zona carece de estudios paleontológicos con fósiles en su contexto estrátigrafico que permitan conocer mejor las especies presentes dentro del parque, razón por la cual nace esta investigación. El proyecto FIC "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" pretende incrementar el conocimiento general sobre el yacimiento paleontológico de Los Dedos e incrementar su valor como recurso geoturístico susceptible de aprovechamiento económico en una economía de desarrollo sustentable, a través del empleamiento de tecnologías de realidad aumentada, iniciativa pionera en la divulgación del patrimonio natural y cultural. Es igualmente objetivo del proyecto realizar una contribución a la ciencia definiendo unidades bioestratigráficas de la Formación Coquimbo, locación geológica del parque donde la información paleontológica es escasa y poco definida, careciendo de contexto estratigráfico, estando mezclados en las colecciones del museo Paleontológico de Caldera materiales de diversos horizontes y, en algunos casos, de procedencia dudosa.

Para lograr estos resultados se está realizando un estudio geológico detallado del yacimiento Los Dedos y una excavación paleontológica que quedará visitable para el público permanentemente. Los resultados de la excavación serán divulgados mediante el empleo de tecnologías de Realidad Aumentada, la difusión social de la importancia geológica del parque y el geopatrimonio en general, como elemento de turismo de intereses especiales aplicables al desarrollo local sustentable. Se espera que esta investigación contribuya para el potenciamiento del geoturismo en las costas de Atacama, y la conservación de este sitio tan importante a nivel nacional, a través de la creación de un geoparque, definido como "es un territorio que presenta un patrimonio geológico notable que es el eje fundamental de una estrategia de desarrollo territorial sostenible basado en la educación y el turismo" (Carcavilla et al., 2007), que fortalezca el desarrollo y protección de la cultura y patrimonio turístico del parque y sus alrededores.



2. Metodología

Para el estudio geológico se está elaborando un mapa geológico de detalle, a escala 1:5000 con identificación de niveles estratigráficos singulares y con diferenciación de todas las unidades geológicas presentes, con el fin de investigar los procesos geológicos que a lo largo de los años formaron las rocas visibles en el parque. Se han levantado columnas estratigráficas de detalle en el parque y su entorno a fin de definir la estratigrafía y sus variaciones laterales realizándose un estudio sedimentológico de detalle e identificación de asociaciones de facies e interpretación del medio en base a la comparación con las descritas en medios actuales y antiguos. Se han muestreado también capas de cenizas volcánicas intercaladas en la serie para la obtención de edades absolutas, separando de ella micas de biotita y muscovita, mediante el método Ar-Ar. Además, se esta realizando el análisis geomorfológico y sedimentológico de las unidades cuaternarias presentes en el parque, a través de la elaboración de la cartografía geomorfológica y procesos activos del área de estudio en una escala 1:2.500, que permitan identificar los procesos geológicos activos que suponen una amenaza para la conservación del sitio paleontológico Los Dedos, así como su área de actuación y su intensidad. Se realizará también el análisis petrográfico de las principales facies deposicionales descritas en formaciones cuaternarias, identificando los principales taxones de vertebrados e invertebrados y los procesos tafonómicos presentes en ellos.

Para el estudio paleontológico se excavó una superficie, de unos 20 m²; esta excavación dejará al descubierto todos los niveles estratigráficos en superficie, de manera que será posible describir las unidades tanto desde planta como en sección lateral (Ver figura 2). Las muestras recolectadas en este lugar permitirán obtener una muestra representativa de la paleobiodiversidad de los distintos niveles que constituyen el yacimiento en ese punto y cuantificar el contenido fosilífero, poniendo énfasis en el estudio detallado a nivel sistemático de especies de seláceos y osteíctios. También se pretende realizar un estudio micropaleontológico que sea útil como referencia bioestratigráfica, utilizando para ello foraminíferos planctónicos, que permitirán contrastar las inconsistentes dataciones actualmente conocidas en el sector (Le Roux et al., 2004 & Marchant et al. 2000). Para ello deben muestrearse secciones estratigráficas en puntos concretos en el parque y su entorno, que posteriormente deberán ser tratadas con los métodos respectivos de acuerdo al tipo de sedimento muestreado. Además, permitirán obtener datos sobre el paleoambiente presente al momento de depositarse los estratos, estudiando para ello foraminíferos bentónicos y asociaciones de especies en seláceos y actinopterigios.

Se han obtenido, por primera vez en el Parque, fósiles situados en su contexto estratigráfico y se podrá comparar el contenido faunístico de los distintos horizontes, además de realizarse el análisis tafonómico que explique el origen de las asociaciones fosilíferas de cada capa. Se está poniendo especial énfasis en la recolección de materiales de tamaño pequeño, tamizándose el sedimento de los niveles productivos hasta con tamices con una luz de una malla mínima de 0,25 milímetros y separándolos a través de utilización de líquidos pesados como bromoformo. La excavación se ha realizado por niveles, en forma escalonada, dejando visibles en escalones todos los niveles presentes en el yacimiento, de modo que resulta observable tanto el aspecto superficial de los niveles como su estructura en sección. Las muestras obtenidas de seláceos, principamente dientes, de actinopterigios (neurocráneos y vértebras), serán identificadas taxonómicamente y se realizara un análisis tafononómico del material diferenciando los elementos acumulados, resedimentados y reelaborados, obteniedose así la sucesión registratica de cada capa. Los ejemplares seleccionados para publicación están siendo fotografiados con la técnica de apilamiento de imágenes multifocales en el software Helicon Focus 6 (Santella et al., 2017). La toma de imágenes se realizará a través de dos procedimientos, el primero es el uso de microscopio petrográfico con cámara acoplada para fósiles con tamaño menor a 4 mm, (Miller et al., 2015) y para fósiles mayores a 4 mm se fotografiará con cámara digital Cannon rebel XS.

3. Resultados preliminares

Habiendo terminada la excavación, se ha conseguido extraer alrededor de siete toneladas de material sedimentario, separando la unidad sedimentaria en 8 niveles (ver tabla 1). De cada uno de estos niveles, se tamizó un saco de unos 25 kg aproximadamente y se han separado todos los fósiles contenidos, pesándose cada fracción desde 0,5 mm. Se identifican los niveles LDS-6 y LDS-8 como los más productivos en cuanto a densidad fosilífera, con una importante cantidad de dientes de seláceos del orden Lamniformes como *Megasciliorhinus* sp. *Cetorhinus* sp. *Carcharias*? sp., *Isurolamna*? sp. *Cosmopolitodus hastalis*, *Otodus (Megaselachus) megalodon y Carcharodon carcharias* (fig 3.). Además se encontró una gran cantidad de dientes de carchariniformes y en menor medida, dientes de squaliformes, aún no clasificados. Los batomorfos son abundantes e incluyen representantes de los géneros *Raja*, *Dasyatis*, *Myliobatis* y *Manta*, entre otros. Junto a esto, se ha realizado el estudio sedimentológico de todos los niveles de la excavación y su entorno, identificando como depósitos de tsunami los niveles LDS-1 y LDS-8. En el nivel LDS-5, se observa una capa de fosforita de 25 cm de espesor aproximadamente, de origen diagenético sobre un depósito de lag-multievento. El techo de la capa de fosforita por los caracteres tafonómicos de los fragmentos óseos resedimentados, altamente abrasionados y con direcciones preferentes NE-SW (fig 4.), correspondería a un depósito de playa en la zona de surf.

Contra informaciones anteriores los fósiles de tamaño inferior a cinco milímetros están presentes en todos los niveles y de hecho son los más abundantes. Por primera vez se sitúan hallazgos paleontológicos dentro del parque de Los Dedos en una sucesión bioestratigráfica y registrática.



En lo referente a la geomorfología del entorno del Parque, se establece la existencia de varios replanos en el paisaje que se correspoden con varias superficies estructurales, llamadas "Horizonte fosforita", que puede aparecer fuertemente antropizada debido a la explotación indiscriminada de fósiles y actualmente lo que es el sendero del parque. En cuanto al entorno existe una amplia diversidad de geoformas, tales como terrazas marinas que se encuentran degradadas formando glacis coluviales, algunos desarticulados e incididos por actividad fluvial reciente. Las superficies de estos glacis aparecen fuertemente retocadas por procesos eólicos, dando lugar a pavimentos de cantos. De igual manera, los fondos de valle y/o quebradas aparecen ocupadas por mantos eólicos y campos de dunas vegetadas. En los asomos de sustrato rocosos es posible encontrar "paleopináculos", que aparecen rodeados por las formaciones neógenas y cuaternarias. A escala local se describen formas kársticas, como lapiaces, desarrollados sobre estratos de areniscas bioclásticas miocenas.

4. Agradecimientos

Agradecemos al Gobierno Regional de Atacama, quien ha financiado esta investigación a través del proyecto "Fondos de la Innovación para la competitividad" (FIC), 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". También al Museo Paleontológico de Caldera por su cooperación durante el trabajo en la excavación dentro del parque y a la asociación Promuseo que ha trabajado en el desarrollo y protección del parque paleontológico Los Dedos desde sus inicios.

5. Referencias

Bernárdez, E. (2017). Guía de la excursión: "El Neógeno del Área Marina protegida Isla Grande de Atacama y el yacimiento paleontológico de Los Dedos". Editorial Ministerio del Medio Ambiente. 20pp. Carcavilla, L., López-Martínez, J. y Durán, 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.

Conrad, T.A., (1855). Remarks on the fosil shells of Chile, collected by Lieut. Gilliss, with descriptions of the species. En: Gilliss, J.M., The U.S. Naval Astronomical Expedition to the Southern Hemisphere during the years 1849-52, Vol II. Nicholson, Washington. 282-286.

Darwin, Ch., (1846). Geological observations of South America, being the third part of The Geology of the Voyage of the Beagle under the command of Capt. Fitzroy, R.N. during the years 1832 to 1836. Smith, Elder & Co. London. 279 pp.

Le Roux, J. P., Gómez, C., Fenner, J., & Middleton, H. (2004). Sedimentological processes in a scarp-controlled rocky shoreline to upper continental slope environment, as revealed by unusual sedimentary features in the Neogene Coquimbo Formation, north-central Chile. Sedimentary Geology, 165(1), 67-92.

Le Roux, J. P., Gómez, C., Venegas, C., Fenner, J., Middleton, H., Marchant, M., ... & Lavenu, A. (2005). Neogene-Quaternary coastal and offshore sedimentation in north central Chile: Record of sea-level changes and implications for Andean tectonism. Journal of South American Earth Sciences, 19(1), 83-98.

Long, D.J., (1993) Late Miocene and Early Pliocene fish assemblages from the north central coast of Chile. Tertiary Research. 14(3), 117-126.

Miller, J. F., Dattilo, B. F., Ethington, R. L., & Freeman, R. L. (2015). Polyfocal photography of conodonts and other microfossils using petrographic microscopes. In Annales de Paléontologie (Vol. 101, No. 3, pp. 179-184). Elsevier Masson.

Rivadeneira, M.M. & Varas, C. (2012). Línea base sector paleontológico del área marina y costera protegida de múltiplesusos Isla Grande de Atacama. Proyecto 'Centro de Investigación y Conservación del Patrimonio Paleontológico del AMCP-MUIsla Grande de Atacama', 33 p.

Santella, Michael & Milner, Andrew. (2017). COUPLING FOCUS STACKING WITH PHOTOGRAMMETRY TO ILLUSTRATE SMALL FOSSIL TEETH. Journal of Vertebrate Paleontological Techniques. 18. 1-17.



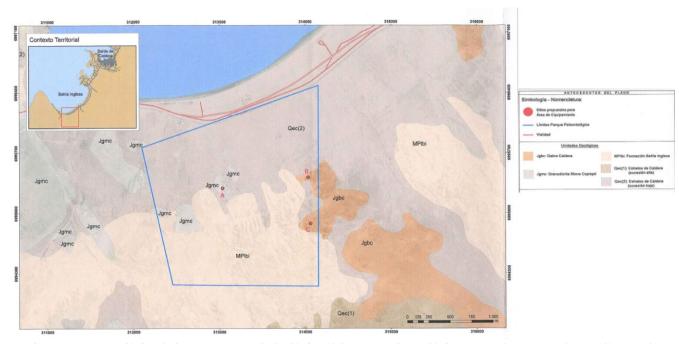


Figura 1. Mapa geológico de la zona, mostrando los límites del parque Paleontológico Los Dedos remarcados con línea azul.



Figura 2. Zona de excavación paleontológica aún en progreso. Se observan los niveles tanto en superficie como en sección lateral.





Figura 3. Dientes de seláceos extraídos desde el nivel LDS-8. Se observa la predominancia de representantes del orden Lamniformes.



Figura 4. Fragmento de hueso de cetáceo no identificado ubicado in-situ en el nivel LDS-5. Sus características tafonómicas advierten alta erosión por resedimentación, mostrando orientación preferente NE-SW.



Código muestras	Cantidad de muestras (sacos 25 kg)
LDS-1a	13
LDS-1b	2
LDS-1c	11
LDS-2	60
LDS-3	10
LDS-4	6
LDS-5	5
LDS-6a	77
LDS-6 b	68
LDS-7	10
LDS-8	44

Tabla 1. Códigos de las muestras tomadas en la excavación, separándolas por niveles estratigráficos y contabilizando el número de sacos de muestra obtenidos desde cada uno de ellos. El peso de cada saco es de unos 25 kg.



Proyecto FIC "Geoturismo en el Valle del Huasco. Un aporte de las geociencias al desarrollo y crecimiento del turismo tradicional."

Nicoll Castillo*, Miguel Tapia

- (1) Departamento de Geología Universidad de Atacama Av. Copayapu 485, Copiapó, Chile.
- (2) Departamento de Geología Universidad de Atacama Av. Copayapu 485, Copiapó, Chile.

*Email de contacto: nicoll.castillo@uda.cl

Geotourism in the Valley of the Huasco. A contribution of geosciences to the development and growth of the traditional tourism. The Valley of the river Huasco is carved by various agents geological, noteworthy among which are the river, sea and wind. Due to the dynamics of these agents have managed to develop and preserve various morphologies, which embellish the landscape from the high mountains to the coastal zone. Along with this, the mining has been one of the key drivers for the development of the region and of the community, generating a great cultural richness, and positioning the region as one of the most important mining regions at the national level.

This proposal seeks to provide value not only in the scientific environment to these landforms and mining deposits, but also to be a sustainable tourism development pole in time. To achieve this objective it is necessary to emphasize routes already established and established new routes, highlighting the major geo-sites of the Huasco Valley.

Palabras clave: Huasco, Geoturismo, patrimonio, geología. Key words: Huasco, Geological tourism, heritage, geology.

1. Introducción

Actualmente en el Valle del Huasco se desarrollan rutas de turismo, centradas principalmente en el patrimonio del valle, las cuales demás, incluyen formas, colores, asentamientos mineros antiguos y áreas cubiertas por vegetación, de las cuales se desconocen y/o conocen muy poco sobre su génesis, la temporalidad en la cual fueron formados y los procesos geológicos que intervinieron en su desarrollo y su actual preservación.

Actualmente el Gobierno Regional de Atacama tiene definidas rutas turísticas, que abarcan desde Alto del Carmen hasta Vallenar, siendo estas: Ruta de los Españoles, Ruta de los Naturales, Sendero de Chile, Quebrada Pinte, Quebrada de la Plata, Poblado de San Félix, Junta de Valeriano y Paseo Ribereño. En estas rutas se destaca principalmente la agricultura que sombrea el valle, las tradiciones de la comunidad (fiestas religiosas, modo de vida campestre, fabricación de licores, la conocida fiesta del roto chileno, etc.), el tipo de construcciones de los poblados (construcciones especiales por usar materiales naturales) y lugares patrimoniales. Es así como se vincula fuertemente al visitante con el turismo rural.

Si nos focalizamos en la Provincia de Huasco, específicamente en las comunas de Vallenar, Freirina y Huasco se puede observar que las ciudades se encuentran esculpidas en superficies planas labradas por el río (terrazas fluviales) y por el mar (terrazas marinas). A pesar de que a simple vista se puede observar y existen conocimientos básicos sobre la geomorfología de la zona, no existe difusión de esta información de manera simple, para que la comunidad entienda los eventos geológicos que naturalmente han forjado los cimientos donde ellos viven.

Lo mismo sucede en el caso de la minería, la cual ha potenciado la economía en gran parte del Valle del Huasco, sin embargo, existe muy poco reconocimiento geológico y patrimonial de muchos de ellos que permitan entender como la geología ayudó al establecimiento de tan diversos asentamientos urbanos que se han mantenido a través del tiempo y han pasado a ser una tradición en la cultura de las personas. Este proyecto busca generar conocimiento en este ámbito y transmitir esta información geocientífica de manera clara y precisa a los visitantes y pobladores de las provincias para que comprendan los orígenes de estos yacimientos y a la vez aumente su nivel cultural.

El Museo de Huasco, a través de su personal ha hecho esfuerzos enormes en tratar de mantener activo el turismo y fomentar el interés por cuidar y conocer lugares con un valor patrimonial a lo largo del valle. Destacan entre ellos un importante historiador de la zona y director del museo, a quien se capacitará con conocimientos geológicos básicos de los sectores que forman parte de rutas turísticas, que podrían cubrir a cabalidad todos los temas que puedan resultar interesantes para los visitantes.

De esta manera se concluye que es fundamental el apoyo técnico y científico hacia los profesionales que actualmente se desenvuelven en área del turismo, ampliando las aristas al incorporar la geología en las rutas ya establecidas. Cabe mencionar que la comunidad local y visitante del Valle del Huasco ya habla de esta ciencia, desde una perspectiva paisajística, pero aún falta potenciarla para que sea un tema inherente. Para lograr tales conocimientos, el objetivo de este proyecto es incorporar conocimientos geológicos a sitios turísticos clásicos del Valle del Huasco, a través de una mirada científica aplicada, utilizando rutas geoturísticas accesibles para toda la comunidad, considerando aspectos logísticos, económicos y de fácil entendimiento.

2. Metodología

La primera etapa de investigación consta del levantamiento de información geológica de los sitios seleccionados, que involucra un mapeo



litológico y geomorfológico, estudio estratigráfico, identificación de zonas de alteración y mineralización. En cada uno de estas labores se recopilarán muestras de sedimentos, rocas y/o minerales los cuales serán posteriormente llevados a la etapa de análisis. En esta misma etapa se realizará un trabajo fotográfico de alta calidad, además se captará material visual de los sitios seleccionados, cuyos antecedentes serán tratados posteriormente en la etapa de análisis.

En la etapa de análisis las muestras de sedimentos extraídas en terreno serán analizadas mediante análisis de lupa binocular. Las muestras de rocas sedimentarias, ígneas y metamórficas recopiladas serán analizadas mediante secciones transparentes con microscopio de luz transmitida y reflejada, ambos métodos aportarán a las descripciones litológicas e interpretaciones de algunos eventos geológicos. Las edades de las rocas serán precisadas mediante análisis de circones detríticos, dataciones radiométricas, nucleidos cosmogénicos y estudio y descripción de fósiles dispuestos en los estratos. Se ha considerado hacer este trabajo en las dependencias de la universidad (laboratorios del Departamento de Geología) al igual que en laboratorios nacionales e internacionales especializados. Las muestras mineralizadas obtenidas en la etapa de investigación, serán caracterizadas por alumnos de la carrera de Geología de la Universidad de Atacama, quienes desarrollarán sus tesis de pregrado. Los análisis se realizarán mediante Fluorescencia de Rayos X (FRX) en el Laboratorio de Geología Aplicada a la Pequeña Minería, ubicado en la Universidad de Atacama.

Una vez analizadas las muestras estas serán clasificadas y descritas para ser donadas al Museo de Huasco, lo que involucra que sean material de exhibición a disposición de la comunidad.

Segunda etapa, análisis; ésta involucra el diseño de un mapa didáctico que incluirá las georutas a lo largo del valle, el cual estará adjunto a un manual que detallará de manera simple, pero con una fuerte base descrita en los pasos anteriores, la geología, geomorfología, y la geología económica de cada sitio y/o descrito. Por cada geositio habrá imágenes del entorno donde se realcen los colores, formas y matices que hacen del valle un lugar único e inherente.

Para complementar este trabajo desde un punto de vista científico los mapas geológicos serán digitalizados en software ArcGis versión 10.4, los que serán producto de tesis de pregrado de alumnos de la Carrera de Geología de la Universidad de Atacama.

Tercera etapa. Diffusion; unas de las etapas más importantes de este proyecto consta en difundir todos los resultados obtenidos en la investigación, para esto se harán charlas en colegios de las diferentes comunas de la Provincia del Huasco. Habrá una segunda etapa donde se instruirán a los diferentes profesionales que fomentan el turismo en el valle, para que puedan entregar toda la información geológica posible a los visitantes de geositios definidos.

Esta misma información será distribuida en las diversas entidades públicas que apoyan de igual manera el turismo, como los son las municipalidades de cada comuna y SERNATUR.

Cuarta Etapa, alidación de resultados; el último mes de duración del proyecto se llevará a cabo un trabajo de validación de resultados de esta iniciativa, mediante la opinión de la ciudadanía que participó directamente en ella. La metodología a seguir será a través de encuestas donde el principal interés es conocer la contribución de la información adquirida y transmitida en este proyecto. Se realizará un contraste con la información entregada al principio de la ejecución del proyecto, donde estadísticamente los valores reflejarán si ha habido un aumento en el conocimiento geocientífico de los sitios potenciados. De esta misma manera se solicitará una evaluación directa de los funcionarios que fueron capacitados, dando énfasis en la claridad de los contenidos entregados.

3. Resultados

Al momento de ejecutar este proyecto se esperan obtener tres grandes resultados. El primero es generar un turismo innovador incorporando la geología a sitios turísticos clásicos, tranformándolos en geositios. Como segundo resultado se espera que la Sociedad Geológica de Chile reconozca al menos uno de los sitios que forman parte de este proyecto como un geositiso oficial (Quebrada Pinte). Mediante este logro se podrá geoconservar el lugar, al igual que potenciarlo a través de la información dada a conocer por la misma sociedad, acoplándonos al compromiso que la misma Sociedad Geológica Chilena tiene dentro de sus lineamientos. Como tercer producto, pero no me nos importante se obtendrá un manual con fotografías, rutas turísticas, información geológicas de todos los sitios estudiados a través del proyecto. El manual será de fácil entendimiento para todo aquellos que lo obtengan. Además contará con un trabajo visual de calidad, para de esta manera llamar la atención de la ciudadanía y crear así un interés por conocer y representar parte de la comunidad que vive en el Valle del Huasco. El manual será distribuido de manera gratuita en los principales centros turísticos, educacionales y culturales de la región.

4. Agradecimientos

Se agradece al Gobierno Regional de Atacama por financiar la iniciativa a través de los Fondos de Innovación para la Competividad año 2016. También agradecer a la Universidad de Atacama por el apoyo a la ejecución del Proyecto.



Campo de deformación superficial del margen Andino (18-45°S) desde vectores de velocidad GNSS

Nadia Jara Riquelme (1)*, Javiera Jiménez Valdebenito* (1), Andrés Tassara(1), Francisco García (1)

(1) Departamento de Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias Químicas, Universidad de Concepción, Edmundo Larenas 129, Concepción, Chile.

*Email de contacto: nadiajara@udec.cl - javjimenez@udec.cl

Surface strain field of the Andean margin (18-45°S) from GNSS velocity vectors: The Andean Cordillera is one of the most important positive relays worldwide, which exhibit a great variability of topography, lithology, volcanism and deformational styles, promoting several lines of research. One of these, is the study of the surface strain, presented in this work. The strain field between 18 and 44,5°S is characterized, by the calculated vorticity from the horizontal gradients of velocities measured by continuous GNSS stations. The kinematic vorticity relates the elongation with the rotation of a body, defining strain styles, while the vertical vorticity indicates the sense of rotation of the body. By implementing resolution tests, the resulting maps show interesting patterns, that form lineaments that can be qualitatively related to some existing structures and other controling factors.

Palabras clave: campo de deformación, vorticidad cinemática, vorticidad vertical. Key words: strain field, kinematic vorticity, vertical vorticity.

1. Introducción

La Cordillera de los Andes es uno de los mayores relieves positivos del planeta, correspondiente a un orógeno asociado a subducción. Se localiza en el margen occidental de Sudamérica, donde las placas oceánicas Nazca, Antártica y Cocos subductan bajo la placa continental de Sudamérica. A lo largo de la cordillera, el orógeno presenta variaciones topográficas, morfológicas, magmáticas, estructurales, sísmicas, entre otras, producto de su historia geológica. A su vez, variaciones en la geometría, edad de la placa subductada y la interacción entre placas, ha generado diferentes tipos de deformación en la corteza superior. Dadas estas características, diversos autores han definido segmentos a lo largo del margen Andino, tal como Tassara y Yañez (2003) quienes definen los segmentos Andes del Norte, Andes Centrales, compuesto por los subsegmentos Altiplano, Puna y Cordillera Frontal, y Andes del Sur, constituido por la Cordillera Principal y Cordillera Patagónica.

El presente estudio se desarrolla entre los 18.5° y 44°S, abarcando desde el Altiplano hasta el norte de la Cordillera Patagónica, que están compuestos por diferentes unidades morfoestructurales, entre ellos el plateau Altiplano-Puna, Sierras Pampeanas, Cordillera de Domeyko y parte del basamento Preandino, cada cual con su propio estilo de deformación.

Ahora bien, ¿qué implicancias tienen los estilos estructurales y la configuración interna andina en el corto plazo? La deformación superficial es la expresión de los procesos originados en profundidad, los que, a su vez, se desarrollan según la estructura geológica imperante y la dinámica de la zona. Por otra parte, la periodicidad de estos procesos responde al ciclo sísmico de subducción, definiendo etapas de deformación, ante la ocurrencia de terremoto de subducción. Este escenario impulsa el desarrollo del presente trabajo, en el que se busca caracterizar el campo de deformación superficial contemporáneo a escala del margen Andino, previo a grandes terremotos, relacionándola con la zonación heredada en el orógeno.

En la actualidad haciendo uso de las mediciones geodésicas con estaciones GNSS (Global Navigation Satellite System, que incluye los sitemas GPS y GLONAS) se puede caracterizar la deformación cortical mediante el cálculo de la vorticidad, que permite evaluar y medir la rotación en superficie. Para llevar a cabo el propósito principal del presente trabajo, se genera un mapa continuo de los campos de velocidad, desde una compilación de vectores de velocidad previos al terremoto del Maule 2010 y se le realizan variadas pruebas de resolución, para asegurar su credibilidad y poder interpretar los patrones de vorticidad según fuentes de deformación determinadas

2. Metodología

La caracterización de la deformación superficial se realiza mediante cálculos de vorticidad (Tikoff y Fossen, 1995). Este cálculo se realiza derivando parcialmente la velocidad con respecto a la coordenada X e Y, obteniendo una matriz de cuatro componentes correspondiente al tensor de gradiente de velocidad (Davis y Titus, 2011). Desde este se calcula el tensor de vorticidad (componente rotacional) y de elongación (componentes de compresión y extensión), los que al dividirse obtienen la vorticidad cinemática, la cual es la relación entre cuánto rota una parte de la corteza y cuanto se traslada, estira o contrae, la misma. (Fig. 1).



Cuando la vorticidad tiende a valores cercanos a 0, indica que la zona tiene una tendencia compresional y no rotacional, cuando sus valores son cercanos a 1, indica una zona de cizalle simple y si los valores tienden al infinito, es rotacional. A partir del tensor de gradiente, también se puede calcular la vorticidad vertical, que es la diferencia entre las velocidades en cada eje, X e Y, en función de su posición en los ejes y y x, respectivamente. Este indica el sentido de rotación, en donde valores positivos corresponden a rotación en sentido antihorario y negativos a sentido horario.

Los datos utilizados corresponden a una compilación, con un total de 574 vectores de velocidad, facilitada por el PhD. Marcos Moreno (GFZ-Postdam, Alemania). Estos comprenden datos de GPS continuos y de campaña previos al 2010, para evitar contaminación de deformación postsísmica en el área afectada por el terremoto del Maule 2010. El segmento entre Taltal y Copiapó, donde se espera que no existan efectos relacionados a este evento, tiene vectores posteriores al 2010, para compensar la falta de datos en ese sector.

Para calcular el campo de velocidad, se construye una grilla que permite calcular y construir un campo espacialmente continuo mediante la interpolación de los vectores aislados de velocidad de cada estación GNSS disponible. Posteriormente, se calcula el tensor de gradiente de velocidad generando una matriz basado en Davis y Titus (2011), es decir, calculando la variación de la velocidad en un eje, en función de la posición en ese eje. Con esto se obtienen los tensores de vorticidad y elongación, que permiten calcular la vorticidad cinemática (Fig. 1). La vorticidad vertical se calcula a partir de componentes del tensor de gradiente de velocidad.

Teniendo los mapas de vorticidad, que consideran la totalidad de los datos, se realizan dos pruebas de resolución, con el fin de verificar la veracidad de las señales observadas en los mapas. La primera consiste en filtrar los datos según el error que presenten los vectores, es decir, eliminar aquellos vectores que presenten más de un cierto porcentaje de error respecto a su magnitud y con ellos realizar los cálculos posteriores. Se realizaron 9 pruebas considerando desde 10 a 90% de error, de los cuales se extrajeron entre 379 y 100 vectores. La ventaja que presenta su implementación es que los vectores restantes son confiables y, por lo tanto, minimiza error en los cálculos posteriores.

La segunda prueba consiste en una análisis estadístico, basado el método de Boostrap (Efron, 1979), que es una técnica de remuestreo con reposición, que busca generar un número de muestras como base, para estimar intervalos de confianza. A partir de la totalidad de datos, se extraen aleatoriamente un número determinado de vectores, realizando 100 iteraciones para cada extracción y constituyendo una nueva muestra. A continuación, de los 100 mapas de cada ensayo se seleccionan aleatoriamente algunos, que se promedian, para tener un mapa final como estimador. Por ejemplo, se extraen 100 veces 175 vectores, con lo que se obtienen 100 mapas, de los cuales 25 son promediados resultando uno final. Este ensayo se realizó extrayendo 50, 75, 100, 125, 150, 175 y 200 vectores, obteniendo 100 mapas de cada uno, de los que se promediaron 3, 5, 7, 10 y 25 mapas, elegidos de manera aleatoria. Con esto, se elaboraron 5 mapas para cada ensayo de extracción, que reflejan las señales más persistentes

3. Resultados y Discusión

Los mapas que representan de mejor forma el campo de vorticidad, son el del 30% de error y el de extracción de 200 estaciones con el método Bootstrap. El primero mantiene todos los vectores que tengan una incertidumbre menor o igual a 30% de la velocidad medida, extrayendo 158 de los 544 totales, al tiempo que, mantiene una densidad de vectores relativamente homogénea en toda el área de estudio. Por otra parte, desde el método Bootstrap, es elegido el de 200 estaciones extraídas aleatoriamente, con las cuales se realizaron 100 mapas diferentes, promediando finalmente 25 de estos. El número extraído de estaciones corresponde a lo propuesto por Efron & Tibshirani (1997), quienes proponen extraer 36.8% de la población total de datos.

Los mapas seleccionados de vorticidad cinemática, muestran señales persistentes de cizalle simple, que generan algunos lineamientos (Fig. 2a y b). En el norte, se destaca el lineamiento noroeste que inicia al norte de la Península de Mejillones y se extiende hasta el sur del Salar de Atacama, en los alrededores del Volcán Socompa (Fig. 2a.ii), y hacia el sur de la Península de Mejillones, en dirección norte-sur, abarcando hasta Chañaral (Fig. 2a.ii). En la zona central, se observan tendencias noreste y noroeste al norte de La Serena (Fig. 2a.iii). Mientras que, en el sur, se destaca el lineamiento noroeste que se extiende desde la Península de Arauco hasta el Volcán Copahue(Fig. 2a.iv). Además, existen zonas en donde domina la rotación, al sur de Tocopilla a los 22.4°S (Fig. 2b.i) y al sureste de Vallenar a los 29°S (Fig. 2b.ii), y hacia el sur, al este de Curanilahue y en las cercanías del Volcán Sierra Velluda, a los 37.5°S, siguiendo la traza de la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui (Fig. 2b.iii).

Por otra parte, en los mapas de vorticidad vertical (Fig. 2b), los sentidos de rotación también son constantes, independiente de la cantidad de datos. Se observan, por ejemplo, rotaciones en sentido antihorario que se extienden en dirección noroeste-sureste,

como en Tocopilla, la Península de Mejillones y al sur de La Serena, coincidiendo en algunos casos con zonas de cizalle simple o



rotación. También se observan lineamientos norte-sur, como el sector cordillerano desde la Región Metropolitana hasta la Región del Bío-Bío, a los 36°S. Cabe destacar el área del Valle del Elqui, en donde hay valores elevados de rotación tanto horaria como antihoraria.

Las señales descritas presentes en cada mapa pueden provenir de diferentes fuentes, por lo que se deben evaluar los posibles mecanismos que generan la deformación superficial, ya sean debilidades corticales previas, estructuras activas, o bien, una combinación de factores que conduzcan a los valores observados.

Con los mapas obtenidos es posible analizar qué estructuras se encuentran acumulando deformación en la actualidad. Es por ello que analizamos algunas estructuras neotectónicas del área de estudio, como lo son el Sistema de Fallas de Atacama en el norte entre los 22 y los 25°S (Cembrano et al., 2005), Falla Lanalhue a los 36°S (Melnick y Echtler, 2006) y las fallas Olacapato Toro, Archibarca y Culampaja, entre los 21,5 y los 27°S (Riller et al., 2006). Todas muestran patrones claros de vorticidad mayores o iguales a 1, que se alinean con el plano de falla principal (Fig. 3).

Gracias a estudios paleomagnéticos es que se ha logrado definir zonas de rotación horaria a lo largo del área de studio. Estos se encuentran paralelos a las fallas estudiadas por Riller et al. (2006) y se pueden apreciar en los patrones de rotación de la vorticidad vertical, como estos se presentan en franjas noroeste, siguiendo la rotación de las fallas antes mencionadas.

Analizando, por otra parte, la configuración andina (Ramos, 2010), se puede ver que la unión de antiguos terrenos genera patrones de vorticidad mayores o iguales a 1, indicando que en la actualidad podrían continuar acumulando deformación.

Existen otras líneas de investigación que se pueden asociar a los patrones presentes en los mapas de vorticidad, ya sea cinemática o vertical. Algunas de estas son áreas de slip cosísmico, anomalías gravimétricas, sismicidad, entre otras, que merecen una mayor profundización en el futuro.

4. Conclusiones

La vorticidad calculada desde vectores de velocidad obtenidos de estaciones GNSS es una herramienta innovadora que permite caracterizar la deformación en superficie para un determinado instante o período de tiempo. La fuente de deformación que originaría los patrones de vorticidad observados en los mapas es bastante compleja, y para especificarla, es necesario analizar cada señal en función de su contexto reológico, estructural y heredado.

Este trabajo considera una densa red de estaciones GNSS a lo largo de los Andes, que se complementa con información geológica de terreno, por lo que la vorticidad podría indicar si ciertas estructuras están activas e indicar su movimiento, dando una visión general de la actividad de las principales estructuras.

El campo de vorticidad durante el periodo intersísmico refleja el estilo de deformación de la corteza, lo que mostraría la incidencia directa de las estructuras presentes en la corteza sobre el campo de deformación. Por otra parte, es posible realizar este tipo de estudios para el período postsísmico, pudiendo con ello caracterizar la evolución de la vorticidad producto de la relajación luego de un gran terremoto, como los ocurridos los últimos años en Chile. Utilizando estaciones continuas, con el análisis de sus respectivas series de tiempo, para construir campos de vorticidad mensuales o en cortos periodos.

Finalmente, esto puede ser llevado a una menor escala, estudiando zonas específicas de interés científico y caracterizando con ello su deformación. Según la interpretación, esto podría evidenciar zonas no estudiadas que muestren actividad en el corto plazo y, por otra parte, caracterizar la influencia que tendrían las debilidades corticales formadas a partir de eventos geológicos antiguos en la deformación actual.

5. Agradecimientos

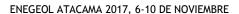
Agradecemos al doctorante Mauricio Espinoza, que nos guió con su conocimiento de la estructura de la zona norte, orientando la interpretación de los patrones de vorticidad de cada mapa

6. Referencias

Cembrano, J., González, G., Arancibia, G., Ahumada, I., Olivares, V., & Herrera, V. (2005). Fault zone development and strain partitioning in an extensional strike-slip duplex: A case study from the Mesozoic Atacama fault system, Northern Chile. Tectonophysics, 400(1), 105-125.

Efron, B. (1979). The 1977 RIETZ lecture. The Annals of Statistics, 7(1), 1-26.

Efron, B., & Tibshirani, R. (1997). Improvements on cross-validation: the 632+ bootstrap method. Journal of the American





Statistical Association, 92(438), 548-560.

Maloney, K. T., Clarke, G. L., Klepeis, K. A., & Quevedo, L. (2013). The Late Jurassic to present evolution of the Andean margin: Drivers and the geological record. Tectonics, 32(5), 1049-1065.

Melnick, D., & Echtler, H. P. (2006). Morphotectonic and geologic digital map compilations of the south-central Andes (36–42 S). In The Andes (pp. 565-568). Springer Berlin Heidelberg.

Tassara, A., & Yáñez, G. (2003). Relación entre el espesor elástico de la litosfera y la segmentación tectónica del margen andino (15-47 S). Revista geológica de Chile, 30(2), 159-186.

Tikoff, B., & Fossen, H. (1995). The limitations of three-dimensional kinematic vorticity analysis. Journal of Structural Geology, 17(12), 1771-1784.

Ramos, V. A. (2010). The Grenville-age basement of the Andes. Journal of South American Earth Sciences, 29(1), 77-91.

Riller, U., Götze, H. J., Schmidt, S., Trumbull, R. B., Hongn, F., & Petrinovic, I. A. (2006). Upper-crustal structure of the Central Andes inferred from dip curvature analysis of isostatic residual gravity. In The Andes (pp. 327-336). Springer Berlin Heidelberg.

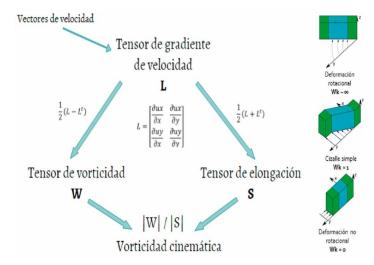


Fig. 1: Esquema explicativo para el cálculo de la Vorticidad cinemática, basado en derivadas parciales y división de tensores W y S. Modificado de Davis y Titus (2011).

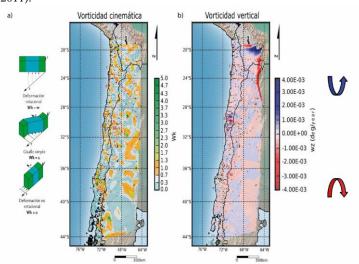


Fig. 2: a) Mapa de Vorticidad cinemática, color celeste corresponde a deformación no rotacional, naranjo a cizalle simple y coloración verdosa a deformación rotacional. Señales destacadas: i) Norte de Península de Mejillones, hasta Volcán Socompa ii) Península de Mejillones a Chañaral, iii) La Serena y vi) Península de Arauco hasta Volcán Copahue. b) Mapa de Vorticidad vertical, coloración roja y rosada rotación horaria, celeste y azul rotación antihoraria. Lineamientos: i) Tocopilla, ii) Sureste de Vallenar y iii) Zona de Falla Liquiñe Ofqui.



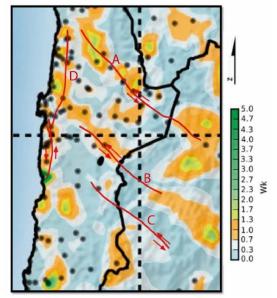


Fig. 3: a) Falla Olacapato El Toro, b) Falla Archibarca, c) Falla Culampaja, d) Sistema de Fallas de Atacama. Sobre Mapa de Vorticidad Cinemática.



Análisis sismotectónico del Norte de Chile, entre los 22° y 25° sur, a partir de datos geodésicos y tasas de deformación sísmica.

Cristian Castro (1, 2)*, Gabriel González (1, 2), Mahesh Shrivastava (1, 2)

- (1) Facultad de Ingeniería y Ciencias Geológicas, Universidad Católica Del Norte, Avenida Angamos 0610, Antofagasta, Chile.
- (2) Centro de Investigación para la Gestión Integrada del Riesgo de Desastres, Vicuña Mackenna 4860, Santiago.

*Email de contacto: ccc092@alumnos.ucn.cl

Abstract (Seismotectonic analysis of northern Chile, between 22 * and 25 * south, from geodetic data and rates of seismic deformation). The current climatic conditions of the hyper-arid type provide a favorable scenario, due to the low rates of erosion and with it an excellent preservation of morphological features related to active deformation. It gives an advantage to understand the upper plate deformation expressed in the Mejillones Peninsula and adjacent sectors, thus defining a regional neotectonic framework associated with the current active subduction in northern Chile. Defining shortening or extensional regimes based on seismic and geodetic data allows us to establish what is currently is the interlink between upper plate deformation with the coupling process at the interplate contact. The numerical data collected in this study, through monitoring campaigns of continuous GPS time series, focuses on the understanding of the seismic cycle's behavior and its manifestation in upper levels along the time.

Key words: Neotectonic, GPS time series, seismic stage.

1. Introducción

Durante la etapa intersísmica de un ciclo sísmico por subducción, las penínsulas costeras en el norte de Chile han registrado una subsidencia local, mientras que el macizo continental evidencia un grado de acortamiento y con ello un alzamiento en la vertical; situación que es revertida durante la etapa cosísmica del ciclo (Shrivastava et al., 2015), donde ocurre un alzamiento costero repentino producto de un reacomodo sísmico a través de fallas. Particularmente, las evidencias geológicas encontradas en la Península de Mejillones revelan un régimen neotectónico extensivo localizado, esto evidenciado por las marcadas fallas normales norte –sur (reactivadas por desplazamientos inversos milimétricos durante la ocurrencia de un sismo de gran magnitud, como el registrado en Antofagasta el año 1995 con 8.1 Mw) y por las grandes terrazas marinas labradas por erosión producto del alzamiento progresivo del bloque continental.

El monitoreo de lineas continuas de GPS es una herramienta eficaz al momento de estimar las tasas de deformación cortical. En este caso se analizan cinco estaciones de GPS (PMEJ: -23.1°N/-70.4°E; UCNF: -23.6°N/-70.4°E; SRGD: -22.8°N/-69.3°E; VLZL: -23.1°N/-69.9°E; CJNT: -23.02°N/-67.7°E), las cuales marcan la posición exacta todos los días al mediodía. La ventaja de los GPS's instalados es que registran movimintos medibles en el corto plazo (aprox. 20 años con desplazamientos sobre los 10 mm).

Otros autores ya han utilizado un método similar para estimar tasas de velocidad de convergencia y de alzamiento. Angermann et al. (1999) y Kendrick et al. (2003) estimaron una tasa de velocidad de convergencia cercana a los 6.5 cm/año, la cual comparada con la tasa de velocidad durante el Mioceno inferior de 15 cm/año (Pardo-Casas y Molnar, 1987; Somoza, 1998) acusan un cambio de régimen de velocidad de subducción. Marquardt et al. (2004) estimó una tasa de alzamiento en el sector de Mejillones de 0.5 mm/año desde el Cuaternario al presente. Shrivastava et al. (Congreso Geológico Chileno, 2015) emula un sismo sintético de 8.4 Mw, obteniendo un desplazamiento vertical de aproximadamente 1,5 m (etapa cosísmica virtual), además simula un mecanismo de relajación visco-elástico para la etapa postsísmica virtual de 243 días, obteniendo unos 0.017 metros de desplazamiento vertical (medidos por el GPS JRGN, ubicado en la Península de Mejillones). Es así como se pretende formular datos numéricos obtenidos en este estudio y compararlos con tasas de movimientos recopilados de investigaciones anteriores, para asi definir un régimen neotectónico y como ha evolucionado en el mediano plazo de la escala geológica.

2. Objetivo

La generación de datos del presente estudio tiene por objetivo principal analizar numéricamente la tasa de movimiento deformativo que afecta actualmente al norte de Chile, entre las latitudes 22° y 25° sur, producto del acoplamiento tectónico producido bajo un regimen de subducción activo. Es decir, se busca relacionar el ajuste de deforación superficial con el ciclo sísmico por subducción y sus respectivas etapas. Al término de este estudio en edición se modelará, mediante el software de uso libre GMT (Generical Mapping Tools), la deformación cortical producida en un ciclo sísmico actual.

3. Metodología

Particularmente se creará una matriz que integre datos de ubicación geográfica proporcionados por el sistema GPS, para comparar la velocidad y el tipo de movimiento relativo de la estación PMEJ con respecto a las otras 4 (PMEJ/VLZL, PMEJ/CJNT, PMEJ/SRGD, PMEJ/UCNF), obteniéndose graficas que indican los milimetros desplazados entre ambas estaciones con respecto al tiempo (ver figura 2).



En primera instancia se procesa la base de datos numérica cruda. El sistema de registro del GPS entrega diariamente la información de la coordenada norte, coordenada este, la altura medida en metros sobre el nivel del mar, fecha exacta y hora del día. Es por esto que se hace necesario generar una matriz para cada estación, con los respectivos datos mencionados, y asi poder comparar las coordenadas norte, coordenadas este y la altura (para el mismo día y la misma hora) entre las estaciones que se pretendan analizar, con el fin de estimar desplazamientos relativos entre dos puntos.

La base de datos obtenida (con el registro desde el año 2008 hasta el 2014) con la información de ubicación continua es complementada con el sowtware GMT, el cual permite crear modelos geológicos insertando datos previamente referenciados. Es acá cuando se integra la información sísmica (extraída de http://www.globalcmt.org/CMTsearch.html) correspondiente a los últimos 27 años (donde se incluyen los sismos de Antofagasta Mw8.1, 1995 y el Tocopilla Mw7.7, 2007), y es ploteada en forma de focos sísmicos (ver figura 1). El mapa generado muestra que la zona sismogenica se extiende desde el down dip hasta profundidades de 150 km bajo la longitud 68°E y mantea aproximadamente con 15 grados hacia el este (fig. 1). Antofagasta se situa a solo 75 km al este de la fosa y a 35 km sobre la zona de subduccion, lo que reafirma su excelente ubicación como escenario de estudio del acoplamiento por convergencia. Sabiendo la información de los focos sísmicos, su magnitud y su ocurrencia en el tiempo, y complementado con el registro diario de GPS, podemos saber en que etapa del ciclo sísmico nos encontramos, y con ello establecer el periodo de un ciclo sísmico y sus características en mayor detalle.

4. Resultados y Discusión

Los datos obtenidos en este estudio indican que la mayor tasa de deformación se ubica en la zona costera de Chile. Según los resultados de desplazamiento, se obtiene que el movimiento relativo de las estaciones de GPS desde el año 2008 al 2014, se mueven a una tasa de acortamiento de aprox 8.47 mm/año (medida particularmente entre las estaciones PMEJ y CJNT) indicando un grado de acoplamiento en la interfaz sismogénica. Allmendinger y Gonzalez (2010) observan fallas normales bien desarrolladas en el sector costero de Antofagasta, donde la extension horizontal varia desde 0.025 a 0.18 mm/año, y concluyen que la extensión perpendicular al margen probablemente ocurre tanto en la etapa intersísmica como cosísmica del ciclo sísmico por subducción. La extensión intersísmica se debe a una flexura del margen, y la extensión cosísmica se debe al rebote elástico y a la erosión por subducción . Por otra parte Marquardt (2005) describe superficies de aluvios inactivos datadas en 47.000 años en el sector de Mejillones, compensadas por fallas de casi 13 m, provocando un deslizamiento a corto plazo de aprox 0.3 mm/año y una tasa de extension horizontal de aprox 0.11 mm/año.

5. Conclusiones

Las estructuras morfotectónicas preservadas en la zona de estudio tienen la ventaja de mostrar evidencias del régimen tectónico bajo el cual han sido afectadas. El largo plazo y la gran escala del alzamiento de la linea de costa está marcado por terrazas marinas colgadas, especialmente en Mejillones, además de los escarpes costeros. En la región de Antofagasta, la zona de extensión abarca desde la falla Salar del Carmen en el este hasta inmediatamente el este de la fosa (von Huene y Ranero, 2003).

Los sismos son la culminación de los ciclos en los cuales el strain de tipo elástico supera los 100-150 años (etapa intersísmica), período en que la convergencia continúa, pero el borde de placa se encuentra trabado (Comte y Pardo, 1991). Durante la etapa intersismica la Cordillera de la Costa es alzada, mientras que las peninsulas de la zona litoral subsiden; esta parte es revertida durante la etapa cosismica del ciclo. Finalmente, el movimiento medido en el overriding plate indicaría preliminarmente que no existe un deslizamiento en el límite de placas, sino que la zona sismogénica se encuentra transitoriamente bloqueada, y con ello, un desplazamiento de ambas placas en dirección noreste.

6. Agradecimientos

Los autores agradecen al proyecto FONDAP-CIGIDEN que financia la investigación desarrollada en la memoria conducente al título de Geólogo de Cristian Castro, y a las inmediaciones de la Universidad Católica del Norte por facilitar el uso de laboratorios y dependencias.

7. Referencias.

von Huene, R., & Ranero, C. R. (2003). Subduction erosion and basal friction along the sediment- starved convergent margin off Antofagasta, Chile. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 108 (B2).

González, G., Cembrano, J., Carrizo, D., Macci, A., and Schneider, H., (2003), The link between forearc tectonics and Pliocene–Quaternary deformation of the Coastal Cordillera, northern Chile. J. S. Am. Earth Sci., 16, 321–342.

Niemeyer, H., González, G., Martínez-De Los Ríos, E., (1996). Evolución tectónica cenozoica del margen continental activo de Antofagasta, norte de Chile. Rev. Geol. Chile, 23,165–186.

Shrivastava, M. Gonzalez, G. Vargas, G. Gonzalez J. Moreno, M. Gonzalez, J., (2015). The link between coastal uplift in the Mejillones Peninsula and the subduction earthquake cycle from analytical models. In Congreso Geológico Chileno, No. 14, 298-301.

González, J.; Vargas, G.; González, G. 2009. Antecedentes preliminares de reconocimiento de fallas submarinas en la Península de Mejillones, 22°45′-23°05′. In Congreso Geológico Chileno, No. 12, Actas. Santiago.

Marquardt, C., Lavenu, A., Ortlieb, L., Godoy, E., and Comte, D., (2004), Coastal neotectonics in southern central Andes: Uplift and deformation of marine terraces in northern Chile (27°S):Tectonophysics, v.394, no. 3–4, p. 193–219, doi:10.1016/j.tecto.2004.07.059.

Pardo-Casas, F., Molnar, P., 1987. Relative motion of the Nazca (Farallon) and South American plates since Late Cretaceous time. Tectonics 6, 233-248.



Allmendinger, R., González, G., 2010. Neogene to Quaternary tectonics of the coastal Cordillera, northern Chile. Tectonophysics 495, 93-110. Bloch, W., Kummerow, J., Salazar, P., Wigger, P., Shapiro, S., 2014. High-resolution image of the North Chilean subduction zone: seismicity, reflectivity and fluids. Geophys.J.Int 197, 1744-1749.

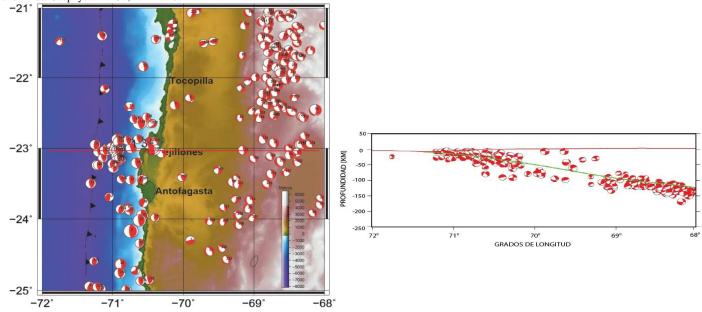


Fig.1: Mapa creado bajo el software GMT. Se plotea el registro sísmico desde 1995 hasta el 2015 de sismos con magnitud mayor a 4.5 Mw, numerados con el fin de saber la información perteneciente a cada foco sísmico (información obtenida del sitio web http://www.globalcmt.org/CMTsearch.html). Se esquematiza una sección transversal que muestra la distribución areal sísmica en la interfaz de placa del slab subductado.

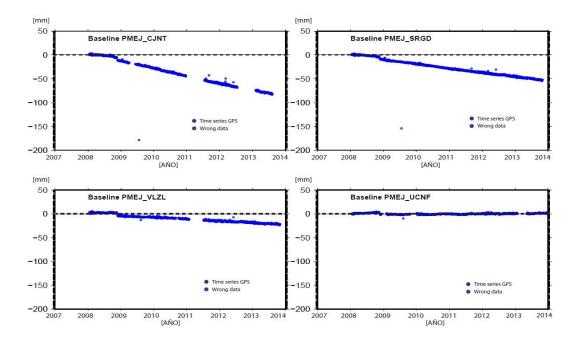


Fig. 2: Ploteo bajo el software GMT de líneas base a partir de estaciones continuas de GPS. La disminución de milimetros entre las estaciones comparadas acusa un comportamiento de acortamiento superficial. La comparación entre PMEJ y UCNF no evidencia un mayor grado de acortamiento debido a su posición relativa norte-sur.



Aplicación de inclusiones fluidas en la exploración de metales preciosos

Daniel Moncada (1)*

Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile. Plaza Ercilla 803, Santiago, Chile

*Email de contacto: dmoncada@ing.uchile.cl

La exploración exitosa de yacimientos minerales requiere herramientas que él explorador pueda utilizar para distinguir entre objetivos con alto potencial de mineralización y aquellos con menor potencial económico. En este estudio, describimos una técnica basada en las texturas minerales de ganga y las características encontradas en inclusiones fluidas que se ha aplicado para identificar áreas del alto potencial para la mineralización de la oro-plata en los depósitos epitermales en diferentes partes del mundo.



Geoparques, Geoturismo y Geoconservación en Chile

Manuel Enrique Schilling (1)*

(1) Instituto de Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias, Universidad Austral de Chile, Campus Isla Teja, Valdivia 5090000, Región de Los Ríos, Chile

*Email de contacto: manuel.schilling@uach.cl

Se exponen los avances alcanzados en los últimos diez años en relación a la identificación, valoración y conservación del patrimonio geológico en Chile, y su utilización en proyectos de Geoparques UNESCO basados en el Geoturismo, la Educación y la Conservación para promover el desarrollo de las comunidades locales. Se presentan acciones relevantes respecto al patrimonio geológico y su conservación realizadas por instituciones nacionales relacionadas a las ciencias de la Tierra (Sernageomin, Sociedad Geológica de Chile y el Instituto Nacional Chileno Antártico). Igualmente, se presentan los avances logrados por los principales proyectos para establecer Geoparques en Chile: Kütralkura, Región de La Araucanía; Litoral del Biobío, Región del Biobío; Cajón del Maipo, Región Metropolitana; y Puchuncaví y Petorca, Región de Valparaíso. Finalmente, se analizan los principales desafíos para la comunidad geocientífica nacional para asegurar la conservación del patrimonio geológico y la consolidación de los proyectos de Geoparques.

Palabras clave: Geoparques UNESCO, Geoturismo, Geodiversidad, Geoconservación