



XX CONGRESO GEOLÓGICO ARGENTINO
GEOLOGÍA, PRESENTE Y FUTURO
Agosto de 2017 | San Miguel de Tucumán



SIMPOSIO 10

III Simposio sobre Volcanes Activos

Coordinadores

ALBERTO CASELLI
PATRICIA SRUOGA
MARIANO AGUSTO
MANUELA ELISSONDO
SEBASTIÁN GARCÍA



VARIACIONES GEOQUÍMICAS Y DEFORMACIÓN EN SUPERFICIE DEL VOLCÁN COPAHUE ASOCIADAS AL CICLO ERUPTIVO 2012-2016

Mariano R. AGUSTO^{1,2}, María L. VELEZ^{1,2}, Pablo A. EUILLADES³, Franco TASSI⁴, M. Alcira TRINELLI⁵,
Alberto T. CASELLI⁶, María DOS SANTOS AFONSO⁷

¹GESVA, Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas, Universidad de Buenos Aires, Ciudad Universitaria, Buenos Aires. magusto@gl.fcen.uba.ar

²Instituto de Estudios Andinos "Don Pablo Groeber" UBA-CONICET, Ciudad Universitaria, Buenos Aires, Argentina.

³CONICET & Instituto CEDIAC, Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional de Cuyo, Centro Universitario, cc405, (5500) Ciudad, Mendoza, Argentina.

⁴Dipartimento Scienzedella Terra, Università di Firenze, Firenze, Italia

⁵IGEGA, Universidad de Buenos Aires, Ciudad Universitaria, Buenos Aires, CONICET.

⁶LESVA, IIPG. Universidad Nacional de Río Negro. CONICET.

⁷INQUIMAE (CONICET), Departamento de Química Inorgánica, Analítica y Química Física, FCEN-UBA.

ABSTRACT

The 2012-2016 Copahue volcano eruptive cycle was characterized by precursory signals observed from surface deformation and geochemistry of volcanic fluids. These signals are associated with the magmatic input that triggers the explosive events that initiate the eruptive cycle. Subsequent variations respond to the instability of the system controlled by the interaction between the magmatic and hydrothermal components throughout the 2012-2016 cycle.

Keywords: volcanic gases, DInSAR, uplift, deformation series.

INTRODUCCIÓN

El volcán Copahue (37°51'S-71°09'O) es uno de los centros eruptivos más estudiados de la Argentina dada su frecuente actividad en las últimas décadas. La historia eruptiva reciente da cuenta de al menos 13 episodios freáticos y freatomagmáticos de baja magnitud (Caselli et al. 2016 y sus referencias). La atención a este centro eruptivo se debe a la cercanía a centros poblados con gran afluencia de turismo: 9 km de la localidad de Caviahue y 6 km de la localidad de Copahue. Generalmente, los volcanes exhiben señales geoquímicas y/o geofísicas antes, durante y después de los eventos eruptivos que revelan procesos que ocurren a profundidad relacionados con la cámara magmática, los conductos o el sistema hidrotermal asociado. En este trabajo se presentan cambios identificados en el sistema a partir de los trabajos de deformación y geoquímica de fluidos realizados durante ciclo eruptivo 2012-2016.

Hacia finales del 2011 el volcán Copahue comienza a mostrar signos de reactivación. El ciclo eruptivo actualmente en curso, comenzó a mediados del año 2012 con explosiones inicialmente freáticas y posteriormente freatomagmáticas de baja magnitud (Daga et al. aceptado). Un segundo pulso en diciembre 2012, dio lugar a una erupción mayor de características freatomagmáticas a

magmáticas de tipo estromboliana, con evaporación del sistema hidrotermal somero presente en el cráter (Petri-novic et al. 2014, Caselli et al. 2016). Un tercer pulso fue registrado a principios de Octubre del 2014 con una nueva erupción freatomagmática – magmática con emisión de cenizas y bombas volcánicas. A principios del año 2015 se regenera la laguna cratérica indicando la disminución de la actividad. Desde octubre del 2015 se inicia un cuarto pulso con la desaparición del sistema hidrotermal somero y la emisión de cenizas y bombas volcánicas generando un cono piroclástico anidado. Durante el año 2016 y comienzos del 2017 continúa con una actividad estromboliana débil y pequeñas explosiones esporádicas (SERNAGEOMIN-OVDAS, <http://www.sernageomin.gov.cl/volcanes.php>).

La deformación en superficie se analizó mediante el procesamiento interferométrico diferencial de apertura sintética (DInSAR) de imágenes Envisat, CosmoSky-Med y ALOS. Esta técnica ha demostrado ser de gran aplicación a la deformación volcánica y nos ha permitido registrar un evento deflacionario en este centro eruptivo en el periodo 2004-2007. A partir de un set de datos de imágenes Envisat (13 imágenes) del periodo Abril 2011 a Abril 2012 (última fase de funcionamiento del satélite Envisat E3), se construyeron 66 interferogramas permitiendo identificar un periodo inflacionario que comienza

entre Agosto y Octubre 2011, acumulando un desplazamiento en línea de vista (LOS) de 5 cm en los 6 meses de datos de este satélite. Un interferograma realizado a partir de imágenes CosmoSkyMed entre diciembre 2011 y enero 2013 mostró una deformación acumulada cercana a 17 cm (Velez et al. 2016). Un set de imágenes COSMO-SKymed entre 2011 y 2014 (149 escenas) permitieron generar una cantidad de interferogramas en los que se observa un proceso inflacionario a una tasa promedio de inflación cercana a 6.5 cm/año en la zona de máxima deformación sobre el edificio volcánico. La magnitud del proceso inflacionario disminuye a medida que nos alejamos del centro eruptivo dada su vinculación con el sistema alimentador. Las imágenes ALOS-2/PALSAR obtenidas entre 2015 – 2016 (12 escenas) no muestran un patrón claro de deformación aparente. Cuando se analizan en detalle las series temporales pueden detectarse dos pulsos de subsidencia cuya magnitud varía dependiendo de la localización del pixel analizado. Sin embargo, esta deformación se observa sobre toda la caldera e incluso puede verse fuera de la misma, indicando una posible contaminación atmosférica.

Por otro lado, a partir del seguimiento de la geoquímica de fluidos se ha señalado que las aguas ácidas asociadas al volcán Copahue (laguna del cráter, vertientes del volcán y río Agrio) han mostrado ser buenas indicadoras de perturbaciones del sistema volcánico-hidrotermal alojado en el interior del edificio volcánico (Agusto y Varekamp 2016). A partir del ciclo eruptivo iniciado en el año 2012 algunas relaciones geoquímicas consideradas como precursoras han mostrado efectivamente el incremento de la componente magmática en el sistema. En el río Agrio las relaciones SO_4/Cl y Mg/Cl mostraron picos positivos durante los eventos eruptivos 2012 y 2015-2016. Estos picos positivos están asociados a un importante incremento de la especie SO_4^{2-} y de los elementos formadores de roca (Na, K, Ca, Mg, Fe y Al), habitualmente enriquecidos en fluidos de origen magmático. Esta tendencia se pudo observar parcialmente en las aguas de las vertientes termales del flanco del volcán y en la laguna cratérea. Es importante considerar que esta parte del sistema es mucho más inestable, ya que ha sido afectada y modificada en cada evento explosivo. En las aguas de las vertientes se observó un incremento sostenido de cationes mayoritarios desde el inicio de la actividad eruptiva. Las concentraciones de estas especies mostraron un aumento desde valores cercanos a 500 ppm hasta valores por encima de los 2000 ppm. Asociado a esto se reconocieron picos positivos de la relación Mg/Cl en forma previa a las erupciones del 2012 y del 2015-2016. En las aguas de la laguna cratérea se observó un marcado aumento en las concentraciones de todas las especies mayoritarias durante los eventos del 2012, asociado al visible aumento en la tasa de emisión gaseosa del cráter y el descenso en el nivel de la laguna. Los elementos formadores de roca mostraron un aumento de las concentraciones desde valores en torno a los 500 ppm

hasta superar los 4000 ppm. Mientras que los aniones mayoritarios superaron los valores de 400000 ppm para el SO_4^{2-} y 150000 ppm para el Cl^- . Es importante destacar que la ocurrencia de la laguna del cráter ha sido inestable durante el ciclo eruptivo, condicionada por el alto flujo de emisión gaseosa y los eventos explosivos. En los casos en los cuales el aporte de origen meteórico supera la tasa de evaporación y la laguna logra establecerse, los parámetros de campo indican temperaturas por encima de los 80°C y valores de pH inferiores a 0. Durante la ausencia de la laguna cratérea fue posible medir la composición de los gases fumarólicos. Las emisiones medidas superaban los 400°C y la composición química presentaba proporciones de vapor de agua de hasta 94 %, mientras que la fracción de gas seco indicaba una composición dominada por CO_2 (hasta 7,06% vol. molar) y concentraciones relativamente altas de compuestos ácidos, tales como SO_2 (hasta 1,57% vol. molar), HCl (hasta 0,05% vol. molar), H_2S (hasta 0,08% vol. molar), HF (0,03% vol. molar). Durante marzo del 2014, una incipiente laguna ácida cubrió nuevamente el campo fumarólico, evitando el muestreo directo de las fumarolas del cráter. Con un medidor Multi-GAS portátil se determinó la composición del gas/vapor que emana de la superficie de la laguna y con una cámara UV se detectaron columnas de SO_2 de muy alta densidad. Esta combinación de técnicas permitió determinar la concentración de las emisiones gaseosas y el flujo para las principales especies. La pluma del cráter del Copahue mostraba una tasa de emisión que superaba las 12000 toneladas/día (t/d) (Tamburello et al. 2015), dominado por vapor de agua y muy altos valores de SO_2 (hasta 1300 t/d), CO_2 (>600 t/d) y HCl (>60 t/d). Los datos obtenidos en las fumarolas cratéreas se consideran como valor referencial magmático para poder evaluar las emisiones gaseosas de las áreas hidrotermales aledañas que poseen una mayor frecuencia de muestreo. En estas áreas se reconoce un marcado aumento de H_2 y CO durante el periodo eruptivo 2012 y posteriormente a partir de los eventos eruptivos del 2014-2015. En forma similar se puede observar en la composición isotópica del He (R/Ra) y el $\delta^{13}\text{C}-\text{CO}_2$ que los gases presentan un incremento de la componente magmática respecto a la hidrotermal a partir de los eventos eruptivos 2015-2016. Durante el año 2016, la laguna volcánica ha desaparecido y el cráter presenta un cono de escoria anidado con una emisión de tipo conducto abierto.

Como consideraciones finales se puede señalar que el ciclo eruptivo 2012-2016 estuvo caracterizado por señales precursoras observadas a partir de la deformación en superficie como así también por la geoquímica de fluidos. El proceso de inflación superficial inició entre agosto y octubre del 2011, se acentúa durante el periodo eruptivo 2012- 2013 y tendió a estabilizarse durante 2015-2016. Simultáneamente, se reconoció un incremento en las



concentraciones de especies de origen magmático, destacándose entre las señales geoquímicas los picos positivos en las relaciones SO_4/Cl y Mg/Cl durante los eventos eruptivos del 2012 y las explosiones 2014-2015. Estas señales geoquímicas e inflacionarias estarían asociadas al input magmático que dispararon los eventos explosivos que iniciaron este ciclo eruptivo. Las variaciones posteriores corresponderían a la inestabilidad del sistema, cuyos cambios en el estado de actividad estarían controlados por la interacción entre la componente magmática e hidrotermal a lo largo del ciclo 2012-2016.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Agusto, M. y Varekamp, J. 2016. The Copahue Volcanic-Hydrothermal System and applications for volcanic surveillance. En: Tassi F., Vaselli O. y Caselli A. (eds.) Copahue Volcano, Springer, Heidelberg, 199-238.
- Caselli, A.T., Agusto, M., Velez, M.L., Forte, P., Bengoa, C., Daga, R., Albite, J.M. y Capaccioni, B. 2016. The 2012 eruption. En: CopahueVolcano. Tassi, F., Vaselli, O. y Caselli, A.T.(eds). CopahueVolcano. Springer, Heidelberg, 61-77.
- Petrinovic, I.A., Villarosa, G., D'elia, L., Guzmán, S.P., Páez, G.N., Oues, V., Manzoni, C., Delménico, A., Balbis, C., Carniel, R. y Hernando, I.R. 2014. La erupción del 22 de diciembre de 2012 del volcán Copahue, Neuquén, Argentina: caracterización del ciclo eruptivo y sus productos. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 71, 161-173.
- Tamburello, G., Agusto, M., Caselli, A., Tassi, F., Vaselli, O., Calabrese, S., Rouwet, D., Capaccioni, B., Cardellini, C., Chiodini, G., Di Napoli, R., Liccioli, C., Bitetto, M., Brusca, L., Bellomo, S. y Aiuppa, A. 2015. Intense magmatic degassing through the lake of Copahue volcano, 2013–2014, J. Geophys. Res. Solid Earth, 120, 6071-6084
- Velez, M.L., Euillades, P., Blanco, M. y L. Euillades, 2016. Ground deformation between 2002 and 2013 from InSAR observations. In: Tassi, F., Vaselli, O. & Caselli, A. (eds). Springer, Heidelberg, 175–198



REGISTRO DE NIVELES VOLCÁNICOS DURANTE LOS ÚLTIMOS 500 AÑOS EN LA LAG. EL TRÉBOL (41°5'S), PATAGONIA NORTE

Walter A. ALFONZO¹, Romina B. DAGA^{2,3}, Alejandro H. DEMICHELIS¹

¹Universidad Nacional de Río Cuarto.

²Laboratorio de Análisis por Activación Neutrónica, CAB-CNEA.

³Centro Científico Tecnológico CONICET, Patagonia Norte.

E-mail: tatoo.alfonzo@gmail.com – Adelia María 742, Río Cuarto, Córdoba-CP 5800

ABSTRACT

The identification of tephra layers in lacustrine sedimentary sequences allows to evaluate the volcanic impact in the study site but, also, they provide a valuable chronostratigraphic tool. El Trébol lake, located in the Nahuel Huapi National Park, is a hydrological closed system and is under the influence of the eruptive activity of the Southern Volcanic Zone. The analysis of two short sequences dated by ²¹⁰Pb and ¹³⁷Cs allowed the identification of 8 tephra and microtephras in a period of approximately of 500 years. The sedimentological, morphological, mineralogical and geochemical characterization showed at least 3 different sources affecting the area. The correlation with previous studies will allow verifying the primary character of the deposits and expanding the record of the geographical distribution of the historical eruptions in the zone. Furthermore, they provide a chronological framework for later paleoenvironmental studies.

Keywords: tephra, mineralogy, geochemistry, Southern Volcanic Zone .

INTRODUCCIÓN

Las secuencias sedimentarias lacustres proveen un registro continuo de la historia depositacional del lago y de las condiciones de sedimentación a las que fue sometido, integrando señales ambientales de escala local, regional y global (Smol 2008). Los registros más fieles de las condiciones de sedimentación volcánica de caída lo representan los sectores del sistema límnic donde el flujo de agua es energéticamente bajo. Además de proveer un registro de los eventos volcánicos que afectaron el lugar, los depósitos de tefra son utilizados como niveles cronoestratigráficos para el fechado de las secuencias (Lowe 2011). Estudios previos en la zona han mostrado variabilidad espacial en los registros de tefras lo cual refleja las condiciones de preservación variables en cada cuerpo de agua (Daga 2009).

La Laguna El Trébol (41° 4' 12" S, 71°29'36"W), ubicada dentro del Parque Nacional Nahuel Huapi (PNNH), es un sistema lacustre cerrado desde el punto de vista hidrológico, sin tributarios fluviales permanentes ni arroyos de desagüe, y su balance hídrico está dominado por el influjo del nivel freático y sus pérdidas por evaporación (Lirio et al. 2011). Dicha laguna es de carácter oligotrófico, con una profundidad de 11 m, un área de 0.4 km², y está ubicada a 758 m s.n.m. (Bianchi et al. 1999). El paisaje circundante fue formado por

avances y retrocesos glaciares acaecidos durante el Pleistoceno (Rabassa y Clapperton 1990).

Su ubicación cercana al Este de la Zona Volcánica Sur de los Andes, con numerosos centros volcánicos activos, lo convierte en un potencial colector de los productos eruptivos eyectados por dichos volcanes debido a los vientos predominantes del sector noroeste a estas latitudes (75% de los días del año). El objetivo principal del trabajo se enfoca en la identificación y caracterización morfológica, mineralógica y geoquímica de niveles volcánicos presentes en testigos-sedimentarios de este sistema lacustre.

Se analizaron dos testigos cortos extraídos mediante muestreador de gravedad activado por un mensajero en los años 2000 (43cm) y 2012 (47 cm), de la zona central del lago a 10 y 12 m de profundidad, respectivamente. Los testigos fueron descriptos visualmente, fotografiados, submuestreados cada 1 cm, o siguiendo los límites naturales, y liofilizados para su correcta preservación. Una estimación del contenido de materia orgánica en los testigos se obtuvo mediante pérdida por calcinación (LOI₅₅₀; Heiri et al. 2001). El fechado de las secuencias se realizó mediante ²¹⁰Pb y ¹³⁷Cs, y mediante correlación de ambos testigos. Los niveles de tefra se identificaron a partir de las descripciones y fotografías, y a partir de la observación detallada bajo lupa de los niveles correspondientes a los dos testigos. El criterio de asigna-

ción de los mismos se basó en la presencia de partículas juveniles volcánicas fácilmente reconocibles a lupa binocular. Una vez identificados los niveles de interés, se procedió al tamizado y descripción de los componentes de las tefras a diferentes escalas de observación, mediante lupa binocular y microscopio electrónico de barrido (MEB). En estas fracciones se evalúan aspectos morfológicos, texturales, mineralógicos y distribuciones porcentuales de las partículas que componen cada nivel. Se efectuaron cortes delgados de las fracciones más representativas de los niveles de tefras para observación mediante microscopio petrográfico. Dichos cortes fueron observados mediante MEB SEM-feg Modelo Nanosem 230 (Grupo de Caracterización de Materiales, Centro Atómico Bariloche) para la obtención de imágenes a través de electrones retrodispersados, equipado con un detector de dispersión de energía (EDS) para composición química. Además, los componentes juveniles más representativos de cada nivel fueron seleccionados mediante *picking* bajo lupa binocular y separados para Análisis por Activación Neutrónica (AAN).

En base al fechado mediante ^{210}Pb y ^{137}Cs y a las características y abundancia de las partículas volcánicas constituyentes de cada nivel de tefra, se efectuó la correlación entre los testigos del año 2000 y 2012, obteniendo un registro continuo de 53 cm, correspondientes aproximadamente a 500 años. El análisis de dicho registro permitió definir 8 niveles de tefras, denominadas TR47 (45-47 cm), TR43 (42-43 cm), TR41 (40-41 cm), TR35 (34-35 cm), TR27 (26-27 cm), TR22 (21-22 cm), TR9 (8-9 cm) y TR2 (0-2 cm). Los componentes identificados en estos niveles de tefra fueron pómez, escorias, obsidiana, trizas vítreas, cristales rodeados por vidrio y líticos. Los minerales más comunes encontrados en equilibrio con el vidrio volcánico fueron Plagioclasa (Pl), Piroxeno (Px), Olivino (Ol), Ilmenita (Il) y Magnetita (Mt). La geoquímica de los niveles arrojó un amplio rango de composiciones, desde andesitas basálticas hasta riolitas (incluso dentro de un mismo nivel), de potasio medio a alto y carácter subalcalinas.

Los diagramas de elementos de tierras raras (ETR) muestran un enriquecimiento de todas las muestras con respecto al manto primitivo (McDonough y Sun 1995), con variaciones dependiendo de cada tefra. Todas las muestras se encuentran enriquecidas en ETR livianos respecto a los pesados, con pendientes La/Yb entre 3,94 y 2,02, y pendientes La/Sm entre 2,52 y 1,32. El análisis de los diagramas multielementos muestra que todas los niveles se encuentran enriquecidas respecto al manto primitivo (McDonough y Sun 1995), con un enriquecimiento de los elementos móviles (LILE) respecto a los inmóviles (HFSE), con anomalías negativas de Ta, positivas y negativas de Sr y negativas de Ti.

A partir de la información obtenida, tanto mineralógica como geoquímica, se diferenciaron posiblemente tres fuentes de procedencia para los niveles analizados.

Por una parte, la tefra TR43 (pómez blanca y obsidiana) y los principales componentes de la tefra TR2 (pómez blancas) poseen composición dacita-riolítica, con un patrón de multielementos altamente enriquecido (LILE particularmente) con respecto a las demás tefras, anomalía negativa de Sr, marcada anomalía negativa de Ti, y las pendientes La/Sm más altas. Por otra parte, las trizas vítreas y escorias de las tefras TR9, TR27, TR35, y TR41 son de composición andesita basáltica, poseen el menor grado de enriquecimiento de elementos, anomalía positiva de Sr, anomalía negativa de Ti (menos pronunciada), y patrones de ETR relativamente planos. Un tercer patrón de variación está representado por las trizas vítreas y escorias de las tefras TR2, TR22, TR27, y pómez y trizas vítreas de la tefra TR47, de composición andesítica y dacítica, los cuales poseen un comportamiento intermedio entre los anteriores. Los patrones de variación tienen, por lo tanto, un grado de asociación con el tipo de partículas.

Mediante el fechado de la secuencia lacustre, la comparación con datos bibliográficos de la composición de los volcanes de la zona y los registros históricos de erupciones se podrá inferir los posibles volcanes de origen de los niveles identificados. La correlación con estudios previos en la zona permitirá comprobar el carácter primario de estos depósitos, expandiendo el registro de la distribución geográfica de las erupciones que afectaron la zona. Esto permitirá además, un fechado más certero de la secuencia que podrá ser utilizado como marco cronológico para posteriores estudios paleoambientales.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Daga, R. 2009. Tefrocronología aplicada a depósitos lacustres en el ámbito de la Cordillera Patagónica, provincias de Río Negro y Neuquén, Argentina. Tesis doctoral, Universidad Nacional de Río Cuarto (inédita), 286 p., Río Cuarto.
- Heiri, O., Lotter, A. F. y Lemcke, G. 2001. Loss on ignition as a method for estimating organic and carbonate content on sediments: reproducibility and comparability of results. *Journal of Paleolimnology* 25: 101-110.
- Lirio, J. M. 2011. Eventos paleoambientales en la cuenca del Lago Nahuel Huapi registrados en testigos sedimentarios lacustres durante los últimos 19.000 años. Tesis doctoral, Universidad de Buenos Aires (inédita), 175 p. Buenos Aires.
- Lowe, D. J. 2011. Tephrochronology and its application. *Quaternary Geochronology* 6:107-153.
- Bianchi, M.M., Massafiero, J., Roman Ross, G. Amos, A.J. y Lami, A. 1999. Late Pleistocene and early Holocene ecological response of Lake El Trébol (Patagonia, Argentina) to environmental changes. *Journal of Paleolimnology* 22: 137-148, 1999.
- McDonough, W. F. y Sun, S. S. 1995. The composition of the Earth. *Chemical Geology* 120:223-53.
- Rabassa, J. y Clapperton, C. 1990. Quaternary glaciations of the Southern Andes. *Quaternary Science Reviews*. 9: 153-174.
- Smol, J. 2008. *Pollution of Lakes and Rivers, A Paleoenvironmental Perspective*. Blackwell Publishing, 383 p., USA.



REINTERPRETACIÓN DE DEPÓSITOS VOLCANICLÁSTICOS (?) POST-GLACIARES DEL VOLCÁN COPAHUE: IMPORTANCIA EN LA EVALUACIÓN DEL RIESGO

Alejandro D. BÁEZ^{1,2}, Alberto T. CASELLI^{1,2}, Romina DAGA^{2,3}

¹LESVA - Instituto de Investigación en Paleobiología y Geología. (UNRN-CONICET)

E-mail: adbaez@unrn.edu.ar

²CONICET

³Laboratorio de Análisis por Activación Neutrónica (CAB-CNEA)

ABSTRACT

Copahue is an active volcano located in the Neuquén Andes, at the Argentina-Chile limit, close to Cavihue and Copahue towns. Two deposits assigned to density currents from Copahue are reinterpreted. (i) A historical deposit located in the eastern flank of the volcano, originally described as a lahar product from the 1992-1995 eruptive cycle, and recently reinterpreted as a pyroclastic density current deposit assigned to the 2000 eruption; and (ii) a Holocene deposit located north of Cavihue Lake, originally described as a product of pyroclastic density currents. For the first one, we conclude a genesis coincident with its original description (lahar), while the second one is reinterpreted as of lacustrine origin with an important contribution of volcanoclastic material. These results are important to consider when analyzing the volcanic risk in the area.

Keywords: lahar, pyroclastic density current, volcanic hazard. .

El volcán Copahue (37°51'S-71°09'O, 2997 msnm) es un volcán activo perteneciente al sector central de la Zona Volcánica Sur del cinturón volcánico de los Andes, situado geográficamente en el límite Argentina-Chile. Presenta forma elongada, con nueve cráteres alineados en dirección N60°E, estando activo solo el más oriental. En las cercanías se hallan las localidades de Cavihue y Copahue, a 9,5 km y 7 km del cráter activo, respectivamente. La actividad superficial histórica está representada mayormente por erupciones freáticas y freatomagmáticas de baja magnitud (Caselli *et al.* 2016).

En la bibliografía se citan dos conjuntos de depósitos asignados a corrientes de densidad piroclásticas que tienen una importancia significativa en la evaluación del riesgo en la región, siendo incluso algunos tenidos en cuenta en la elaboración del mapa de peligros vigente (Naranjo *et al.* 2000), incluyendo a las localidades mencionadas en áreas que pueden ser afectadas por este tipo de procesos. En el presente trabajo son revisados estos depósitos con la finalidad de aportar información relevante para el análisis del riesgo volcánico de la región.

(i) Depósitos volcaniclasticos en el flanco oriental del Copahue

Fueron originalmente descriptos como depósitos laháricos generados durante el ciclo eruptivo 1992-1995 (Delpino y Bermúdez 1993, Bermúdez y Delpino 1995), y recientemente reinterpretados como productos de co-

rrientes de densidad piroclásticas asignadas a la erupción del año 1961 (Petrinovic *et al.* 2014), y luego a la del año 2000 (Balbis *et al.* 2016). Además de observarse en el flanco oriental, siguiendo el cauce del río Agrio superior hasta unos 5 km (discontinua hasta unos 8 km), también están presentes en el flanco sureste (nacientes del río Lomín, Chile), alcanzando unos 4 km y formando un lóbulo frontal.

Los mismos alcanzan hasta 55 cm de espesor en sectores centrales, mientras que los bordes son de pocos centímetros. Presentan un aspecto masivo, pobremente seleccionado, con granulometrías que varían de ceniza muy fina a lapilli fino. En algunos sectores se observan capas blanquecinas menores a 2 cm compuestas por ceniza extremadamente fina con buena selección. Superficialmente presentan una cubierta de clastos de hasta 20 cm (sin matriz).

Composicionalmente se conforman por fragmentos líticos blancos compuestos por variedades de Si (20-40%), azufre piroclástico gris verdoso (20-35%), fragmentos vítreos (15-25%), otros líticos volcánicos mayormente alterados (10-20%), y fragmentos de cristales (< 5%). En las capas finas el porcentaje de líticos blancos aumenta. La cubierta superficial está conformada principalmente por fragmentos blancos de sílice (amorfo y variedades cristalinas) con presencia de azufre y yeso.

Respecto a la edad del depósito, a partir de la comparación de imágenes satelitales Landsat TM, fue posible

acotar la misma al periodo 1990-1999, abarcando únicamente el ciclo eruptivo 1992-1995.

Este análisis textural/composicional, junto con la comparación de imágenes satelitales, permite afirmar que los mismos son producto de los lahares generados durante el periodo eruptivo 1992-1995, y sus características internas podrían coincidir con depósitos generados por un caso particular de lahar denominado “snow-slurry” o “ice-slurry” (Cronin *et al.* 1996, Lube *et al.* 2009).

(ii) Depósitos holocenos alrededor del lago Caviahue

Se encuentran unos 12 km al este del cráter activo, al norte del lago Caviahue, y están representados por dos bancos, separados estratigráficamente unos 1,5m, descritos como productos de corrientes de densidad piroclásticas, y datado, el superior, en 8770 ± 70 AP (Polanco 1998, Polanco *et al.* 2000, Polanco 2003). A partir de este antecedente, se realizó un nuevo perfil en dicha zona y se analizaron los depósitos. Ambos bancos se presentan como depósitos sin consolidar que muestran un aspecto masivo sin evidencias de estructuras de flujo, compuestos principalmente por agregados menores a 1 mm formados por material vítreo, argilominerales y algunos cristales, con granulometrías menores a 125μ .

El banco inferior se compone mayormente por agregados menores a 1mm de color grisáceo formados por material vítreo de composición ácida (66-72% SiO_2), argilominerales, y cristales de plagioclasas, generalmente con tamaños menores a 62μ . También están presentes fragmentos de color blanco aislados, conformados por material vítreo, de hasta 250μ , con un fuerte grado de alteración. Intercalado en este depósito de manera transicional, se encuentra un banco de color blanco, menor a 5 cm, compuesto casi enteramente por estos fragmentos.

El banco superior se compone principalmente por agregados menores a 1mm de color castaño compuestos por argilominerales ricos en Fe, probablemente producto de la alteración del material vítreo. En menor medida contiene fragmentos vítreos de hasta a 1 mm de color negro y composiciones intermedias a ácidas (64-65% SiO_2), y fragmentos blancos, de apariencia similar a los observados en el banco inferior, que representan fragmentos vítreos completamente alterados a esmectitas y óxidos de Fe-Ti. Por último también aparecen, en menor proporción, cristales de plagioclasas y piroxenos, y otros líticos.

Como análisis adicionales se realizó la obtención del contenido de materia orgánica por medio del método de calcinación (Inferior: 8,20% de MO – Superior: 11,65 % de MO) y se observaron bajo microscopio petrográfico (método de grano suelto) ambos materiales, constatando la presencia de diatomeas (*Bacillariophyceae*).

La predominancia de material fino y el aspecto actual del depósito, junto con el alto contenido de materia orgánica y la presencia de organismos subacuos, sumados a la ubicación espacial y estratigráfica del depósito, lleva a

proponer para el mismo un posible origen sedimentario de ambiente lacustre con aporte de material volcánico-lásico por retrabajo de depósitos de caída (probable extensión mayor del lago Caviahue durante el fin de la última glaciación).

CONCLUSIONES

Estos resultados revisten de gran importancia a la hora de evaluar el riesgo en el área y son un factor importante a tener en cuenta en la elaboración de futuros mapas de peligrosidad y riesgo. Se plantea a futuro la necesidad de estudiar la posible ocurrencia y alcance de lahares, y en caso de ocurrir, la probabilidad de afectación de la localidad de Caviahue

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Balbis, C., Petrinovic, I.A., Guzmán, S. 2016. A contribution to the hazards assessment at Copahue volcano (Argentina-Chile) by facies analysis of a recent pyroclastic density current deposit. *JVGR* 327: 288-298.
- Bermúdez, A.M. y Delpino, D.H. 1995. Mapa de los Peligros Potenciales en el área del Volcán Copahue Sector Argentino. Servicio Geológico Neuquino (inédito), Neuquén.
- Caselli, A.T., Velez, M.L., Augusto, M.R., Liccioli, C. y Vaselli, O. 2016. Prehistoric to Historic Volcanic Activity at Copahue Volcano. En: Vaselli, O., Tassi F., y Caselli A.T. (eds.) *Copahue Volcano. Active volcanoes of the world*, Springer-Verlag: 49-59, Berlín-Heidelberg.
- 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: 1107-1110.
- Delpino, D.H. y Bermúdez, A.M. 1993. La actividad volcánica del volcán Copahue durante 1992. Erupción con emisión de azufre piroclástico. Provincia de Neuquén-Argentina. 12º Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 292–301, Mendoza.
- Lube, G., Cronin, S.J. y Procter, J.N. 2009. Explaining the extreme mobility of volcanic iceslurry flows, Ruapehu volcano, New Zealand. *Geology* 37: 15–18.
- Naranjo, J.A., Moreno, H., Polanco, E. y Young, S. 2000. Mapa de peligros de los volcanes del Alto Biobío. Regiones del Biobío y de la Araucanía. Servicio Nacional de Geología y Minería de Chile.
- Petrinovic, I.A., D’Elia, L., Páez, G., Balbis, C., Guzmán, S., Villarosa, G. y Carniel, R. 2014. Depósito de corriente piroclástica reciente (1963-64 AD? - 1976 AD?) del volcán Copahue (I): evidencias geológicas de campo y edad radiocarbónica. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 71 (1): 139-142.
- Polanco, E. 1998. Volcanismo Explosivo Postglacial de la Cuenca del Alto Biobío, Andes del Sur ($37^{\circ}45' - 38^{\circ}30'S$). Memoria de Título, Universidad de Chile (Inédito), 104 p., Santiago de Chile.
- Polanco, E., Naranjo, J.A., Young, S. y Moreno, H. 2000. Volcanismo Explosivo Holoceno en la Cuenca del Alto Biobío, Andes del Sur ($37^{\circ}45' - 38^{\circ}30'S$). 9º Congreso Geológico Chileno, Actas 2: 59-61, Puerto Varas.
- Polanco, E. 2003. Evolución del volcán Copahue ($37^{\circ} 45 S$) Andes del Sur. Tesis de Maestría, Universidad Autónoma de México (inédito), 103 p., México D.F.



ESTILO ERUPTIVO Y DINÁMICA DE FLUJO DE LAS CORRIENTES DE DENSIDAD PIROCLÁSTICAS ASOCIADAS A LA GRAN ERUPCIÓN DEL CERRO BLANCO (4200 AP), PUNA AUSTRAL

W. BÁEZ¹, M. ARNOSIO¹, A. CHIODI¹, E. BUSTOS¹, G. GIORDANO², J.G. VIRAMONTE¹, J.L. FERNÁNDEZ TURIEL³, F.J. PÉREZ TORRADO⁴

¹Unidad de Recursos Geológicos y Geotérmicos, INENCO (Universidad Nacional de Salta – CONICET),
Av. Bolivia 5150, A4400FVY, Salta, Argentina

²Dipartimento di Scienze Geologiche, Università Degli Studi Roma Tre, Largo S. Leonardo Murialdo n.1, 00146 Roma, Italy

³Institute of Earth Sciences Jaume Almera, ICTJA-CSIC, Sole i Sabaris s/n, 08028 Barcelona, Spain

⁴Departamento de Física (GEOVOL), Campus de Tafira, Universidad de Las Palmas de Gran Canaria, 35017
Las Palmas de Gran Canaria, Canary Islands, Spain
Av. Bolivia 5150, CP: A4400FVY, E-mail: geowbsalta@gmail.com

RESUMEN

Durante la evolución del Complejo Volcánico Cerro Blanco (Puna Austral) ocurrió una de las erupciones holocenas más grandes de los Andes Centrales, la cual dió lugar a la caldera del Cerro Blanco y generó la ignimbrita homónima (ICB). El objetivo de este trabajo es aportar nueva información respecto de la dinámica de este evento eruptivo a partir del análisis de facies y reconstrucción de la arquitectura interna de los depósitos ignimbríticos. Los resultados obtenidos permitieron inferir que la ICB es el resultado del emplazamiento de numerosas corrientes de densidad piroclásticas (CDPs) de tipo dominadas por "inercia" asociadas a colapsos periódicos de una columna eruptiva de tipo pliniana, la cual fue sostenida a lo largo de la mayor parte de la erupción, incluso durante la fase de colapso caldérico.

Palabras clave: vulcanismo explosivo, ignimbrita, caldera de colapso .

ABSTRACT

Eruptive style and flow dynamic of the pyroclastic densities currents related to the large Cerro Blanco eruption (4200 BP), Southern Puna. During the evolution of the Cerro Blanco Volcanic Complex (Southern Puna) one of the largest Holocene eruptions in the Central Andes occurred, which formed the Cerro Blanco Caldera and the homonymous ignimbrite (ICB). The main objective of this work is to present new information regarding the dynamics of this eruptive event based on the facies analysis and internal architecture reconstruction of the associated ignimbrite deposits (ICB). The ICB is the result of the emplacement of numerous inertia-dominated pyroclastic densities currents (PDCs) associated with periodic collapses of the plinian eruptive column

Keywords: explosive volcanism, ignimbrite, collapse caldera .

INTRODUCCIÓN

El colapso de una columna eruptiva con la consecuente generación y propagación de corrientes de densidad piroclásticas (CDPs) involucra procesos físicos extremadamente complejos. Durante una erupción con un estilo eruptivo pliniano es posible el desarrollo de diferentes escenarios respecto a la relación entre la columna eruptiva y su colapso parcial o total con generación de corrientes de densidad piroclásticas. En este sentido el análisis litofacial detallado de los depósitos ignimbríti-

cos asociados a este tipo de erupciones brinda una valiosa información respecto de la dinámica de flujo de las corrientes de densidad piroclásticas que los generaron así como de las variaciones en la dinámica eruptiva.

Recientemente, una serie de niveles de ceniza cuaternarios presentes en una amplia región del NOA han sido correlacionados con el Complejo Volcánico Cerro Blanco (Fernández -Turiel et al. 2015). Estos estudios junto con investigaciones en los depósitos proximales (Báez et al. 2015) han permitido definir que durante la evolución de este complejo volcánico ocurrió una de las erupciones

holocenas más grandes de los Andes Centrales, la cual dió lugar a la caldera del Cerro Blanco y cubrió con una espesa capa de ceniza gran parte del noroeste argentino. El objetivo general de esta contribución es aportar nueva información respecto a la dinámica de la erupción del Cerro Blanco (4200 AP) a partir del estudio sedimentológico de los depósitos ignimbríticos.

MARCO GEOLÓGICO

El CVCB (Fig.1) se localiza en el extremo sur de la Puna y fue definido como un sistema de calderas anidadas con domos y depósitos piroclásticos asociados (Báez et al. 2015, y referencias allí citadas). Todos los productos emitidos tienen composición ácida (riolitas/riodacitas) y edades que van desde el Pleistoceno medio al Holoceno (Báez et al. 2015, y referencias allí citadas). La estratigrafía interna del CVCB se divide en tres sistemas principales separados por discontinuidades estratigráficas significativas asociadas a periodos sin volcanismo, erosión y/o deformación (Báez et al. 2015; Fig.1). El más reciente es denominado sistema Cerro Blanco (Holoceno), el cual incluyen los depósitos de caída e ignimbríticos (Ignimbrita Cerro Blanco, ICB), emitidos durante la erupción del 4200 AP que dio lugar a la caldera del Cerro Blanco de ~13 km de diámetro (Báez et al. 2015).

METODOLOGÍA

Las litofacies dentro de la Ignimbrita Cerro Blanco fueron definidas en función de su color, componentes, textura y estructuración interna (Cas y Wright 1987). A cada facies reconocida se le asignó un nombre no genético utilizando la nomenclatura propuesta por Branney y Kokelaar (2002). Los porcentajes de pómez, líticos y matriz fueron estimados visualmente mediante la utilización de tablas de comparación gráficas. La interpretación de las diferentes litofacies se realizó siguiendo el modelo conceptual general propuesto por Branney y Kokelaar (2002) donde los rasgos presentes en cada litofacies son resultados de las condiciones en la zona basal del flujo (ZBF) donde ocurre el pasaje desde el sistema de transporte hacia el sistema de sedimentación.

RESULTADOS

Características generales de la Ignimbrita Cerro Blanco

Los afloramientos de la ICB se distribuyen hacia el oeste, hacia el sur y norte de la caldera del Cerro Blanco (Fig.1) ocupando un área de ~527 km² (Báez et al. 2015). Se calculó un volumen mínimo de ~17 km³ y un

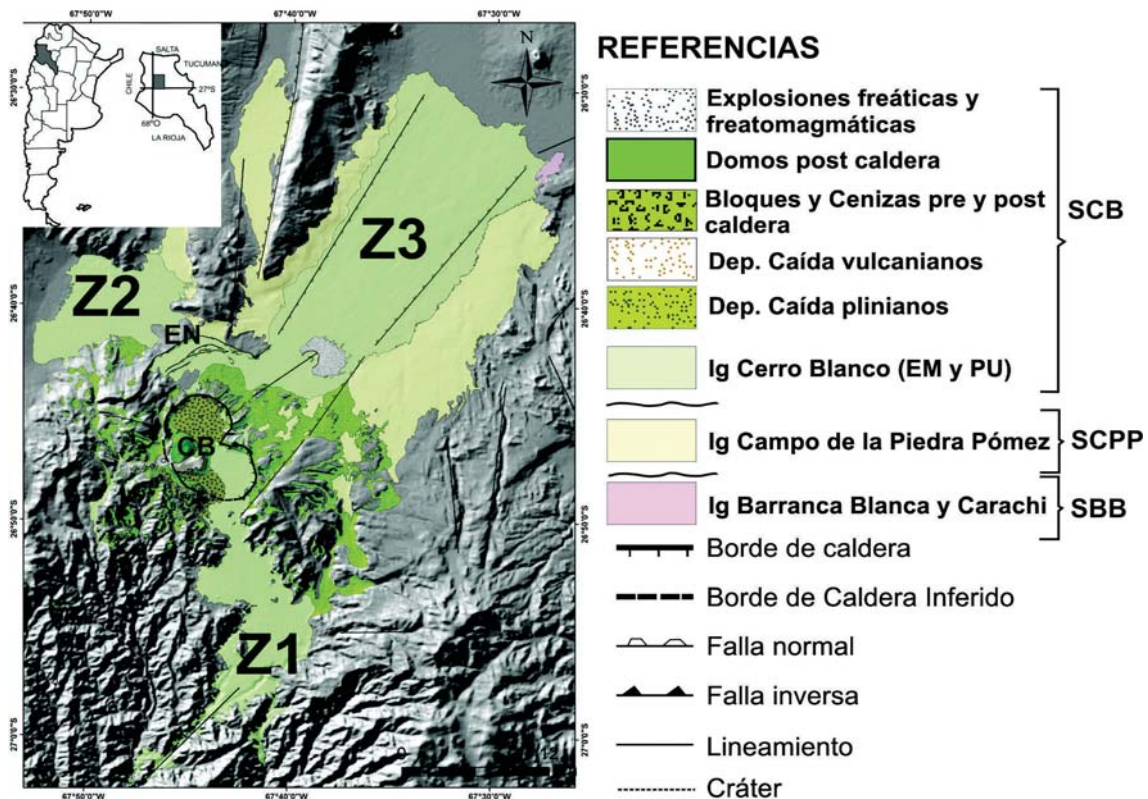


Figura 1. Mapa geológico del Complejo Volcánico Cerro Blanco. CB: Caldera del Cerro Blanco. EN: Escarpa el Niño.

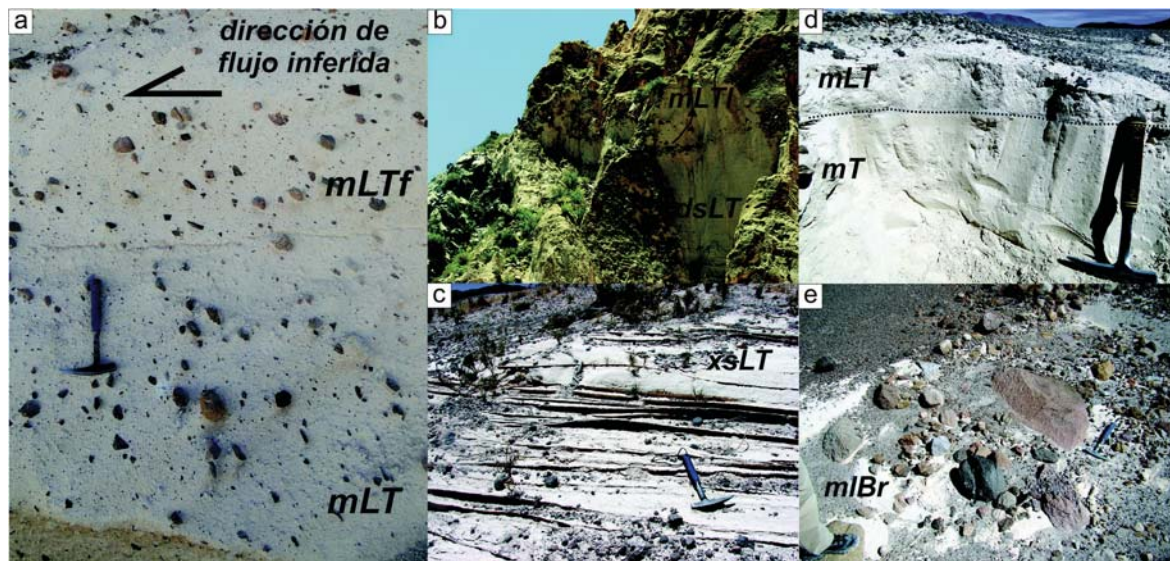


Figura 2. Afloramientos de la ICB donde se observan las diferentes litofacies descritas en el texto.

volumen ERD de $\sim 9 \text{ km}^3$ (Báez et al. 2015). La ICB es un depósito ignimbrítico de color blanco, no soldado y sin cristalización en fase vapor. Las pómez tienen textura porfirica con escasos fenocristales (<5%) de cuarzo, sanidina, biotita, y plagioclasa, en una matriz vítrea vesiculada. La ICB se caracteriza por la abundancia de líticos del basamento (esquistos, cuarcitas, milonitas, gabros y granitoides) y de rocas volcánicas con composiciones andesíticas, con proporciones menores de fragmentos líticos de ignimbritas indiferenciadas y fragmentos cognados (Báez et al. 2015). La ICB tiene una composición de fragmentos líticos homogénea, sin importantes variaciones en los diferentes afloramientos respecto al azimut desde la caldera del Cerro Blanco como así tampoco desde zonas proximales a zonas distales (Báez et al. 2015). En algunos sectores se han identificado en la base de la ICB depósitos de caída con espesores que no superan los 0,5 m. Sin embargo, la presencia de depósitos de caída con espesores de hasta 1,20 m en zonas donde no se depositó la ICB sugiere que, al menos parcialmente, la depositación de ambos fue coetánea (Báez et al. 2015).

Análisis de facies

Facies de lapilli-ceniza maciza (mLT): Son depósitos matriz sostenidos, mal seleccionados sin estructuración interna, con pómez (20%) y líticos (5-10%) tamaño lapilli inmersos en una matriz tamaño ceniza, rica en trizas vítreas y cristales (Fig. 2a). Se observan *pipes* de desgasificación de hasta 1,5 m de longitud y 0,5 m de ancho. Esta facies resulta de la sedimentación a partir de una ZBF dominada por escape de fluidos (Branney y Kokelaar 2002).

Facies de lapilli-ceniza con fábrica orientada

(mLTf): Se trata de una facies similar a la facies mLT pero con un mayor ordenamiento de la fábrica interna (Fig. 2a). La fábrica más ordenada respecto a la facies mLT indica una depositación dentro de una ZBF dominada por flujo granular (Branney y Kokelaar 2002).

Facies de lapilli-ceniza rica en líticos (mLTl): Se trata de una facies similar a la facies mLT pero con un mayor porcentaje de fragmentos líticos (30-35%) que forman cuerpos lenticulares discretos (Fig. 2b). Esta facies resulta de la sedimentación a partir de una ZBF dominada por escape de fluidos durante periodos de tiempo donde el aporte de fragmentos líticos a la CDP fue mayor (Branney y Kokelaar 2002). De las observaciones de campo se infiere que esta facies representa la incorporación de fragmentos líticos desde el substrato (Fig. 2b).

Facies de lapilli-ceniza con estratificación difusa (dsLT): Son depósitos con estratificación planar difusa representada por variaciones granulométricas y en los porcentajes de pómez (Fig. 2b). La orientación preferencial de fragmentos pumíceos prolados genera una fábrica interna organizada. La ausencia de estructuras tractivas y el desarrollo de fábricas bien organizadas indican depositación a partir de una ZBF de tipo dominada por flujo granular en un régimen marcadamente no estacionario (Branney y Kokelaar 2002).

Facies de lapilli-ceniza con estratificación cruzada de bajo ángulo (xsLT): Son depósitos de granulometría lapilli y ceniza gruesa bien seleccionados, clasto sostenidos y sin matriz fina (tamaño ceniza fina) que internamente desarrollan estratificación cruzada de bajo ángulo (Fig. 2c). Esta facies aparece como pequeños lentes dentro de la facies mLT o sobre altos topográficos donde alcanzan espesores de hasta 4 m. Esta facies resulta de la sedimentación a partir de una ZBF dominada por turbu-

lencia (Branney y Kokelaar 2002).

Facies de ceniza fina maciza (mT): Son depósitos sin estructuración interna bien seleccionados, de granulometría muy fina (ceniza fina) y pobres en cristales (<3%) (Fig. 2d). La buena selección, la ausencia de estructuras tractivas y la granulometría muy fina indican que estos depósitos se generaron por caída directa de material piroclástico fino (*fall*) a partir de una nube co-ignimbrítica (Branney y Kokelaar 2002).

Facies de brechas líticas maciza (mlBr): Son depósitos macizos matriz sostenidos y mal seleccionados, caracterizados por tener hasta un 40% de líticos de composiciones polimícticas (Fig. 2e). Esta facies se interpreta como resultado de una depositación a partir de una ZBF dominada por escape de fluidos que refleja una pérdida de la capacidad de transporte de la CDP y la consecuente segregación de los componentes más densos desde el sistema de transporte hacia el sistema de sedimentación (Branney y Kokelaar 2002).

Facies de brechas líticas lenticulares (lenslBr): Son cuerpos lenticulares discretos ricos en líticos (70-80%), polimícticos, con fábrica clasto sostenida y mejor selección que la facies mlBr. Esta facies representa una fase más avanzada en la segregación de los componentes densos dentro de la CDP a la facies mlBr (Branney y Kokelaar 2002).

Arquitectura interna

Zona de quebradas estrechas: En el sector SE del área de estudio (Z1 en Fig.1) la ICB se canalizó por una quebrada que desemboca en el bolsón de Fiambalá. En el sector proximal la ignimbrita está dominada por las facies mLT y presenta escasas variaciones. A medida que la quebrada se vuelve más estrecha y la interacción de la ICB con la topografía cobra importancia, se desarrollan las facies dsLT y mLTl. En estos sectores en la parte superior de la ICB se identifican múltiples unidades de flujo separadas por pequeños niveles de facies con estructuras tractivas (xsLT). En la parte más estrecha de la quebrada principal la ICB logró superar el confinamiento topográfico e inundar las quebradas desarrollando importantes espesores de la facies xsLT sobre los altos topográficos (facies *vener*).

Zona con barrera topográfica: En el sector O del área de estudio (Z2 en Fig.1) se reconocen afloramientos de la ICB a ambos lados de dos altos topográficos importantes. Uno representado por la pared de la caldera del Cerro Blanco y el otro, representado por una escarpa tectónica entre 10 y 60 m de altura (escarpa El Niño). En las laderas del edificio pre caldera se reconocen facies mLT y facies xsLT de tipo *vener*; aunque en ningún afloramiento fue posible reconocer las relaciones estratigráficas entre las dos facies. Al pie de de la escarpa de El

Niño se observó un importante desarrollo de facies ricas en líticos (mlBr). En contraste, los depósitos de la ICB ubicados hacia el O de la escarpa son muy pobres en líticos. Por otro lado, en las zonas más distales al O de la escarpa aflora la facies mT que es interpretada como depósitos de caída asociados a una nube co-ignimbrítica.

Zona de topografía amplia y relativamente plana: En el sector N del área de estudio (Z3 en Fig.1) la ICB se expandió en una topografía relativamente plana luego de un pequeño tramo con fuerte confinamiento topográfico en la zona proximal. En este sector no fue posible realizar perfiles verticales debido a la falta de incisiones erosivas que expongan la ICB. Sin embargo, se realizaron inferencias respecto a las variaciones de facies mediante la realización de calicatas. Por otro lado, la arquitectura interna de la ICB en este sector fue reconstruida parcialmente estudiando los rasgos morfológicos superficiales utilizando técnicas de teledetección. En la zona proximal la ICB se caracteriza por la presencia de facies ricas en líticos (mlBr y lenslBr) mientras que en zonas distales las calicatas realizadas indican la presencia de la facies mLT. El procesamiento de imágenes radar (Imágenes *Cosmo Skymet* cedidas por CONAE) permitió identificar morfologías de lóbulos sobreimpuestos que se extienden individualmente desde zonas proximales hasta zonas distales.

DISCUSION

En los sectores con confinamiento topográfico (Z1) la ICB se caracteriza por tener una arquitectura interna homogénea. Sin embargo, la interacción con la topografía indujo el desarrollo localizado de las facies dsLT, mLTl y xsLT (facies *vener*). Las variaciones verticales desde facies mLT a facies mLTf indican fluctuaciones periódicas de la velocidad dentro de una CDP sostenida o en forma alternativa sedimentación de sucesivas CDPs cuyos depósitos se encuentran amalgamados (Sulpizio *et al.* 2007). La presencia en algunos perfiles de múltiples unidades de flujo sugiere que el segundo modelo sería el más plausible. En el NO del área de estudio (Z2) la interacción de las CDPs con un obstáculo topográfico significativo (escarpa El Niño) impidió el pasaje de sus sectores basales concentrados (*underflow*), en particular de los fragmentos líticos de mayor tamaño, generando la facies mlBr al pie de la escarpa. Sin embargo, la parte más diluida de las CDPs logró superar el obstáculo y depositar una ignimbrita pobre en líticos (mLT) en el sector de la Laguna de Purulla. La interacción de la topografía probablemente dio lugar al desarrollo de importantes nubes co-ignimbríticas las cuales formaron la facies mT. Hacia el N de la Caldera del Cerro Blanco (Z3) la ICB tiene una morfología en abanico, e internamente está formada por la superposición de numerosos lóbulos que tienen una arquitectura interna general retrogradante y que pueden ser seguidos desde las zonas proximales hasta las distales. Esta arquitectura representa el emplazamiento

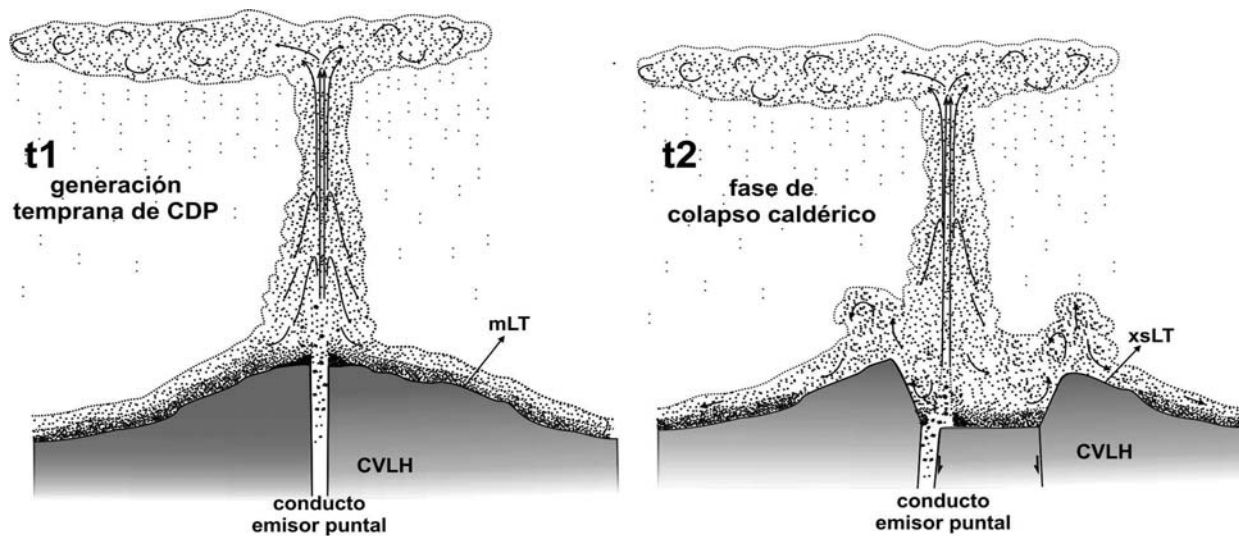


Figura3. Modelo conceptual donde se muestra el estilo eruptivo al cuál se asocia la ICB.

sucesivo de numerosas CDPs individuales que da lugar a una agradación discontinua en pasos (*step aggradation sensu Sulpizio et al. 2007*). El desarrollo de facies *ve-neer* y la capacidad de superar altos topográficos de las CDPs que generaron la ICB fueron de tipo dominada por inercia (*sensu Doronzo 2012*). Este tipo de CDP se forma por colapso parcial o total de columnas eruptivas plinianas, como queda evidenciado por la presencia de depósitos de caída asociados temporalmente con la ICB. La arquitectura interna de los depósitos sugiere un origen a partir del emplazamiento de sucesivas CDPs debido a periódicos colapsos parciales de la columna eruptiva. Los espesores de los depósitos de caída en la base de la ICB son pequeños, lo que indica que la generación de CDPs por colapsos parciales de la columna eruptiva ocurrió al inicio de la erupción. Por otro lado, la presencia de facies masiva (mLT) de la ICB en las laderas del edificio volcánico pre caldera, sugiere que la generación de CDPs se inició antes de la fase de colapso caldérico (Fig. 3). La relativa homogeneidad de la composición de los fragmentos líticos dentro de la ICB sugiere que la configuración del conducto emisor no varió significativamente a lo largo de la erupción (Fig. 3). La ausencia de brechas líticas en asociación espacial con los bordes de la Caldera del Cerro Blanco y la concentración de toda la actividad dómica post caldera en un sector puntual sobre su margen SO (Báez et al. 2015) también son consistentes con una configuración del conducto emisor relativamente puntual y estable a lo largo de toda la erupción (incluso durante la fase de colapso, Fig. 3). En este sentido, se interpreta que las fallas anulares que generaron la Caldera del Cerro Blanco probablemente no actuaron como conductos emisores, al menos no de manera significativa. La presencia de un conducto emisor estrecho y puntual favorecería el sostenimiento de una columna eruptiva a lo largo de la mayor parte de la erupción (Legros et al. 2000), posiblemente con un mayor grado de

generación de CDPs durante la fase de colapso debido al aumento de la tasa de emisión. Por esta razón, el estilo eruptivo asociado a la erupción del Cerro Blanco no siguió la secuencia clásica de una fase pliniana pre-colapso seguida de una fase de fontana (*boiling over*) coetánea con el colapso caldérico (Druitt y Sparks 1984). Según las estimaciones preliminares realizadas hasta el momento (Fernández -Turiel et al. 2015) los volúmenes de los depósitos de caída plinianos asociados a la erupción del Cerro Blanco constituyen ~ 90% de todo el material emitido lo cual es consistente con la hipótesis de que la columna pliniana se mantuvo durante gran parte de la erupción.

CONCLUSIONES

La descripción detallada de las variaciones litofaciales en los depósitos piroclásticos que conforman la ICB permitieron inferir que esta unidad es el resultado del emplazamiento de numerosas CDPs de tipo dominadas por inercia asociadas a colapsos periódicos de una columna eruptiva de tipo pliniana. La columna eruptiva fue sostenida a lo largo de la mayor parte de la erupción (incluso durante la fase de colapso caldérico) favorecida por la presencia de un conducto emisor puntual. Las fallas anulares que generaron la caldera del Cerro Blanco no actuaron como conductos de emisión durante la erupción, al menos no de manera significativa.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Báez W., Arnosio M., Chiodi A., Ortiz Yañes A., Viramonte J.G., Bustos E., Giordano G y López J. F. 2015. Estratigrafía y evolución del Complejo Volcánico Cerro Blanco, Puna Austral, Argentina. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 32, 1: 29-49.
- Branney, M.J. y Kokelaar, P., 2002. Pyroclastic density currents and the sedimentation of ignimbrites. *Geological So-*



- ciety of London. 143 p, Londres.
- Cas, R.A. y Wright, J.V., 1987. Volcanic successions, modern and ancient: A geological approach to processes, products, and successions. . Londres, Allen y Unwin. 528p.
- Doronzo, D.M., 2012. Two new end members of pyroclastic density currents: forced convection-dominated and inertia-dominated. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 219: 87-91.
- Druitt, T.H., y Sparks, R.S.J., 1984. On the formation of calderas during ignimbrite eruptions. *Nature*, 310 (5979): 679-681
- Fernández Turiel J.L., Saavedra J., Perez-Torrado F.J., Alejandro Rodríguez González A., Carracedo J.C, Lobo A., Rejas M., Juan-Fernando Gallardo J.F., Osterrieth M., Julieta Carrizo J., Esteban G., Martínez L.D., Gil R.A., Ratto N, y Báez W. 2015. The ash deposits of the 4200 BP Cerro Blanco eruption: the largest Holocene eruption of the Central Andes. *EGU General Assembly 2015, Geophysical Research Abstracts 17, 2015: 3392.*
- Legros, F., Kelfoun, K. y Martí, J., 2000. The influence of conduit geometry on the dynamics of caldera-forming eruptions. *Earth and Planetary Science Letters*, 179 (1): 53-61.
- Sulpizio, R., Mele, D., Dellino, P. y La Volpe, L., 2007. High variability of sedimentology and physical properties of pyroclastic density currents during complex Subplinian eruptions: the example of the AD 472 (Pollena) eruption of Somma–Vesuvius, Italy. *Sedimentology*, 54: 607–635.



EVALUACIÓN Y ZONIFICACIÓN PRELIMINAR DEL PELIGRO VOLCÁNICO DEL VOLCÁN TACORA, XV REGIÓN DE ARICA Y PARINACOTA, ANDES CENTRALES DEL NORTE DE CHILE

J. BARRIENTOS¹, A. CASTRUCCIO², A. AMIGO³, D. GAYTÁN¹

¹Serviland Minergy S.A. Eliodoro Yañez 1890, Providencia, Santiago Chile.

²Departamento de Geología Universidad de Chile, Plaza Ercilla #803, Santiago Chile.

³Programa de Riesgo Volcánico, Sernageomin. Santa María 0104, Providencia. Santiago Chile.

E-mail: josebarrientos03@gmail.com

RESUMEN

En el presente trabajo se evalúan y zonifican los peligros volcánicos del volcán Tacora. La investigación indica que el volcán Tacora tiene una historia eruptiva explosiva más reciente a la documentada, pues se encontró un depósito de flujo piroclástico estimado en edad menor a 20 ka. Para realizar la zonificación del peligro volcánico se modelaron los eventos volcánicos que se considera pueden causar mayor daño: lahares, flujos de densidad piroclástica, avalanchas volcánicas y caída de piroclastos. Para la modelación de flujos piroclásticos y avalanchas volcánicas se utilizó el método del cono de energía. Para modelar la caída piroclástica se toman datos de viento, además de estimaciones de masa emitida en dos escenarios eruptivos y datos topográficos. La modelación de lahares señala que ante la eventual ocurrencia de este proceso volcánico y debido a la topografía del sector, las zonas que revisten mayor peligro se encuentran ubicadas hacia el NE y W del volcán, asociadas a las estaciones de mayor acumulación de nieve (invierno y verano). Según los resultados obtenidos, de producirse un evento explosivo, las zonas impactadas por los flujos piroclásticos y avalanchas volcánicas cubrirían un radio aproximado de 12 km siendo el sector N-NW el menos afectado, protegido por altos topográficos. La caída de piroclastos, dependiente de la dirección, velocidad del viento, y de las características de una erupción, afectaría mayoritariamente el sector Este del volcán en invierno, en otoño y en primavera, aunque no de forma tan clara en las dos últimas estaciones. En verano la caída de piroclastos podría afectar en todas las direcciones.

Palabras clave: lahares, flujos piroclásticos, caída de piroclastos .

ABSTRACT

Evaluation and Preliminary Zoning of the Volcanic danger of Volcantacora, XV region of Arica and Parinacota, Central Andes of the North of Chile. In the following paper the volcanic hazards of the Tacora volcano are evaluated and zonified. This research shows that the Tacora volcano has a more recent explosive eruptive history than the one documented. Because an estimated pyroclastic flow deposit of less than 20 ka was found. In order to carry out the zonification of the volcanic hazard, the volcanic events we modeled that were considered to cause greater damage: lahares, pyroclastic density flows, volcanic avalanches and pyroclastic fall. To model the pyroclastic flows and volcanic avalanches the energy cone method was used. To model the pyroclastic fall, wind data was taken, as well as estimates of emitted mass in two eruptive scenarios and topographic data. The modeling of lahares indicates that in the event of this volcanic process and due to the topography of the sector, the areas that are most at risk are located towards the NE and W of the volcano, along with seasons with great accumulation of snow (winter and summer). According to the results obtained, if there were an explosive event, the areas affected by pyroclastic flows and volcanic avalanches would cover a radius of approximately 12 km. The N-NW sector would be the least affected, due to its high topography. The pyroclastic fall, depending on the direction and speed of the wind and the characteristics of the eruption, would affect mainly the eastern sector of the volcano in winter, autumn and spring, although not so clearly in the last two seasons. In summer the fall of pyroclasts could affect in all directions.

Keywords: lahares, pyroclastic flows, pyroclastic fall .

INTRODUCCIÓN

El volcán Tacora se ubica en los 17°43'S, 69°46'W; corresponde al volcán más septentrional de Chile; 5.980 m.s.n.m (1700 m desde su base). Se encuentra en la región de Arica y Parinacota, a ~66 km de Putre (Capital Provincial). Este estudio busca identificar la ubicación de las zonas potencialmente peligrosas en torno al volcán Tacora y estimar los escenarios eruptivos de futuras erupciones.

1.1 Estudios anteriores. Fumarolas y microsismicidad Clavero et al., (2006) midieron microsismicidad y emisiones de SO₂ y CO₂, en cuatro volcanes del norte de Chile. Las mediciones del Tacora arrojaron flujos relativamente bajos de SO₂ en comparación con otros volcanes activos de los Andes Centrales.

La actividad sísmica registrada para este estudio es bastante intensa y marcada por dos tipos de eventos:

(1) Aquellos asociados al movimiento de fluidos en subsuperficie y, por lo tanto, asociados a procesos de desgasificación habituales.

(2) Aquellos más profundos asociados a fracturamiento y/o movimiento de magma

METODOLOGÍA

Para evaluar y zonificar el peligro volcánico asociado al área del volcán Tacora primero se desarrolla un mapa geológico a escala 1:25.000, para ello se realiza un estudio geológico, se agregan dataciones radiométricas, buscando una sucesión de eventos.

Se realiza una estimación de escenarios eruptivos posibles para el volcán. Para ello se estima el VEI, haciendo un análisis comparativo de la erupción del volcán Lascar de 1993 con los productos piroclásticos observados en el volcán Tacora.

Para identificar las áreas que podrán ser impactadas por los procesos volcánicos tales como avalanchas volcánicas, flujos de densidad piroclástica, lahares y depósitos de caída de piroclastos, se utilizan las siguientes herramientas numéricas para modelarlos.

El método del cono de energía para determinar las zonas de potencial impacto de avalanchas volcánicas y corrientes de densidad piroclástica. El software ArcGis 9.3, el módulo WorkStation y el modelo LAHARZ (Shilling et al., 1998).

El modelo LAHARZ para determinar las zonas de inundación de flujos laháricos. Y el modelo Tephra2 (Bonadonna et al., 2005) para la modelación de caída de piroclastos.

RESULTADOS

3.1. Características físicas de los depósitos. De los resultados de las observaciones de terreno realizadas en afloramientos de lavas, domos, depósitos de flujo piroclásticos, avalanchas volcánicas y de depósitos de laha-

res, permitieron clasificar a los flujos piroclásticos como depósitos más recientes del volcán. Debido a su grado de conservación, posición estratigráfica y posible edad menor a 20 ka, de acuerdo al resultado de las dataciones.

3.2 Resultados análisis de dataciones. Resultados entregados en de dataciones realizadas en el laboratorio de geocronología del SERNAGEOMIN.

Comentarios:

Para las muestras MG-2 y J-5 datadas en masa fundamental y biotita respectivamente, se indica que los resultados son concordantes, no se aprecia exceso de Ar y se recomienda usar la edad obtenida en el *plateau de 340 ± 60 ka* para MG-2 y *363 ± 7 ka* para la muestra J-5.

Para la muestra J-10 intentada datar en anfíbola se indica que se intentó realizar en dos oportunidades la datación, pero no fue posible obtener una edad confiable. Se presenta como posible causa el bajo contenido de K de la anfíbola, que puede estar asociado a una edad muy joven de la muestra. Este método presenta dificultades para datar muestras menores a los 20 ka. Para la selección de esta muestra se consideró su ubicación, porque puede relacionarse con los depósitos de flujos piroclásticos al NE del volcán.

Modelación y resultados de flujos piroclásticos y avalanchas volcánicas

La modelación se realizó con el modelo computacional LAHARZ que permitió generar conos de energía.

4.1 Resultados de la modelación de flujos piroclásticos y avalanchas volcánicas. Los resultados de la modelación en LAHARZ de flujos piroclásticos y avalanchas volcánicas (Fig. 1) muestran 3 conos de energía dos corresponden a la zona simulada para los escenarios de flujos piroclásticos y uno para el de avalanchas volcánicas. Sobre la base de los depósitos de flujo piroclástico identificados en el volcán Tacora comparados con los depósitos originados en la erupción del volcán Lascar 1993 (Gardeweg y Medina, 1994) se asume un escenario eruptivo de VEI 3-4, o bien un VEI menor que pudiese generar un flujo de proporciones similares, como ocurre en un colapso de domo.

Mediante la modelación de conos de energía, ante la ocurrencia de una erupción explosiva, se estima que los flancos NE y NW que corresponden a una depresión topográfica, son los más susceptibles de ser afectados por flujos piroclásticos y además el lugar de salida de estos flujos se ubicaría con mayor probabilidad en el centro N del volcán, sector aledaño al cráter.

El volcán Tacora no está exento de ser afectado por sismos o erupciones, ya que es un volcán activo (Lara et al., 2011).

El resultado de la modelación señala un área de 330 km² de radio variable entre 4 km y 13 km, podría ser afectado por avalanchas volcánicas, en todas las direcciones siendo el sector N y NNW el menos afectado, protegido por altos topográficos. Ante una reactivación del volcán Tacora las zonas simuladas para escenarios de flujos piroclásticos también pueden ser afectadas por avalanchas volcánicas.

Zonificación de peligros volcánicos de Flujos Piroclásticos y Avalanchas Volcánicas

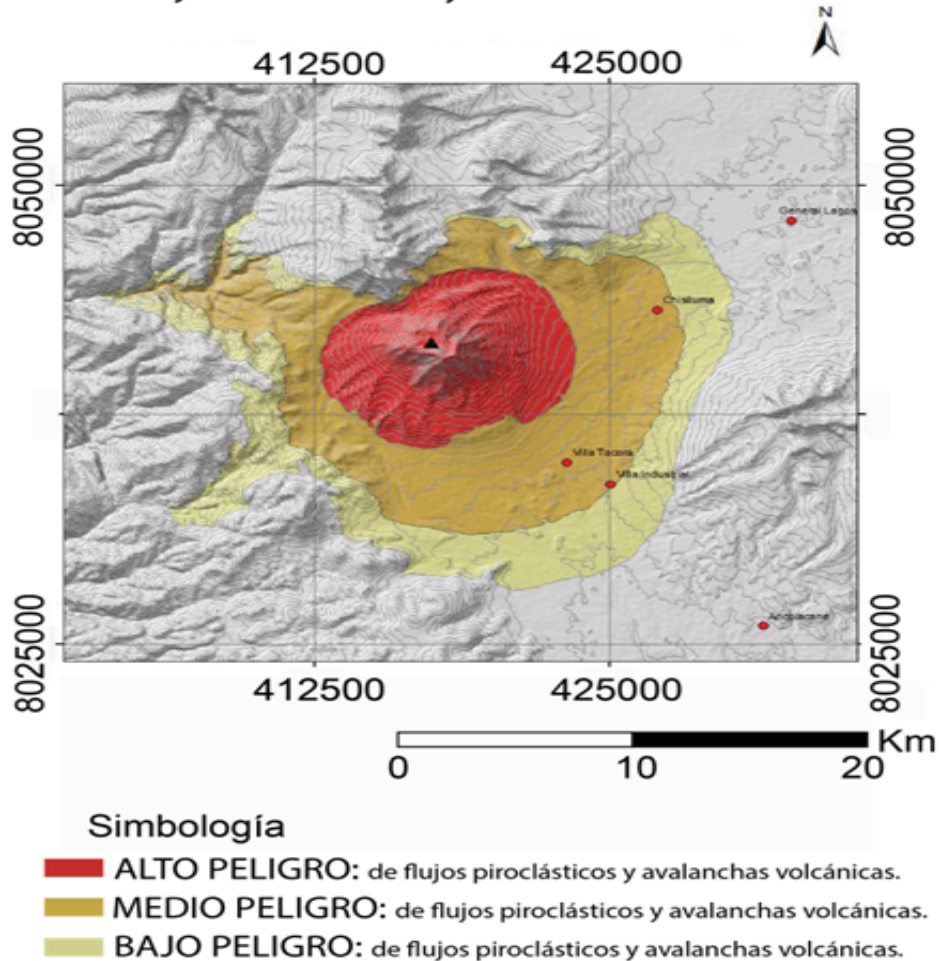


Figura 1. Mapas de zonificación de flujos piroclásticos y avalanchas volcánicas mediante conos de energía.

Modelación de lahares

Para la modelación de lahares el primer paso en la zonificación de peligros con el modelo computacional LAHARZ fue la determinación del agua disponible, estimando escenarios posibles para la generación de lahares.

5.1. Resultados Modelación de Lahares. En la modelación de lahares se realizaron dos simulaciones (Fig.2): una con mayor posibilidad de ocurrencia y menor volumen y la otra de mayor volumen y menor posibilidad de ocurrencia (Tilling 1989).

En ambas simulaciones, considerando la topografía del lugar, se observó que el área menos afectada por los lahares se ubica en el flanco N y en dirección NW. Los más afectados serían los flancos W en dirección Sur y NE en dirección SE. Además en el sector S del volcán los lahares bordean parcialmente los depósitos de avalancha volcánica.

Modelación de caída de piroclastos

La modelación de caída de piroclastos se realizó con el modelo Tephra2 (Bonadona *et al.*, 2005), luego los re-

sultados de la modelación fueron procesados con Matlab y Global Mapper.

6.1. Escenarios eruptivos. La caída y dispersión de piroclastos es un proceso controlado tanto por las características de la erupción como por la topografía y el viento.

Para realizar la estimación de escenarios eruptivos se consideraron datos de terreno, y la información de diferentes erupciones, siendo la erupción del volcán Lascar en 1993, de VEI 3-4 (Amigo *et al.*, 2012) el punto de referencia utilizado.

Con base en estos datos se consideraron dos escenarios eruptivos S1 y S2. Siendo S1 una erupción pequeña vulcaniana mayor y S2 una erupción mayor, subpliniana tipo Lascar 1993 con alturas de columna entre 10 y 22,5 km s.n.m (Gardeweg y Medina., 1994). Con los siguientes parámetros:

S₁ masa total eruptada de 5×10^{10} kg, una altura de columna de 16 km, IEV (índice de explosividad volcáni-

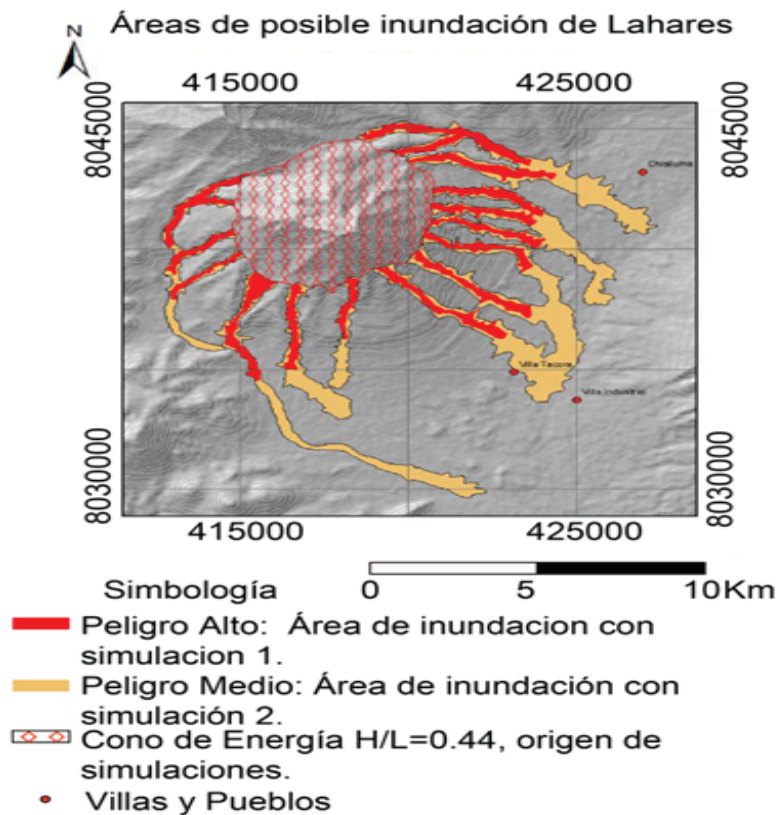


Figura 2. Modelo a partir de resultados de simulación de lahares en el volcán Tacora, con el programa LAHARZ

ca) 2-3. S_2 una masa total eruptada 5×10^{11} kg, una altura de columna eruptiva de 21 km, IEV (3-4). Para cada escenario se delimitó una zona donde la caída es igual o mayor a 1 cm de espesor de ceniza, igual o mayor a 5 cm de espesor e igual o mayor a 10 cm de espesor.

Al Tephra2 se ingresan los datos mencionados anteriormente (viento, topografía y escenarios eruptivos) y se realizan 4 simulaciones diarias en 1 año probabilístico.

6.2. Resultados de la modelación. Se observó en gran parte del año (otoño, invierno, primavera) que la zona con mayor probabilidad de ser afectada sería el sector Este del volcán Tacora, con cierta influencia hacia el Sur. En verano por la variación en la dirección de viento, la caída de piroclastos podría producirse en cualquier sector alrededor al volcán, con un área elíptica con centro en el volcán y eje mayor en sentido Este-Oeste.

CONCLUSIONES

El volcán Tacora, es un volcán activo, por la presencia de campos fumarólicos y de microsismicidad (Lara *et al.*, 2011), pese a no haber registros confiables de su actividad eruptiva en los últimos 10.000 años.

Este estudio muestra que el volcán Tacora tiene una historia eruptiva explosiva más reciente a la documentada, afirmación que se sustenta en la unidad de depósitos

de flujo piroclástico encontrada en el flanco NE del volcán, cuya data se estima menor a 20 mil años y que no corresponden a depósitos de flujo piroclástico asociado a colapso de domo, sino que parecen estar ligados a un colapso de una columna eruptiva. El depósito se estima se originó en el sector centro norte del volcán, desde el cráter, debido a que en él hay signos de actividad (fumarolas) y la topografía no sería impedimento de que así fuera.

De la modelación de conos de energía se ratifica que los flancos NE y NW son susceptibles de ser afectados por flujos piroclásticos dado que corresponden a una depresión topográfica y el lugar de salida de estos estaría con una mayor probabilidad en el sector alrededor al cráter en sector centro N del volcán. Un área de 330 km^2 , podría ser afectado por colapso del edificio volcánico en todas las direcciones siendo el sector N y NNW el menos afectado, protegido por altos topográficos.

No se encontraron depósitos de caída asociados al volcán Tacora, esto podría explicarse por 3 razones: (1) no se produjeron, (2) su potencia o espesor fue baja, lo que facilitó su erosión y/o degradación, (3) están cubiertos por depósitos más jóvenes. Se infiere que si se generaron, debido a que si se produce un flujo piroclástico, es muy probable que sea continuado por una caída de piroclastos, su baja potencia, la escasa vegetación y las con-



diciones de fuertes vientos facilitan una erosión y/o degradación.

Esta condición permite afirmar que el volcán presenta bajo peligro de tener un evento explosivo de VEI > 4 si lo comparamos con volcanes que tienen depósitos de caída de grandes magnitudes, como por ejemplo los asociados al volcán Parícuta.

La modelación de lahares señala que ante la eventual ocurrencia de este proceso volcánico asociado a las estaciones de mayor acumulación de nieve invierno y verano (considerando de baja probabilidad en el Tacora, pues solo hay registro de un posible lahar), es posible deducir que si este se origina asociado a una erupción escurrirían debido a la topografía del sector, en dirección SSE respecto al volcán desviándose hacia el E y W rodeando parcialmente los depósitos de avalancha volcánica.

La caída de piroclastos, dependiente de la dirección y velocidad del viento, afectarían claramente el área Este en invierno igual que en otoño y primavera, aunque no de forma tan clara en estas dos últimas estaciones. En verano podrían verse afectada toda el área aledaña al volcán, pues la dirección y velocidad del viento no sigue un patrón determinado.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Amigo, A., Orozco, G., Bertin, D. 2012. Peligros Volcánicos de la zona norte de Chile. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Ambiental, No.17, 2 mapas escala 1:250.000 y 1:3.000.000. Santiago.
- Bonadonna, C., Connor C.B, Houghton, B., Connor, L., Byrne, M., Laing, A., and Hincks, T., 2005. Probabilistic modeling of tephra dispersion: hazard assessment of a multi-phase eruption at Tarawera, New Zealand, *Journal of Geophysical Research*, 110.
- Gardeweg, M., Sparks, R., & Matthews, S., 2004. Evolution of Lascar Volcano, Northern Chile. *Journal of the Geological Society, London*, Vol. 155. 89–104.
- Lara, L.E., Orozco, G., Amigo, A., Silva, C. 2011. Peligros Volcánicos de Chile. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Ambiental, No.13, 34, 1.
- Schilling, S., 1998. LAHARZ: GIS programs for automated mapping of lahar-inundations hazard zones: U.S. Geological Survey Open-File Report 98-638.
- Tilling R., 1989. Apuntes para un curso breve sobre Los Peligros Volcánicos, World Organization of Volcano Observatories (WOVO). *Society of America, Bulletin*, Vol. 98, 33-52.



CORRELACIÓN ESPACIAL ENTRE SISMICIDAD VOLCANO-TECTÓNICA Y ESTRUCTURAS PRE-EXISTENTES EN EL SISTEMA VOLCÁNICO COPAHUE

C.L. BENGOA^{1,2}, A.T. CASELLI^{2,3}, J.M. IBAÑEZ GODOY⁴

¹Universidad de Buenos Aires,

²CONICET,

³Universidad Nacional de Río Negro,

⁴Universidad de Granada

Dpto. de Cs Geológicas, FCEyN (UBA), Int. Güiraldes 2160 -
Ciudad Universitaria - C1428EGA, C.A.B.A. bengoa@gl.fcen.uba.ar

ABSTRACT

Copahue volcano (37°51' 21,27"S; 71°09'37,38"W, 2997 m) is an active stratovolcano, which is characterized by the presence of a large geothermal reservoir. Recent eruptive activity was observed during the 90's, 2000 and from 2012 to the present day. Throughout 2003-2010 period the local seismicity was defined mainly by the presence of volcano-tectonic earthquakes (VT) which were located in relationship with pre-existing geologic structures, associated to neotectonic and geothermals areas.

Keywords: Neotectonics, volcanic seismology. .

Palabras claves: Neotectónica, sismología volcánica.

INTRODUCCIÓN

El volcán Copahue (37°51' 21,27"S; 71°09'37,38"O, 2997 m) es un estratovolcán activo localizado en la Zona Volcánica Sur de los Andes (ZVS), en el límite internacional entre Argentina y Chile. El edificio volcánico forma parte de una gran depresión volcano tectónica, junto con la cual conforman, el Complejo Volcánico Caviahue-Copahue. El volcán posee un único cráter activo ubicado en el extremo oriental de nueve cráteres alineados en dirección N60°E. Este complejo se caracteriza por la presencia de un importante sistema hidrotermal con un lago cratérico ácido casi permanente, vertientes calientes ácidas que emergen del flanco E del volcán y una serie de expresiones superficiales geotermales en la zona. Sus últimas manifestaciones eruptivas ocurrieron en la década del '90, en el año 2000, con la emisión de una gran columna de ceniza y participación de material juvenil (Naranjo y Polanco, 2004) y desde el 2012 hasta la actualidad, en el transcurso de un nuevo ciclo eruptivo.

En noviembre de 2003 se comenzó con el estudio de la sismicidad volcano-tectónica en el volcán Copahue (Bengoa, 2016). Este estudio se llevó a cabo por 7 años y durante este periodo se instalaron un total de tres arrays sísmicos en cercanías del volcán. Durante este periodo, la sismicidad fue caracterizada principalmente por sismos volcano tectónicos (VT) y tremor volcánico (Tr). El objetivo de este trabajo es presentar la relación exis-

tente entre los sismos VT y las estructuras tectónicas locales pre-existentes en el área de estudio.

El volcán Copahue (37°51' 21,27"S; 71°09'37,38"O, 2997 m) pertenece al Complejo Volcánico Caviahue-Copahue (CVCC), compuesto por el edificio volcánico Copahue emplazado en el borde occidental de la gran depresión volcano-tectónica del Agrio. Este sistema se ubica en la zona de retroarco, a 30 km al E del arco volcánico actual. El volcán Copahue corresponde a un estratovolcán de composición basáltico-andesítico a andesítico. Numerosas erupciones han sido reportadas en los últimos años: 1750, 1759, 1867, 1937, 1944, 1960, 1961, 1992, 1993, 1994, 1995, 2000 y 2012 hasta la actualidad, en general de baja magnitud y de carácter freático y freatomagmático (Delpino y Bermudez, 1993, Delpino y Bermudez 2002; Naranjo y Polanco 2004, Petit-BreuilhSepulveda, M.E.2004).

Melnick et al. (2006) relacionan al Complejo Caviahue-Copahue con la intersección de tres sistemas estructurales regionales, el lineamiento Callaqui-Copahue-Mandolegue, la Zona de Falla de Liquiñe-Ofqui y el sistema de Antíñir-Copahue. Los controles estructurales en el CVCC se encuentran dados por dos juegos de fallas N70°O y N30°E (Folguera y Ramos, 2000), con grábenes N70°O, y pliegues y fallas inversas N60°E. Además se destacan una serie de rasgos estructurales como: escarpas sobre las coladas fisurales de la ladera norte del volcán con orientación N60°E a EO, la importante escar-

pa de falla con dirección N40°O desde el cerro Chanco-Có hasta las lagunas Las Mellizas (Folguera y Ramos, 2000) y la estructura N60°E y vergencia al SE en el Cerro Chanco-Có, de edad pliocena, que forma una faja plegada de 4 km de ancho y fallas sobreimpuestas, resultante de un campo de esfuerzos local. Además estos autores mencionan que las depresiones termales como Copahue, El Anfiteatro, Las Máquinas y Las Maquinitas, presentarían un origen transtensional (Folguera y Ramos, 2000). El volcanismo regional está controlado por el campo de esfuerzos regional impuesto por la convergencia de placas y una zona de debilidad a escala cortical, lo cual explicaría la permanencia de la actividad volcánica en esta zona desde el Pleistoceno tardío al Holoceno (Melnick et al., 2006). Sin embargo, las efusiones magmáticas e hidrotermales están controladas por estructuras locales, donde el magma asciende en planos perpendiculares al esfuerzo principal horizontal mínimo y la actividad hidrotermal se asocia a planos perpendiculares al esfuerzo principal horizontal máximo (Melnick et al., 2006).

La metodología utilizada en el estudio de la sismicidad local en la zona del volcán Copahue ha consistido en la aplicación de técnicas de array, determinación de los parámetros de onda mediante el método de Correlación Cruzada con Retraso Cero (Zero Lag Cross Correlation-ZLCC) y la utilización del modelo de velocidad COP, creado a partir de Bohm et al. (2002) (Bengoa, 2016), para el trazado inverso del rayo. Las técnicas de arrays consisten en el análisis de las señales sísmicas registradas por numerosos sismómetros, los cuales componen una red en la que registran en simultáneo y en una misma área de pequeñas dimensiones (cientos de metros). Con esta técnica se pueden obtener los parámetros de onda y en definitiva saber de dónde provienen las señales sismo-volcánicas, entre otras características.

Para el análisis de sismicidad local, se instalaron un total de tres arrays sísmicos, dos ubicados a aproximadamente 9,3 km al SE del cráter del volcán y un tercero, a una distancia de 4,2 km aproximadamente al ENE del cráter. Estos arrays sísmicos estaban compuestos por sensores de corto periodo Mark L28 y un sistema de registro tanto por disparo como continuo en dos de ellos.

La sismicidad local registrada durante noviembre 2003- abril 2010 en la zona del volcán Copahue, comprendió principalmente, 515 sismos volcano-tectónicos (VT) y tremor volcánico (Tr) (Bengoa, 2016). Se localizaron 452 de los 515 VT identificados (Bengoa, 2016), observándose una fuerte correspondencia entre los epicentros de sismos volcano-tectónicos locales y los lineamientos tectónicos preexistentes. A pesar del error geométrico introducido en los resultados de localización de los eventos, relacionado con las técnicas de array y grillas de correlación utilizadas al localizar, se observa que gran parte de los epicentros mantienen concordancia con

las estructuras geológicas. Esta sismicidad local coincide con estructuras identificadas por Melnick et al. (2006) como controladoras de los sistemas magmático e hidrotermal del sistema volcánico Copahue. También se destaca cierta actividad sísmica en la ladera noreste del edificio volcánico, tal vez coincidiendo con estructuras mencionadas por Folguera y Ramos (2000) en este sector.

Por lo tanto, la sismicidad volcano-tectónica local registrada por tres arrays sísmicos instalados en cercanías del volcán Copahue, entre noviembre de 2003 y abril de 2010, fue localizada mayormente en correlación con las estructuras geológicas pre-existentes, donde la mayoría de ellas se encuentran controlando el sistema magmático e hidrotermal del Complejo Volcánico Caviahue-Copahue. Si bien esta sismicidad fue registrada durante un periodo inter-eruptivo, es importante destacar la gran actividad que representa.

En el futuro, es recomendable para una mayor comprensión de la dinámica en esta zona, un estudio más exhaustivo y específico sobre la sismicidad VT dominante y su relación en particular con las estructuras de interés volcánico.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Bengoa, 2016. Tesis doctoral: Estudio de la sismicidad volcano-tectónica del volcán Copahue, Cordillera Neuquina-Argentina, 2003-2010. Evidencias de reactivación del sistema. Universidad de Buenos Aires (inédito). Pp 292.
- Bohm, M., Lüth, S., Echter, H., Asch, G., Bataille, K., Bruhn, C., Rietbrock, A., Wigger, P. 2002. The Southern Andes between 36° and 40°S latitude: seismicity and average seismic velocities. *Tectonophysics* 356, 275-289.
- Delpino, D. & A. Bermudez. 1993. La actividad del volcán Copahue durante 1992. Erupción con emisión de azufre piroclástico. Provincia de Neuquén-Argentina. Congreso Geológico Argentino No. 12 -Mendoza. Actas vol. 4, 292-301.
- Delpino, D. H. y Bermudez, A. 2002. La erupción del volcán Copahue del año 2000. Impacto social y al medio natural. Provincia del Neuquén. Argentina. 15° Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 365-370, Calafate.
- Folguera, A. y Ramos, V. 2000. Control estructural del volcán Copahue (38°S-71°O): implicancias tectónicas para el arco volcánico Cuaternario (36°-39° S). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 55: 229-244.
- Melnick, D., Folguera, A., y Ramos, V.A. 2006. Structural control on arc volcanism: The Caviahue-Copahue complex, Central to Patagonian Andes transition (38°S). *Journal of South American Earth Sciences* 22: 66-88.
- Naranjo, J.A. y Polanco, E. 2004. The 2000 AD eruption of Copahue Volcano, Southern Andes. *Revista Geológica de Chile* 31 (2), 279-292.
- Petit-Breuilh Sepúlveda, M.E. 2004. La historia eruptiva de los volcanes hispanoamericanos (siglos XVI al XX): El modelo chileno. Serie Casa de los volcanes No 8. Publicaciones Exmo. Cabildo insular de Lanzarote. Huelva, España.



JÓVENES VOLCANÓLOGOS LATINOAMERICANOS: EL DESAFÍO DE CONSOLIDAR LA VOLCANOLOGÍA EN LA REGIÓN

Emilse BUSTOS¹, Pablo FORTE², Mariana P. JÁCOME PAZ³, Ivonne LAZARTE ZERPA⁴, Rayel GHO⁵, Rubén FILIPOVICH¹, Florencia AHUMADA¹, María Clara LAMBERTI^{6,7}, Francisco LÓPEZ¹

¹INENCO (UNSa – CONICET), Av. Bolivia 5150, A4400FVY, Salta, Argentina.
E-mail: emilcebustos@gmail.com

²Institut für Geowissenschaften, Johannes Gutenberg Universität, Becherweg 21, 55099, Mainz, Alemania.

³Instituto de Geofísica, Circuito Externo s/n Ciudad Universitaria, UNAM, Ciudad de México, México.

⁴Instituto Geológico Minero y Metalúrgico (INGEMMET), Av. Canadá 1470, San Borja, Lima, Perú

⁵Departamento de geología, facultad de ciencias físicas y matemáticas, Universidad de Chile. Centro de excelencia en geotermia de los Andes (CEGA), Chile.

⁶GESVA, Dpto. Cs. Geológicas, FCEN, Universidad de Buenos Aires, Buenos Aires, Argentina.

⁷IDEAN (UBA-CONICET), Buenos Aires, Argentina.

ABSTRACT

The development and evolution of volcanology in Latin America is marked by a common regional scenario, with countries sharing borders, socio-cultural characteristics, and similar scientific-technical challenges. Considering this challenging context, the role of young volcanologists is of fundamental importance for the continuity and consolidation of this joint effort adapted to the local conditions. In this contribution, we present the first steps taken by a group of young volcanologist to develop a strategy to facilitate and strength the integration of the new generations in the regional volcanological community. With the support of the Asociación Latinoamericana de Volcanología (ALVO), which, since its creation in 2010, has been promoting regional cooperation, the exchange of experiences and the strengthening of local capacities and in the frame of the conference Cities on Volcanoes 9 hosted in Chile in 2016, the 1st meeting of Young Latin American Volcanologists was organized. The target of the meeting was to provide a forum for young scientists to interact and to allow us to get to know each other and present our areas of work, as well as foster debate about our role in the development of the discipline, strengthen cooperation nets and share information relevant to our space of participation. Complementary to this meeting, effort has been invested in developing channels of communication among young volcanologist. Due to the success of the meeting, we consider necessary to set new goals to continue with this process of regional integration.

Keywords: ALVO, 1st meeting of Young Latin American Volcanologists.

.Palabras claves: ALVO, Primer Encuentro de Jóvenes volcanólogos latinoamericanos.

Latinoamérica es una región que convive a diario con numerosos volcanes activos y que presenta grandes poblaciones expuestas a sus peligros. Erupciones como las del Chichón (1982, México), Nevado del Ruiz (1985, Colombia), Hudson (1991, Chile) y más recientemente, Chaitén (2008, Chile), Cordon Caulle (2011, Chile) y Calbuco (2015, Chile) han demostrado la capacidad de impacto de la actividad volcánica en nuestras comunidades. Al analizar el desarrollo y evolución de la volcanología en nuestro continente es importante reconocer que esta comparte características socio-culturales y se enfrenta a desafíos comunes. Esto fue puesto en relevancia por Delgado-Granados *et al.* (2015), quienes a partir de un análisis de debilidades, amenazas, fortalezas y oportu-

nidades (DAFO) caracterizaron el estado de la volcanología latinoamericana en el año 2008. Los autores reconocieron la necesidad de generar estrategias propias que se adapten a las condiciones de la región.

Si bien los primeros esfuerzos por organizar a la comunidad volcanológica latinoamericana comenzaron a finales de la década del '80 (1988, Kagoshima International Conference on Volcanoes), no fue hasta 2010 que se logró formalizar. El 7 de noviembre de 2010, en Manizales, Colombia, fue creada la Asociación Latinoamericana de Volcanología (ALVO). Con los objetivos de estrechar los vínculos entre los volcanólogos de la región, fomentar el intercambio de experiencias, fortalecer las capacidades científico-técnicas y la cooperación regional la

ALVO se ha ido consolidando como un espacio de convergencia de los volcanólogos de la región. En constante crecimiento desde su creación, la asociación cuenta en la actualidad con miembros activos en todos los países de la región donde existen instituciones vinculadas al estudio y monitoreo de volcanes activos. A su vez, año a año la ALVO patrocina una serie creciente de eventos de carácter regional (ej. Curso Volcanología General, UNAM-México; Curso Internacional de Volcanología de Campo de los Andes Centrales, Salta, Argentina y Curso Sensores Remotos Aplicados a la Volcanología, UNAM-México). En 2015 promovió la realización del 1er Encuentro de Observatorios Vulcanológicos de Latinoamérica en Arequipa, Perú. Con el fin de lograr que estas estrategias perduren en el tiempo, asegurando su desarrollo y fortalecimiento, se debe contar con el compromiso activo de toda la comunidad volcanológica de la región, y en particular con la participación de las nuevas generaciones. Consciente de esto, desde el año 2016 la ALVO incorporó la figura del representante estudiantil dentro de su estructura directiva-administrativa. En este resumen, se presenta los primeros pasos dados por un grupo de jóvenes volcanólogos pertenecientes a la ALVO para generar una estrategia que facilite y potencie la integración de las nuevas generaciones en la comunidad volcanológica regional.

Para alcanzar los objetivos planteados por la ALVO, es necesaria la interacción entre los distintos actores de la comunidad volcanológica. Si bien esto supone un desafío en sí mismo, adquiere mayor relevancia aun cuando se trata de jóvenes profesionales que recién comienzan a desarrollar sus redes de trabajo y cooperación. La extensión territorial de Latinoamérica, sumado a los costos asociados a la movilidad, son alguno de los principales factores que dificultan este proceso de intercambio. En 2016, la realización de la Conferencia Cities on Volcanoes 9 en Chile (Puerto Varas) nos ofreció una situación excepcional para dar inicio a este proceso de integración regional entre las nuevas generaciones. Bajo esa premisa, se organizó el 1er Encuentro de Jóvenes Volcanólogos Latinoamericanos. El objetivo del mismo fue generar un espacio de interacción que permita conocernos, presentar nuestras áreas de trabajo, fomentar el debate sobre nuestro rol como jóvenes en el desarrollo de la disciplina, así como fortalecer los vínculos de cooperación y compartir información relevante a nuestros espacios de participación. La convocatoria buscó llamar la atención de estudiantes de grado y posgrado, jóvenes trabajando en observatorios volcanológicos, instituciones científico-técnicas u otras organizaciones vinculadas al desarrollo de la volcanología y/o riesgo volcánico en Latinoamérica. El resultado del Encuentro fue muy positivo, con la asistencia de alrededor de un centenar de personas: jóvenes de toda *Nuestra América*, volcanólogos experimentados de la región que se sumaron para apoyar la iniciativa y curiosos pertenecientes a otras regiones. Durante el primer bloque de la reunión, 11 grupos de jóvenes representantes de diversas instituciones científico-

técnicas pertenecientes a siete países de la región (México, Puerto Rico, Colombia, Ecuador, Perú, Chile y Argentina) introdujeron sus grupos de trabajo, sus principales líneas de investigación y áreas de trabajo, como así también los principales desafíos que enfrentan. Durante la segunda mitad del encuentro tuvo lugar una charla-debate, en la cual participaron como panelistas cuatro experimentados volcanólogos de la región: Lizzette Rodríguez (Puerto Rico), Álvaro Amigo (Chile), Mariano Augusto (Argentina) y Pablo Samaniego (Ecuador). El debate comenzó con una serie de preguntas seleccionadas a partir de una encuesta en línea que habíamos realizado con anterioridad al Encuentro y siguió con preguntas e intervenciones de la audiencia. Los ejes temáticos se centraron en el estado actual de la actividad académica en Volcanología y Riesgo Volcánico en Latinoamérica con foco en las oportunidades para formación académica especializada de jóvenes, el rol de los jóvenes volcanólogos en los observatorios volcanológicos y servicios geológicos y la función de los jóvenes en la ALVO.

Complementariamente a la realización del Encuentro, se comenzó a trabajar en el establecimiento de canales de comunicación directa entre los jóvenes de la región. Con la creación de la página de Facebook Jóvenes Volcanólogos Latinoamericanos se pretende generar un canal de difusión sobre información de interés como oferta de cursos de posgrado, escuelas de campo, difusión de ofertas de trabajos, reuniones científicas, circulares de congresos, etc. La página, junto a la cuenta de correo electrónico volcajovenes@gmail.com, tienen como objetivo formalizar este nexo entre los jóvenes y el resto de la comunidad volcanológica.

La satisfactoria respuesta obtenida durante el 1er Encuentro demuestra la necesidad y el consenso existente entre los jóvenes de la región en seguir desarrollando y fortaleciendo esta estrategia de integración. Entre los objetivos a corto y mediano plazo se encuentran: a) fortalecimiento de los canales de comunicación y difusión sobre actividades de interés para los jóvenes volcanólogos de la región. Un ejemplo de esto es la convocatoria denominada "Latinoamérica Joven y Volcánica" donde se incentiva a los jóvenes volcanólogos a participar en la Gaceta ALVO plasmando en un escrito su experiencia de campo, leyenda en volcanes, etc., b) elaboración de una base de datos de acceso público donde puedan consultarse los diferentes grupos de trabajo existentes en Latinoamérica, con sus especialidades y referentes, c) establecimiento de un programa de pasantías en observatorios volcanológicos para la formación de jóvenes volcanólogos, d) realización de una publicación de divulgación donde se combine la volcanología, arte y cultura popular de las comunidades latinoamericanas que se han desarrollado al pie de volcanes y e) organización del 2do Encuentro de Jóvenes Volcanólogos Latinoamericanos.

La volcanología en Latinoamérica parece estar tomando un impulso definitivo. Desde el análisis sobre el estado de situación de la volcanología latinoamericana a finales del siglo pasado realizado por Alvarado *et al.*



(1999) al presente, es posible observar un crecimiento exponencial de la disciplina en la región. Durante las últimos dos décadas se han creado nuevos observatorios debido a las últimas crisis que han enfrentado (ej. OVDAS, Chile; OVI, Perú), a su vez que han crecido los ya existentes, incorporando instrumentación y número de personal especializado para el monitoreo de más volcanes. Los observatorios e instituciones científico-técnicas de la región comienzan a adquirir relevancia internacional. La organización de importantes conferencias y talleres internacionales (ej. Asamblea General de la IAVCEI (2004, Chile), COV (2006, Ecuador; 2012, México y 2016, Chile)) es una muestra de esto. La fundación de la ALVO en 2010 significó un hito en el proceso de integración de la comunidad volcanológica latinoamericana. El 1er Encuentro de Jóvenes, su alto nivel de participación y el interés y entusiasmo demostrado por sus asis-

tentes son una señal de los tiempos que corren. Las condiciones para profundizar el camino de integración regional y esfuerzo mancomunado están generadas. Los esfuerzos logrados en el armado y ejecución del 1er Encuentro solo significaron un punto de partida y una actividad concreta para consolidar un espacio donde exponer el interés de los jóvenes científicos de la región.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- 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.
- Delgado-Granados, 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.



CONOS PIROCLÁSTICOS ANIDADOS EN EL CRÁTER DEL VOLCÁN COPAHUE, ARGENTINA

Alberto T. CASELLI^{1,2}, Carlos SOMMER³, Gerardo BARION¹

¹Laboratorio de Estudio y Seguimiento de Volcanes Activos – UNRN. Av.Roca 1242 G.Roca e-mail: atcaselli@unrn.edu.ar
²CONICET

³Universidade Federal do Rio Grande do Sul-UFRGS

ABSTRACT

The Copahue volcano (37°45'S-71°10.2'O) is an active stratovolcano with basaltic andesitic composition. In the active crater, there is usually an acidic lagoon which together with a set of springs constitutes the surface expression of a hydrothermal system. On 12-22-2012 a new eruption left the crater without a gap and after recovering a few times remained without water. Subsequently "grew up" a pyroclastic cone in it. In the present work the main characteristics of the cone are described, based on field observations and petrological characteristics of the products emitted, as well as interpreting the present eruptive mechanisms

Keywords: eruptive style, ash cone, hydromagmatism, scoria cone.

Palabras Clave: estilo eruptivo, cono de cenizas, hidromagmatismo, cono de escoria.

El volcán Copahue (37°45'S-71°10.2'O) es un estratovolcán activo de composición andesítica-basáltica (Hildreth y Moor bath 1988). En el cráter activo se halla un lago caliente y ácido, que junto a un conjunto de vertientes constituyen la expresión superficial del sistema hidrotermal asociado (Varekamp et al. 2001). Trece erupciones se registraron en los últimos 250 años, todas de carácter freáticas-freatomagmáticas, salvo la de los años 2000 y 2012-2017, con características magmáticas estrombolianas (Naranjo and

Polanco 2004; Varekamp et al. 2001; Caselli et al. 2016). En el año 2012 comenzó un nuevo ciclo eruptivo que se prolonga hasta el momento de presentado el trabajo. El 22/12/2012, la que hasta ahora es la fase principal del ciclo, dejó sin laguna al cráter (Caselli et al. 2016). Luego, debido a lo que interpretamos como un sellamiento del sistema, se recuperó la laguna cratérica en dos oportunidades para luego ser expulsada como lahares y/o evaporarse quedando el cráter vacío con fumarolas permanentes. Este ciclo eruptivo ha mostrado características que resultan novedosas si se comparan con los antecedentes que hasta ahora se disponían. Por primera vez ha sido posible observar diferentes mecanismos y estilos eruptivos en relación a la evolución de un ciclo prolongado de actividad del volcán Copahue. Una nueva fase eruptiva comenzó el 20/11/2015, que se prolonga hasta el presente, observándose por primera vez en Copahue la formación, en cierto momento, de al menos dos conos piroclásticos anidados: un cono cinerítico anidado dentro del cráter y posteriormente un cono de esco-

ria dentro del cono cinerítico.

El estilo eruptivo esta dado principalmente en función de la composición y temperatura del magma, el contenido volátil de magma y la cristalinidad, los procesos de exsolución y desgasificación, las tasas de alimentación y descarga del magma, la geometría del conducto y la resistencia mecánica, la presión del depósito de magma y la presencia de agua externa (Bonadonna et al. 2016). La clasificación de la actividad eruptiva se basa generalmente en un pequeño conjunto de parámetros seleccionados, observados directamente durante las erupciones o derivados de sus depósitos, que representan sólo parcialmente la complejidad natural de la actividad (por ejemplo, Walker 1973, Newhall y Self 1982, Pyle 1989, Bonadonna y Costa, 2013).

Muchas erupciones muestran características híbridas, comenzando con un estilo eruptivo pero terminando con otro, resultando en un complejo registro estratigráfico que es difícil de clasificar. La descripción del comportamiento eruptivo debe basarse en una combinación de características del depósito, observaciones visuales de procesos y productos de la erupción, su variación a través del tiempo, prestando atención a la dinámica y variabilidad temporal de las diferentes erupciones.

El estudio de estos depósitos y las observaciones visuales de los procesos han permitido develar información sobre su estilo eruptivo. En el presente trabajo se describen las características principales de los conos, sobre la base de observaciones de campo y las características petrográficas y texturales de los productos emitidos,

como también interpretar el mecanismo eruptivo que les dio lugar.

El cráter del volcán Copahue tiene forma circular, de 300 m por 250 m de diámetro y una profundidad de aproximadamente de 90 metros. Como se mencionó anteriormente generalmente contiene un lago con temperaturas que rondan los 30°- 40°C y elevada acidez (pH<1). Durante el ciclo eruptivo presente, en varias oportunidades ha permanecido sin agua, debido al alto flujo térmico proveniente de la boca de la chimenea.

En diciembre de 2015 se comenzó a formar un cono cinerítico, con intercalaciones de escorias, en el cráter activo del Copahue. En marzo-abril 2016 presentaba unas dimensiones de aproximadamente 150 m de diámetro basal, 30 m de altura y un cráter de 100 m de diámetro. Desde la boca se observó la emisión de una columna de gases y cenizas a alta presión que alternaba periódicamente con nubes de vapor de agua. En varias oportunidades se percibió que arrojaba material de mayor tamaño (bombas volcánicas) por proyección balística (Caselli y Barion 2016).

Un par de meses después, comienza a formarse un cono de escoria, anidado dentro del interior del cono cinerítico. Este se genera a partir del apilamiento por caída de *spatters* desde la boca de salida. Este cono, de un diámetro aproximado de 50 metros y 40 metros de altura, ha tenido un crecimiento continuo, superando la altura del cono cinerítico.

En septiembre de 2016, el cono de escorias colapsó parcialmente y un nuevo cono cinerítico superpuesto se comenzó a formar, quedando al momento de esta presentación, una morfología de cono cinerítico con emisiones de vapor en el cráter.

Se realizó un muestreo superficial del cono cinerítico en dos oportunidades. En el primer ascenso se obtuvieron muestras de este cono y en el segundo ascenso, se constató que el volcán arrojaba bombas volcánicas altamente vesiculadas, que tapizaban la superficie del cono. Esto sería el indicio de un cambio de mecanismo eruptivo, caracterizado por la proyección balística de salpicaduras de lava que no alcanzaban más de 240 m de distancia respecto a la boca de emisión. Al observar las paredes internas del cono, se pudo determinar la intercalación de niveles de bombas volcánicas. Respecto al cono de escoria, debido al riesgo de acercamiento al mismo, no se pudo obtener muestras proximales de las bombas, pero sí distales, arrojadas en el piso del cráter.

La muestra obtenida de la superficie del cono cinerítico corresponde a ceniza gruesa con distribución unimodal que varía de 250 a 125 μm observando la disminución hacia la región distal del cono. Está compuesta por partículas de vitroclastos (23%), abundantes litoclastos compuestos de fragmentos irregulares de color negro (49%) y cristaloclastos (28%). La fracción lapilli, solo está en muy baja proporción en la muestra localizada al tope del cono, y está representada principalmente por litoclastos y en menor medida vitroclastos altamente vesiculados. El análisis detallado de las partículas mediante

SEM permite observar superficies vítreas escalonadas y con pequeños huecos esféricos dispersos (posible evidencia de otro nivel de vesiculación y/o corrosión superficial incipiente o *pitting*) en los fragmentos observados, como también presencia de partículas finas adheridas incluso después de lavado de las muestras mediante ultrasonido.

Las bombas volcánicas, tanto las intercaladas en el cono de cenizas como las del cono de escorias muestran iguales características petrográficas. Presentan formas ahusadas con alta vesiculación (60%). Petrográficamente muestran textura vitroporfírica compuesta por fenocristales de plagioclasas (60%), piroxenos (35%) y olivinas (5%), estos últimos inmersos en la pasta o dentro de los piroxenos. La pasta es vítrea con escasos microlitos de plagioclasas.

La presencia de este cono cinerítico inicial y el análisis del material arrojado, permite especular sobre el mecanismo eruptivo actuante, el cual se evidencia una dinámica hidromagmática predominante que genera un *spray* de cenizas (que se evidenciarían por la presencia de trizas blocosas con características que indican este mecanismo). Alternan períodos de dinámica magmática, del tipo estromboliana, con presencia de bombas y *spatters*, por periódicos pulsos de ascenso del nivel de magma en el conducto, de tal forma que emitiría salpicaduras de magma hacia la superficie. Con posterioridad, un pulso sostenido de magma comienza a dar lugar al cono de escoria que evoluciona creciendo en altura hasta que una disminución del flujo magmático y posible descenso de la columna magmática en el conducto, permitiría el ingreso de agua meteórica con el reestablecimiento de un *spray* cinerítico que da lugar al cono de cenizas que cubre las geoformas precedentes.

AGRADECIMIENTOS

El trabajo fue realizado mediante la ayuda financiera de los proyectos PI 40-A-497 (UNRN) y CNPq/MCT 400724/2014-6 (UFRGS). Los autores agradecen a la comunidad de Caviahue por la colaboración brindada.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Bonadonna, C., R. Cioni, A. Costa, T. Druitt, J. Phillips, L. Pioli, D. Andronico, A. Harris, S. Scollo, O. Bachmann, G. Bagheri, S. Biass, F. Brogi, K. Cashman, L. Dominguez, T. Dürig, O. Galland, G. Giordano, M. Gudmundsson, M. Hort, A. Höskuldsson, B. Houghton, J.C. Komorowski, U. Küppers, G. Lacanna, J.L. Le Pennec, G. Macedonio, M. Manga, I. Manzella, M. de' Michieli Vitturi, A. Neri, M. Pistolesi, M. Polacci, M. Ripepe, E. Rossi, B. Scheu, R. Sulpizio, B. Tripoli, S. Valade, G. Valentine, C. Vidal, N. Wallenstein, 2016. MeMoVolc report on classification and dynamics of volcanic explosive eruptions. Bull Volcanol (2016): 78:84.
- Bonadonna C, Costa A (2013) Plume height, volume and classification of volcanic eruptions based on the Weibull function. Bull Volcanol 75(742).



XX CONGRESO GEOLÓGICO ARGENTINO
7-11 de agosto de 2017 | San Miguel de Tucumán



- Caselli, A., M. Agosto, M.L. Velez, P. Forte, C. Bengoa, B. Capaccioni, 2016. The 2012 eruption. In: Copahue Volcano. Tassi F., Vaselli O., and Caselli A.T. ed. Active volcanoes of the world, Book Series, Springer-Verlag – Heidelberg
- Caselli A.T. y Barion G. 2016. Formación de cono cinerítico en el cráter del volcán Copahue, Argentina. E-ICES 11, p.24. Malargüe, Argentina.
- Naranjo JA, Polanco E (2004) The 2000 AD eruption of Copahue Volcano, Southern Andes. Rev Geol Chile 31:279–292.
- Newhall CG, Self S (1982) The volcanic explosivity index (Vei)—an estimate of explosive magnitude for historical volcanism. Journal of Geophysical Research-Oceans and Atmospheres 87(NC2): 1231–1238.
- Pyle DM (1989) The thickness, volume and grain size of tephra fall deposits. Bull Volcanol 51(1):1–15.
- Varekamp, J.C., Ouimette, A., Hermán, S., Bermúdez, A., Delpino, D., 2001. Hydrothermal element fluxes from Copahue, Argentina: a “beehive” volcano in turmoil. Geology 29 (11), 1059–1062.
- Walker, GPL 1973. Explosive volcanic eruptions—a new classification scheme. Geol Rundsch 62:431–446



CARACTERIZACIÓN DE LAS FASES ERUPTIVAS DEL VOLCÁN COPAHUE DURANTE EL CICLO 2012-2017 (ANDES ARGENTINO-CHILENO)

Alberto T. CASELLI^{1,2}, Carlos SOMMER³, Romina DAGA^{2,4}, Alejandro BAEZ^{1,2},
Juan ALBITE^{5,2}, Gerardo BARION¹

¹LESVA-Instituto de Investigaciones en Paleobiología y Geología. Universidad Nacional de Río Negro-CONICET.
atcaselli@unrn.edu.ar

²CONICET

³Universidade Federal do Rio Grande do Sul-UFRGS

⁴Laboratorio Analisis por Activación Neutronica (CAB-CNEA)

⁵Departamento Ciencias Geológicas - UBA

ABSTRACT

This work describes the main characteristics of the activity and composition of the products emitted during the 2012-17 eruption cycle of Copahue volcano (37°45'S - 71°10.2'O, 2977 meters). Four phases were recognized in the present eruptive cycle where the crater lake begins to recover due to possibly a seal effect on the hydrothermal system due to decreased activity. The Volcanic Explosivity Index (VEI: Newhall and Self Volcanic Explosive Index, 1982) never exceeded the value of 2. The chemical composition of the bombs emitted in the second, third and fourth eruptive phases were analyzed together with the bombs of the year 2000 eruption and postglacial lavas. They maintain a constant composition corresponding to traquiandesite basaltic - andesite basaltic, indicating a constant composition with little evolution, in the magmatic chamber.

Keywords: eruptive phases, eruptive dynamics, petrology, Copahue volcano.

Palabras Clave: fases eruptivas, dinámica eruptiva, petrología, volcán Copahue.

El volcán Copahue (37°45'S - 71°10.2'O, 2977 msnm.), emplazado en el borde occidental de la Caldera de Caviahue, es un estratovolcán activo de composición principalmente andesítica basáltica que se localiza en la Zona Volcánica Sur (33.3° - 46° S) en el límite entre Argentina y Chile. Presenta un registro de erupciones históricas de las cuales, las más recientes han sido en los años 1960, 1992, 1995, 2000 y 2012-2017. Desde el año 2004, o incluso antes, permanecía en continuo proceso de desgasificación. Desde el año 2004 se realizan estudios de sismología, deformación superficial y geoquímica de fluidos (gases y aguas termales) con la finalidad de caracterizar el sistema volcánico (Ibáñez *et al.* 2008, Caselli *et al.* 2009, Vélez *et al.* 2011, Augusto *et al.* 2012, 2013, entre otros). Estas investigaciones han permitido detectar procesos de desgasificación, inferidos a partir de cambios químicos de gases y aguas, sismicidad en la periferia del volcán y procesos superficiales deflacionarios (Caselli *et al.* 2009, Vélez *et al.* 2011).

Con posterioridad al terremoto del Maule, ocurrido en Chile el 27/2/10 (Mw8.8), se detectaron cambios significativos en la actividad sísmica del volcán Copahue, con incremento de señales de alta y baja frecuencia (sismos Volcano-Tectónicos, eventos de Largo Periodo y

Tremores, Bengoa 2016). Pero recién en el año 2011 se observó una serie de parámetros anómalos en el comportamiento del volcán (aumento del flujo gaseoso del cráter, aumento de temperatura en la laguna cratérica y manantiales que emergen del volcán, y un proceso de inflación acelerada del edificio volcánico (Caselli *et al.* 2012, Caselli *et al.* 2016, Vélez *et al.* 2016).

El ciclo eruptivo 2012-17 del volcán Copahue puede ser dividido en cuatro fases principales de actividad. El presente trabajo describe cada una de ellas, las características principales de la actividad y composición de los productos emitidos, sobre la base de observaciones de campo y la caracterización de las tefras.

CICLO ERUPTIVO 2012-2017

Cuatro fases pueden ser reconocidas en el presente ciclo eruptivo del volcán Copahue, que se inician con explosiones que pueden hacer desaparecer el agua de la laguna cratérica y culminan con su restauración en algunos casos.

Primera fase - manifestación hidromagmática (inicio 19/07/2012)

Comienza con una erupción freatomagmática que genera una pequeña pluma, que se dispersó aproximadamente 18 km en dirección E-SE (Caselli *et al.* 2016, Daga *et al.* 2017). La tefra depositada permitió a dichos autores definir al mecanismo eruptivo del evento como un proceso hidromagmático surtseyano, debido a la ocurrencia del mismo en el lago del cráter. El material, obtenido en el borde del cráter, está compuesto principalmente por partículas tamaño ceniza, de azufre piroclástico, y en menor proporción por trizas vítreas, escorias muy vesiculadas y poco vesiculadas, fragmentos irregulares ‘arcillosos’ de color blanco, fragmentos accesorios y/o accidentales. Posteriormente a estos eventos, el lago cráterico continuó con altos valores de temperatura del agua (60°C en la costa), altos valores de acidez (pH<0) y de conductividades extremadamente altos.

Segunda fase:– erupción principal freatomagmática–magmática (22/12/2012)

El inicio de la erupción se produce el día 22 de diciembre con la emisión de una columna de vapor color blanco, que posteriormente se transforma en color gris, moderadamente convectiva, cargada de material piroclástico, que alcanzó una altura aproximada de 5500 metros. La fase culmina en pocas horas con la proyección balística de material juvenil incandescente, que dejó gran cantidad de cráteres de impacto a una distancia de hasta 1 km (Caselli *et al.* 2013, Caselli *et al.* 2016). En pocos minutos se produjo la violenta evaporación del lago cráterico y el sistema hidrotermal somero del edificio volcánico para luego pasar a una etapa de interacción agua-magma (hidromagmática), culminando en pocas horas en una erupción magmática, de estilo estromboliano. En el interior del cráter desapareció la laguna cráterica quedando expuestos grandes cráteres de explosión, por donde surgieron densas emisiones fumarólicas con temperaturas que alcanzaron más de 420°C. Caselli *et al.* (2016) presentan las características del material emitido, bombas volcánicas y fragmentos pumíceos, ambos de composición andesítica basáltica a traquiandesita basáltica (53,87-54,71 % SiO₂), con textura hialopilitica, compuestos de fenocristales de plagioclasa, clinopiroxeno y olivino. Báez (2015) describe las cenizas caídas, compuestas por partículas pumíceas (35%), trizas vítreas (25%), esférulas vítreas (3%), fragmentos escoriáceos (10%), azufre piroclástico (10%), líticos accesorios (12%) y cristales (5%).

Tercer fase: hidromagmático–magmático (inicio julio 2014)

Hacia fines de diciembre de 2013 comienza a recupe-

rarse la laguna cráterica y en julio de 2014 una explosión expulsa el agua formando pequeños lahares sobre el flanco este del volcán. Con posterioridad, en octubre 2014 una nueva fase freatomagmático-magmático da lugar a la emisión de cenizas y bombas volcánicas. Caselli *et al.* (2015) describieron las bombas emitidas, las cuales presentaron similar características texturales y composición química.

Cuarto fase: hidromagmático–magmático (inicio noviembre 2015)

En septiembre 2015 comienza a acumularse agua en el cráter del volcán, recuperándose la laguna cráterica. Varias semanas después, comienza una nueva fase hidromagmático – magmático que da lugar a la formación de conos piroclásticos anidados en el cráter (Caselli y Barion 2016, Caselli *et al.* este congreso). Durante dicho período arrojó cenizas y bombas volcánicas que fueron analizadas.

Como conclusión, el ciclo eruptivo del Copahue, de julio 2012 hasta 2017 es el más largo y de mayor magnitud durante tiempos históricos. El Índice de Explosividad Volcánica (VEI: Volcanic Explosive Index de Newhall y Self, 1982) nunca excedió el valor de 2. Cuatro fases fueron reconocidas en el presente ciclo eruptivo donde la laguna cráterica comienza a recuperarse debido posiblemente a un efecto sello en el sistema hidrotermal por disminución de la actividad. La composición química de las bombas emitidas en la segunda, tercera y cuarta fase eruptiva fueron analizadas junto a las bombas de la erupción del año 2000 y las lavas posglaciares. Se mantienen una composición constante correspondiente a traquiandesita basáltica - andesita basáltica, lo que indica una composición constante con escasa evolución, en la cámara magmática.

AGRADECIMIENTOS

El trabajo fue realizado mediante la ayuda financiera de los proyectos PI 40-A-497 (UNRN) y CNPq/MCT 400724/2014-6 (UFRGS). Los autores agradecen a la comunidad de Caviahue por la colaboración brindada.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Agusto M., Caselli A., Tassi F., Dos Santos Alfonso M., Vaselli O., 2012. Seguimiento geoquímico de las aguas ácidas del sistema volcánico Copahue – Rio Agrio: Posible aplicación para la identificación de precursores eruptivos. *Rev As Geol Arg* 689(4):481–495.
- Agusto M., Tassi F., Caselli A., T., Vaselli O., Rouwet D., Capaccioni B., Caliro S., Chiodini G., Darrah T., 2013. Gas geochemistry of the magmatic-hydrothermal fluid reservoir in the Copahue-Caviahue Volcanic Complex (Argentina). *J Volcanol Geotherm Res*, 257: 44 – 56.
- Báez, A., 2015. Estudio de los depósitos post-glaciares del volcán Copahue: análisis de la peligrosidad. Trabajo Final de Licenciatura Universidad Nacional de Río Negro, 75 pp.



- Inédito.
- Bengoa, C., 2016. Estudio de la sismicidad volcano-tectónica del volcán Copahue, Cordillera Neuquina-Argentina, 2003-2010. Evidencias de reactivación del sistema. Tesis Doctoral. Facultad Ciencias Exactas y Naturales – Universidad de Buenos Aires, 284 páginas.
- Caselli A., Vélez M.L., Agosto M.R., Bengoa C.L., Euillades P.A., Ibáñez J.M., 2009. Copahue volcano (Argentina): A relationship between ground deformation, seismic activity and geochemical changes. Ed. Bean, Braiden, Lockmer, Martini and O'Brien. The Volume Project. Volcanoes: Understanding subsurface mass movement. Printed by Jaycee, pp. 309-318.
- Caselli A., Agosto M., Capaccioni B., Tassi F., Chiodini G., Tardani D., 2012. Aumento térmico y composicional de las aguas cratéricas del Volcán Copahue registradas durante el año 2012 (Neuquen, Argentina). XIII Congreso Geológico Chileno. Antofagasta, 2012. Actas: 441-442.
- Caselli A.T. M.L. Vélez M. Agosto, P. Forte, J. M. Albite, R. Daga. 2013. Erupción del volcán Copahue (Argentina): evolución, productos e impacto social y ambiental. Foro Internacional sobre Peligros Geológicos, Arequipa, Peru. 14-16/10/13. Acta: 104-109
- Caselli A.T., Arce M., Albite J.M., Daga R., Vélez M.L., Agosto M.R., Sommer C., 2015. Ciclo eruptivo 2012-14 del volcán Copahue (Andes del Sur): evolución y productos emitidos. XIV Congreso Geológico Chileno, 499.
- Caselli, A., M. Agosto, M.L. Vélez, P. Forte, C. Bengoa, B. Capaccioni, 2016. The 2012 eruption. In: Copahue Volcano. Tassi F., Vaselli O., and Caselli A.T. ed. Active volcanoes of the world, Book Series, Springer-Verlag – Heidelberg. 61-80.
- Caselli A.T. y Barion G. 2016. Formación de cono cinerítico en el cráter del volcán Copahue, Argentina. E-ICES 11, p.24. Malargüe, Argentina.
- Daga R., A. Caselli, S. Ribeiro Guevara, M. Agosto, 2017. Tefras emitidas durante la fase inicial hidromagmática (julio de 2012) del ciclo eruptivo 2012-actual (2016) del volcán Copahue (Andes del Sur). Revista de la Asociación Geológica Argentina 71 (1):112-124.
- Ibáñez J.M., Del Pezzo E., Bengoa C., Caselli A., Badi G., Al-mendros J.. 2008. Volcanic tremor and local earthquakes at Copahue volcanic complex, Southern Andes, Argentina. Journal of South American Earth Science 174, 284-298.
- Linde A.T., Sacks L.S., 1998. Triggering of volcanic eruptions. Nature 395, 888-890.
- Naranjo J.A. y Polanco E., 2004. The 2000 AD eruption of Copahue Volcano, Southern Andes. Revista Geológica de Chile 31 (2), 279-292.
- Velez M.L., Euillades P., Caselli A., Blanco M., Martínez Díaz J., 2011. Deformation of Copahue volcano: Inversion of InSAR data using a genetic algorithm. Journal of Volcanology and Geothermal Research. 202 (1-2):117-126.
- Velez M.L., P. Euillades, M. Blanco y L. Euillades, 2016. Ground deformation between 2002 and 2013 from InSAR observations. In: Copahue Volcano. Tassi F., Vaselli O., and Caselli A.T. ed. Active volcanoes of the world, Book Series, Springer-Verlag – Heidelberg. 175-198.



MODELO CONCEPTUAL PRELIMINAR DEL SISTEMA GEOTERMAL DEL CERRO BLANCO (PUNA AUSTRAL) A PARTIR DE ESTUDIOS DE GEOQUÍMICA DE FLUIDOS

Agostina L. CHIODI¹, Walter A. BÁEZ¹, Franco TASSI², Emilce BUSTOS¹, José G. VIRAMONTE¹,
Guido GIORDANO³, Rubén FILIPOVICH¹, Ma. Florencia AHUMADA¹

¹GEONORTE - INENCO (UNSa – CONICET), Av. Bolivia 5150, A4400FVY, Salta, Argentina. E-mail: agoch18@hotmail.com

²Department of Earth Sciences, University of Florence, Florencia, Italy

³Dipartimento di Scienze Geologiche, Università Roma Tre, Largo S. Leonardo Murialdo 1, 00146 Roma, Italia

RESUMEN

En esta contribución se presentan los resultados del estudio geoquímico llevado a cabo en las manifestaciones hidrotermales relacionadas a la caldera del Cerro Blanco (Puna Austral) con el objetivo de construir el primer modelo hidro-geoquímico conceptual del sistema geotermal. La caracterización geoquímica de las fases fluidas se realizó mediante el muestreo directo de aguas y gases, y el posterior análisis de su composición química (inorgánica y orgánica) e isotópica. En la caldera del Cerro Blanco se infiere la existencia en profundidad de un reservorio geotermal a temperaturas de ~235-260°C, de composición $\text{Cl}^- (\text{HCO}_3)^- \text{-Na}^+$, alojado en rocas del basamento pre caldera y sellado por los depósitos de la Ignimbrita Cerro Blanco. Las aguas meteóricas que recargan el acuífero geotermal aportan los compuestos gaseosos de origen atmosférico. Por otro lado, fluidos magmáticos provenientes de la desgasificación de la cámara magmática contribuyen de manera significativa (~27%) a modificar la composición química del reservorio geotermal aportando los componentes principales que componen la fase gaseosa emitida en las fumarolas geotermiales. El gradiente geotérmico local sería de ~189-210°C/km.

Palabras clave: geotermómetros, reservorio geotermal, caldera volcánica, energía renovable. .

ABSTRACT

Preliminary conceptual model of the Cerro Blanco geothermal system (Southern Puna) from fluid geochemistry investigations. In this report, we present the results of a geochemical survey carried out on the hydrothermal manifestations related with the Cerro Blanco caldera (Southern Puna) in order to construct the first hydro-geochemical conceptual model of the geothermal system. The geochemistry characterization of the fluid phase was carried out by direct sampling of waters and gases, and subsequent analysis of their chemical (organic and inorganic) and isotopic composition. In the Cerro Blanco caldera it is inferred the existence of a $\text{Na}^+ \text{-Cl}^- (\text{HCO}_3)^-$ reservoir at depth with temperatures around 235-260°C, hosted in the pre caldera basement rocks and sealed by the Cerro Blanco Ignimbrite deposits. Meteoric waters that recharge the geothermal aquifer contribute the gaseous compounds of atmospheric origin. On the other hand, magmatic fluids from the degassing magma chamber contribute significantly (~27%) to modify the chemical composition of the geothermal reservoir, contributing the main components that make up the gas phase emitted in the geothermal fumaroles. The local geothermal gradient would be ~189-210°C/km.

Keywords: geothermometers, geothermalreservoir, collapse caldera, renewable energy. .

INTRODUCCIÓN

Los países andinos de Sudamérica constituyen áreas promisorias para la exploración del recurso geotermal debido a su posición favorable sobre el Círculo de Fuego

circum-Pacífico, donde las características magmáticas y tectónicas favorecen el desarrollo de sistemas geotermiales. A pesar de la probada existencia de este recurso, al presente aún no ha sido posible el desarrollo de esta energía para la generación de electricidad (Lahsen et al.

2015). En este sentido, la única planta geotérmica que estuvo en operación en Sudamérica fue la unidad binaria de 670 kW en Copahue, Neuquén, la cual fue desarmada en 1996 (Bertani 2012) y actualmente se encuentra en la etapa de construcción el proyecto Cerro Pabellón que contempla la instalación de una planta geotérmica de 50 MW en Pampa Apacheta, Chile. Debido a la creciente demanda de nuevas fuentes de energía dentro de un marco regulatorio que promueve el uso de energías renovables no convencionales en Argentina; durante los últimos años ha habido un renovado interés por el desarrollo de la energía geotérmica. Desde el punto de vista de generación de energía eléctrica en el territorio argentino los sistemas geotermales de alta temperatura más interesantes se encuentran asociados al arco volcánico Neógeno-Holoceno. Los sistemas relacionados a intrusiones son generalmente los de mayor temperatura ($T \geq 220 \text{ }^\circ\text{C}$) y los que producen electricidad a nivel mundial (Goff y Janik 2000). Las calderas volcánicas jóvenes de composiciones ácidas, como es el caso de la Caldera del Cerro Blanco, constituyen ambientes geológicos ideales para el desarrollo de sistemas geotérmicos de gran magnitud y larga vida (Goff y Janik 2000). Por un lado, requieren la acumulación de magma en niveles superficiales de la corteza lo que implica un alto flujo de calor. Por otro lado, el colapso caldérico genera un enorme volumen de rocas intra-caldera intensamente fracturadas que constituyen excelentes reservorios por permeabilidad secundaria capaces de retener grandes volúmenes de agua meteórica calentada por el sistema magmático subyacente (Goff y Janik 2000). El Complejo Volcánico Cerro Blanco (CVCB) localizado en la Puna Austral (provincia de Catamarca) es un importante objetivo geotérmico debido a que constituye el sistema de calderas de colapso más joven (Pleistoceno Medio-Holoceno; Báez et al. 2015, y citas allí) para este sector de los Andes Centrales. Actualmente el CVCB sufre una subsidencia de $\sim 0,87 \text{ cm/año}$ (Brunori et al. 2013 y citas allí) y aloja un sistema geotermal activo (Viramonte et al. 2005a, Chiodi 2015). Si bien existen publicaciones recientes sobre el CVCB (Fernández-Turiel et al. 2015, Báez et al. 2015, 2017, entre otros) éstas se enfocan en los aspectos vulcanológicos permaneciendo el sistema hidrotermal escasamente investigado. En este sentido, la geoquímica de fluidos constituye una valiosa herramienta durante las etapas de reconocimiento y pre factibilidad en estudios de exploración geotérmica debido a que provee información sobre los procesos y condiciones en profundidad (e.g. temperaturas de equilibrio, condiciones redox, origen de los fluidos, etc.) que no pueden ser obtenidos mediante otras técnicas (e.g. geofísica, geología). En esta contribución se presentan los resultados del estudio geoquímico llevado a cabo en las manifestaciones hidrotermales relacionadas con el CVCB con el objetivo de construir el primer modelo hidro-geoquímico conceptual del sistema geotermal.

MARCO GEOLÓGICO

El CVCB ($26^\circ 45,7' \text{ S} - 67^\circ 44,1' \text{ O}$), es un sistema de calderas anidadas (Báez et al. 2015 y citas allí) ubicado en el extremo sur del *Plateau* Andino, dentro del segmento del arco volcánico activo denominado Zona Volcánica Central, al cual se asocian abundantes depósitos piroclásticos de composición ácida. La estratigrafía del área pre CVCB comprende el basamento constituido por rocas metamórficas de bajo a alto grado del Precámbrico-Paleozoico Inferior intruídas por granitoides e intrusivos básicos a ultrabásicos paleozoicos; y por secuencias volcano-sedimentarias ordovícicas con grados variables de metamorfismo e intrusivos básicos a ultrabásicos también afectados por metamorfismo de mediano grado (Suzaño et al. 2014 y citas allí). La estratigrafía no volcánica de la región se completa por sedimentitas clásticas continentales de colores rojizos y de edad pérmica, y por secuencias continentales paleógenas aflorantes en la Sierra de Filo Colorado (Suzaño et al. 2014 y citas allí). En el área, el volcanismo mio-plioceno está representado por diferentes unidades ignimbríticas; y andesitas y dacitas del Complejo Volcánico La Hoyada (Bustos et al. 2016 y citas allí). La actividad volcánica del CVCB representa un periodo eruptivo constituido por tres épocas eruptivas principales caracterizadas por mecanismos de colapso, generación de estructuras volcánicas y estilos eruptivos particulares (Báez et al. 2015). La actividad más reciente es la relacionada con la generación de la caldera Cerro Blanco (*sensu* Báez et al., 2015), donde se ubica el sistema geotermal en estudio. La erupción que dio lugar a la caldera fue de tipo explosiva pliniana y está representada por abundantes depósitos de caída con amplia distribución regional (Fernández Turiel et al. 2015) y corrientes de densidad piroclásticas representadas por la Ignimbrita Cerro Blanco (Báez et al. 2015). Finalmente, la actividad post caldera fue de tipo efusiva/explosiva y está representada por el emplazamiento de domos y por la destrucción de los mismos (Báez et al. 2015).

METODOLOGÍA

La caracterización geoquímica de las fases fluidas se realizó mediante el muestreo directo de aguas y gases en manantiales y fumarolas geotermales, y el posterior análisis de su composición química (inorgánica y orgánica) e isotópica; lo que permitió determinar el origen de los componentes, los procesos que controlan su composición y las condiciones de P-T de los fluidos dentro del reservorio. La metodología de muestreo empleada para los diferentes tipos de emisiones gaseosas y líquidas se realizó siguiendo las técnicas de muestreo descriptas por Montegrossi et al. (2001) y Tassi et al. (2003).

RESULTADOS

Se reconocieron y caracterizaron tres tipos de mani-

manifestaciones hidrotermales asociadas al Sistema Geotermal del Cerro Blanco (SGCB; Fig. 1a, b, c, d):

Fumarolas geotermales (CB), con temperaturas que varían entre 83°C y 93,7°C, localizadas en el sector norte de la caldera del Cerro Blanco (26,7588°S-67,7394°O), sobre un sistema de fallas de rumbo NNE-SSO (~N60°), el cual parece haber controlado también la actividad dómica post caldera (Arnosio et al. 2005, Viramonte et al. 2005b). La zona de actividad fumarólica se encuentra ubicada dentro de una depresión topográfica de morfología irregular de ~30-70 m de diámetro interpretada como un cráter de explosión freática. En los alrededores de las bocas fumarólicas existe una zona de alteración argílica avanzada (Viramonte et al. 2005a) con una temperatura superficial promedio de ~92°C (Fig. 1a). La fase gaseosa está compuesta principalmente por CO₂ (949 mmol/mol) y N₂ (36 mmol/mol), con concentraciones relativamente altas de H₂S (13,5 mmol/mol) e H₂ (0,037 mmol/mol). El He se presenta en bajas concentraciones (0,0014 mmol/mol) y el CO está ausente o bien por debajo del límite de detección del instrumento. Los gases atmosféricos se presentan en muy bajas concentraciones (O₂, Ar y Ne 0,71, 0,34 y 0,00018 mmol/mol; respectivamente). Entre los compuestos orgánicos el CH₄ es la especie más abundante (0,022 mmol/mol), mientras que las restantes especies de hidrocarburos presentan valores significativamente menores, con concentraciones que oscilan entre 0,00011 mmol/mol de pentano (i-C₅H₁₂) hasta 0,0054 mmol/mol de etano (C₂H₆). Las determinaciones isotópicas realizadas arrojaron valores relativamente altos para la relación R/Ra de 2,16 (siendo entre 0,92 y 5,52 para el arco volcánico de los Andes; Hoke et al. 1994). El valor del δ¹³C en CO₂ es de -5,23‰ vs. V-PDB.

Vertientes frías (EM), con valores de temperatura entre 6° y 13°C, de composición HCO₃⁻(SO₄⁻²)-Na⁺ y pH cercano a neutral (~7,84), localizadas a una distancia de aproximadamente 10 km hacia el SSE (26,8493°S-67,7053°O) respecto al sitio de emisión de las fumarolas geotermales, presentando las características descritas por Nicholson (1993) para el agua de los manantiales fríos y calientes en zonas marginales de sistemas geotermales. Este tipo de aguas se originan por la condensación de fase gaseosa en aguas subterráneas pobremente oxigenadas (Marini 2000), las cuales neutralizan su acidez inicial mediante la disociación del CO₂ disuelto y la posterior alteración de las rocas circundantes (Henley et al. 1984), que debido a los bajos valores de CE (≤ 0,47 mS/cm) se estima es escasa. Otro proceso capaz de aportar SO₄²⁻ al agua de estas vertientes podría ser la oxidación de sulfuros en superficie producto del contacto con aguas meteóricas, debido a que en numerosos sectores las rocas del Complejo Volcánico La Hoyada se encuentran alteradas hidrotermalmente y mineralizadas.

Vertientes calientes y piscinas burbujeantes (LH),

con temperaturas de hasta 67,4°C, composición Cl⁻(HCO₃⁻)-Na⁺, pH entre 6,33 y 6,52 y conductividades de hasta 6,69 mS/cm. A estas manifestaciones hidrotermales se las conoce con el nombre de Los Hornitos y si bien se encuentran a una distancia considerable de la caldera del Cerro Blanco (aproximadamente 13 km hacia el SO; 26,8781°S-67,7672°O) por su localización y características químicas e isotópicas se considera que forman parte del SGCB representando una zona de pérdida del reservorio geotermal (Fig. 1b, c, d).

La caracterización isotópica de la fase líquida comprendió la determinación de las relaciones isotópicas ²H/¹H y ¹⁸O/¹⁶O en la muestra de condensados de la fumarola geotermal (CB: -49 y -5,1‰ V-SMOW para δD y δ¹⁸O respectivamente), en 3 muestras de agua de vertientes frías de la zona de El Médano (EM: con valores entre -30,5 y -25‰ V-SMOW para δD y entre -5,31 y -3,38‰ V-SMOW para δ¹⁸O), en 2 vertientes frías localizadas en el borde oeste de la caldera del Cerro Blanco donde aflora el basamento pre caldera (CBVF: con valores entre -35,14 y -27,2‰ V-SMOW para δD y entre -5,13 y -4,15‰ V-SMOW para δ¹⁸O) y en una muestra de nieve (CBN: -40,1 y -7,37‰ V-SMOW para δD y δ¹⁸O respectivamente) proveniente del mismo sector, en 3 vertientes calientes de la zona termal de Los Hornitos (LH: con valores entre -31,66 y -30,78‰ V-SMOW para δD y entre -5,43 y -5,20‰ V-SMOW para δ¹⁸O) y en el cauce superficial del mismo sector antes de recibir el aporte de las vertientes termales (RLH: -20,47 y -4,09‰ V-SMOW para δD y δ¹⁸O respectivamente). Estos valores permiten asumir un origen meteórico para el agua que recarga el acuífero geotermal. La diferencia existente entre la composición isotópica de la muestra CB respecto a las demás muestras, dada fundamentalmente por el contenido en D, podría explicarse si se considera que el agua meteórica que recarga el acuífero geotermal (de composición isotópica similar a las muestras EM y CBVF) alcanza temperaturas en profundidad muy superiores a los 200°C y por lo tanto se produce ebullición y separación de vapor (Truesdell, 1991). En este caso, la muestra de los condensados (CB) constituiría una muestra del vapor empobrecido isotópicamente respecto al agua meteórica original.

DISCUSIONES Y CONCLUSIONES

Los resultados obtenidos hasta el momento permiten inferir la existencia en profundidad de un reservorio geotermal a temperaturas de ~235-260°C y de composición Cl⁻(HCO₃⁻)-Na⁺, posiblemente alojado en rocas del basamento pre caldera. La permeabilidad del reservorio sería principalmente de tipo secundaria asociada al intenso fracturamiento generado durante el colapso de la caldera y también de tipo primaria en los depósitos volcánicos intercalados en el Complejo Volcánico la Hoyada. El sello del sistema lo constituiría la Ignimbrita Cerro Blan-

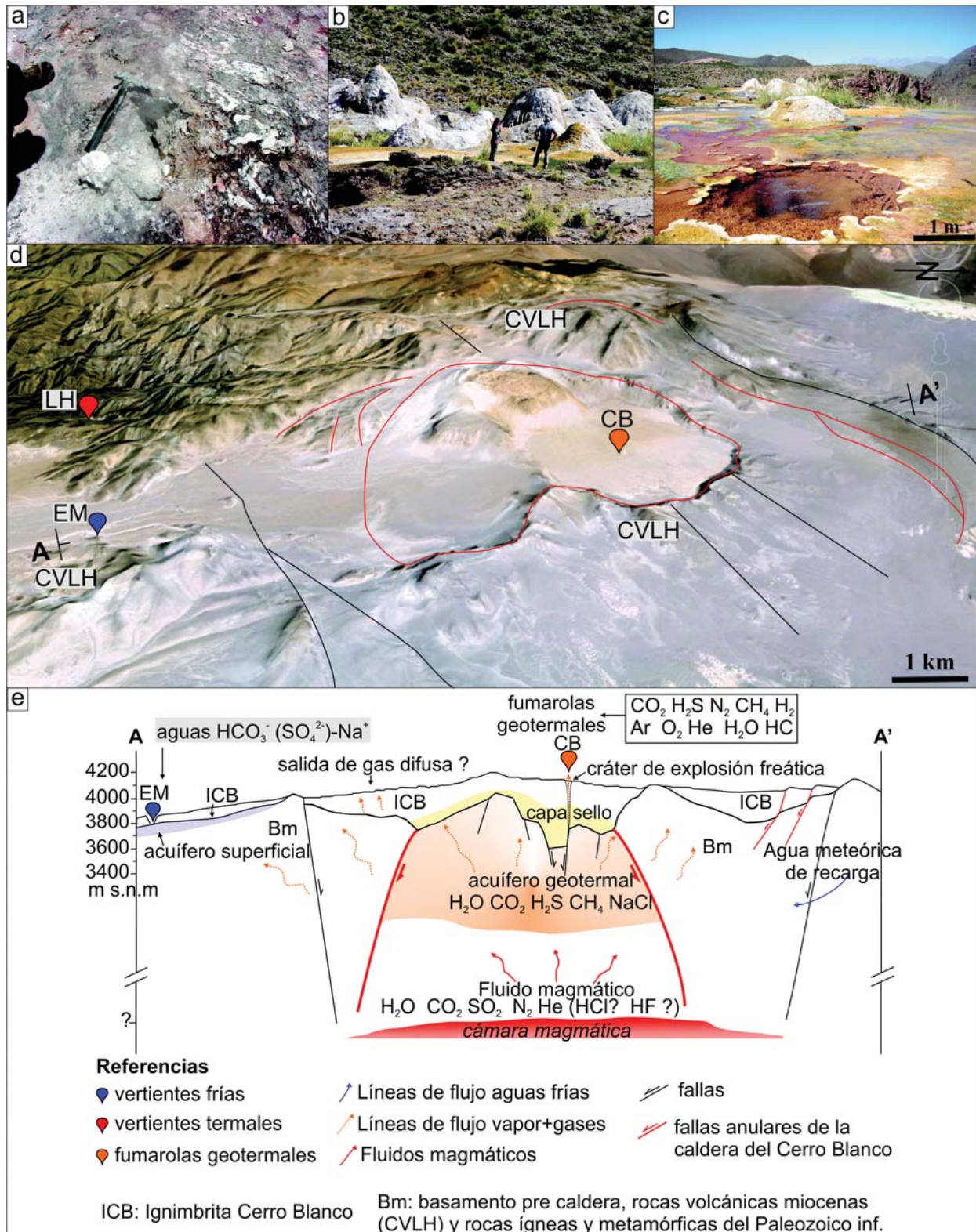


Figura 1. a) Fumarola geotermal en el centro de la caldera del Cerro Blanco. b y c) Vista general y detalle de una piscina burbujeante de la zona geotermal Los Hornitos. d) Imagen Google Earth3D de la caldera del Cerro Blanco donde se indica la orientación del perfil A-A' y los sitios con emisiones de fluidos hidrotermales y vertientes relacionadas: CB: fumarolas geotermiales, EM: vertientes frías de El Médano, LH: vertientes termales Los Hornitos. CVLH: Complejo Volcánico La Hoyada.e)Modelo geoquímico conceptual del SGCB en un perfil esquemático orientado NO-SE (A-A') (perfil esquemático modificado de Báez et al.2015).

co formada por depósitos piroclásticos no consolidados de granulometría muy fina y baja permeabilidad primaria. La alteración de esta unidad en contacto con un reservorio de las características antes mencionadas generaría una capa arcillosa de origen hidrotermal (*claycap*), la cual constituiría el límite térmico superior del reservorio (Fig. 1e). La existencia de una brecha de explosión freática en los sectores aledaños a las fumarolas geotermales requiere la sobrepresurización del acuífero en profundidad evidenciando la efectividad de la cubierta piroclástica como sello del sistema y por otro lado, permite confirmar mediante la composición litológica de los bloques que la componen (Chiodi, 2015), al basamento pre caldera como reservorio principal de los fluidos hidrotermales. Los resultados isotópicos $\delta^{18}\text{O}$ y D indican un origen meteórico para el agua que recarga el reservorio geotermal sugiriéndose como áreas de recarga los sectores aledaños a la caldera del Cerro Blanco, principalmente hacia el O y NO donde existen amplios afloramientos del basamento pre caldera. Aunque no se descarta una recarga asociada a un sistema hidrogeológico más regional. Las aguas meteóricas que recargan el acuífero geotermal aportan los compuestos gaseosos de origen atmosférico. Por otro lado, fluidos magmáticos provenientes de la desgasificación de la cámara magmática contribuyen de manera significativa (~27%) a modificar la composición química del reservorio geotermal aportando los componentes principales (CO_2 , N_2 , H_2 , H_2S , He, HC) que componen la fase gaseosa emitida en las fumarolas geotermales. La presencia de las vertientes frías EM con composición HCO_3^- (SO_4^{2-})- Na^+ y bajos valores de conductividad, sugiere la interacción de los fluidos hidrotermales profundos con acuíferos más superficiales (Fig. 1e). Considerando un promedio de profundidad de la roca reservorio de ~1200 m (estimada a partir de estudios de gravimetría; Di Filippo et al. 2008), una temperatura ambiente media de ~8,1°C (fuente: estación meteorológica de Antofagasta de la Sierra, INTA) y las temperaturas estimadas del reservorio mediante geotermómetros gaseosos (~260°C) y geotermómetros catiónicos (~235 °C), el gradiente geotérmico local para la caldera del Cerro Blanco sería de alrededor de 210°C/km y 189 °C/km, respectivamente. Este gradiente geotérmico elevado resulta similar a gradientes geotérmicos propuestos para sistemas geotermales asociados a calderas de composiciones ácidas (Wood 1995) y sería consecuencia del alto flujo de calor generado por el emplazamiento de una cámara magmática en niveles superficiales de la corteza. Actualmente se están llevando a cabo estudios de geofísica que permitirán confirmar y/o mejorar el modelo propuesto. En este sentido, la definición de la profundidad del reservorio es de fundamental importancia ya que impacta significativamente en los cálculos de gradiente geotérmico. Los resultados a obtener y su integración con la información existente constituirá la base de conocimiento necesaria para realizar futuras estimaciones del potencial geotérmico del área y fi-

nalmente evaluar la implementación del recurso geotérmico como alternativa energética para pequeñas poblaciones o instalaciones mineras aisladas del Sistema Interconectado Nacional (e.g. localidad El Peñón, distrito minero La Hoyada, etc.).

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Báez, W., Arnosio M., Chiodi A., Ortiz Yañes A., Viramonte J.G., Giordano G. y Bustos E. 2015. Estratigrafía y evolución del Complejo Volcánico Cerro Blanco, Puna Austral, Argentina. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 1: 29-49.
- Báez, W., Chiodi A., Bustos E., Arnosio M., Viramonte J.G. y Giordano G. 2016. Mecanismos de emplazamiento y destrucción de los domos lávicos asociados a la Caldera del Cerro Blanco, Puna Austral. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. En prensa.
- Bertani, R. 2012. Geothermal power generation in the world 2005–2010 update report. *Geothermics* 41: 1-29.
- Brunori, C., Bignami, C., Stramondo, S. y Bustos, E. 2013. 20 years of active deformation on volcano caldera: Joint analysis of InSAR and AInSAR techniques. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 23: 279-287.
- Bustos, E., Arnosio, M. y Norini, G. 2014a. Identificación de edificios volcánicos mediante el análisis morfológico a partir de modelos digitales de elevación: Complejo Volcánico La Hoyada (Puna Austral). 19° Congreso geológico Argentino, Córdoba.
- Bustos, E., Arnosio, M., Matteíni, M. y Franco, G. 2014b. Caracterización geoquímica de los dominios morfológicos del Complejo Volcánico La Hoyada. Puna Austral. 19° Congreso geológico Argentino, Córdoba.
- Bustos, E., Báez, W., Norini, G. and Arnosio. 2016. Volcanic evolution of the eastern sector of the Cordillera de San Buenaventura: Geodynamic implications for the Southern Puna. *Actas del Citeson Volcanoes 9*, Puerto Varas, Chile.
- Chiodi, A. 2015. Caracterización geoquímica de Sistemas geotérmicos en dos ambientes contrastados del Noroeste Argentino: Puna Austral y Sistema de Santa Bárbara. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de Salta, (inédita), 197 p., Argentina.
- Di Filippo, M., Di Nezza, M., Colombi, A., Viramonte, J.G. y Toro, B. 2008. Estructura gravimétrica del Complejo Volcánico Cerro Blanco, Puna Austral, Argentina. 17° Congreso Geológico Argentino, Actas 1:203-204, Jujuy.
- Fernández Turiel, J.L., Saavedra, J., Perez-Torrado, F.J., Alejandro Rodríguez González, A., Carracedo, J.C., Lobo, A., Rejas, M., Juan-Fernando Gallardo, J.F., Osterrieth, M., Julieta Carrizo, J., Esteban, G., Martínez, L.D., Gil, R.A., Ratto, N. y Báez, W. 2015. The ash deposits of the 4200 BP Cerro Blanco eruption: the largest Holocene eruption of the Central Andes. *Geophysical Research Abstracts* Vol. 17, EGU2015-3392, 2015 EGU General Assembly 2015.
- Goff, F. y Janik, C. J. 2000. Geothermal systems. En Ballard, R. (ed.), *Encyclopedia of volcanoes*, Academic Press. 1415pp.
- Henley, R., Truesdell, A., Barton, P. y Whitney, J. 1984. Fluid-mineral Equilibria in Hydrothermal Systems. *Reviews in Economic Geology* 1: 267 p.
- Hoke, L., Hilton, D. R., Lamb, S. H., Hammerschmidt, K. y Friedrichsen, H. 1994. ^3He evidence for a wide zone of active mantle melting beneath the Central Andes. *Earth and*



- Planetary Science Letters 3-4: 341-355.
- Lahsen, A., Rojas, J., Morata, D. y Aravena, D. 2015. Exploration for high-temperature geothermal resources in the Andean countries of South America. Proceedings of the world geothermal congress, Melbourne, Actas 19-25, Australia.
- Marini, L., 2000. Geochemical Techniques for the Exploration and Exploitation of Geothermal Energy. Informe Proyecto FONDEF 99I1051, 82 p.
- Montegrossi, G., Tassi, F., Vaselli, O., Buccianti, A. y Garofalo, K. 2001. Sulfur species in volcanic gases. Analytical Chemistry 73: 3709-3715.
- Nicholson, K. 1993. Geothermal fluids: chemistry and exploration techniques. Springer-Verlag, 268 p, Berlin.
- Suzaño, N., Becchio, R., Sola, A., Fuentes, G. y Ortiz, A., 2014. Dominios de basamento del Paleozoico Inferior en la Sierra de El Peñón, Puna Austral, Provincia de Catamarca. 19° Congreso Geológico Argentino, Córdoba.
- Tassi, F., Montegrossi, G. y Vaselli, O. 2003. Metodologie di campionamento ed analisi di fasi gassose. CNR-IGG, Università di Florencia, Italia, Reporte Interno N°1/2003, 16 p.
- Truesdell, A.H. 1991. Effects of physical processes on geothermal fluids. En: D'Amore F (ed.) Application of geochemistry in geothermal reservoir development. UNITAR/UNDP publication, 71-92p., Roma.
- Viramonte, J.G., Castro Godoy, S., Arnosio, M., Becchio, R. y Poodts, M., 2005a. El Campo Geotermal de la Caldera de Cerro Blanco, Utilización de Imágenes Aster. 16° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 505-512, La Plata.
- Viramonte, J.G., Arnosio, M., Becchio, R., Gropelli, G., Norini, G., Corazzatto, C., DiFillipo, M., Blanco, M., Eulillades, P., Poodts, M., Castro Godoy, S., Klotz, J., Asch, G. y Heit, B. 2005b. Cerro Blanco Volcanic Complex: the youngest caldera system in the Southern Central Andes. A multidisciplinary Earth Science Project. 19° Colloquium on Latin American Geosciences. Potsdam. Terra Nostra (05/1): 19 LAK Postdam. 135 p.
- Viramonte, J.G., Arnosio, M., Becchio, R., de Silva, S. y Roberge, J. 2008. Cerro Blanco Volcanic Complex, Argentina: A Late Pleistocene to Holocene rhyolitic arc-related caldera complex in the Central Andes. IAVCEI, General assembly Reykjavik, Islandia.
- Wood, C. P. 1995. Calderas and geothermal systems in the Taupo volcanic zone, New Zealand. World Geothermal Congress, Actas 2: 1331-1336, Florencia, Italia.



EVALUACION DEL RIESGO VOLCANICO RELATIVO EN ARGENTINA

Manuela ELISSONDO¹, Camila FARIAS², Estela COLLINI^{2, 3}

¹Servicio Geológico Minero Argentino (SEGEMAR). General Paz 5445 (colectora) - Parque Tecnológico Miguelete. Edificio Edificio 25. San Martín (B1650 WAB). Provincia de Buenos Aires. E-mail: manuelaje@yahoo.com.ar

²Servicio Meteorológico Nacional (SMN). Av. Dorrego 4019, Buenos Aires.

E-mails: farias.camilap@gmail.com ; estela.collini@gmail.com

³Servicio Hidrográfico Nacional (SHN).

ABSTRACT

A collaboration project between SEGEMAR-SMN began in 2015 in order to update and accomplish the Volcanic Risk Assessment that was previously carried out by SEGEMAR. The methodology applied in this evaluation is based on National Volcano Early Warning System NVEWS developed by the USGS (United States Geological Survey) and applied in Chile. The main goal of this analysis is to identify the volcanoes that involve a higher risk for Argentina and, according to these results, organize and prioritize studies and monitoring activities.

In this project, a number of 38 volcanoes located in the Andean Cordillera totally in Argentine territory and on the International border where studied. According to NVEWS methodology, to obtain the risk, it is necessary to analyze a number of hazard and exposure factors. The hazard factors, which have been already analyzed in 2011 by SEGEMAR, were updated based on bibliographic data from different sources. The Hazard factors considers the volcano characteristics including type of volcano, Volcanic Explosivity Index, type of activity, Eruption Recurrence, type of Holocene products and processes and Historical Unrest Factors. The Hazard Value changed in several volcanoes respect to 2011 results. The exposure factors were analyzed from the compilation of data from different Institutions including: population data, transport and energy infrastructure, sensitive areas, aviation routes and air traffic information. Finally, the Risk Analysis is the result of the product of the Hazard and Exposure values. It is very important to remark the lack of base data for many volcanoes, mostly those without Historical Record of activity.

Keywords: volcanic hazard, exposure, Argentina, NVEWS methodology. .

En este trabajo se presentan los resultados de la evaluación de Riesgo Volcánico Relativo para Argentina, que se realizó en el marco de un proyecto de colaboración entre el SEGEMAR y el SMN llevado a cabo a partir del año 2015. Este proyecto permitió actualizar y completar la evaluación de riesgo realizada previamente en el SEGEMAR (Elissondo y Villegas 2011). El objetivo de este trabajo es identificar los volcanes que representan mayor riesgo para el país, y de acuerdo a los resultados, organizar medidas de manejo de riesgo.

La metodología utilizada en este trabajo se basa en el Sistema de Evaluación del Riesgo Relativo aplicado para el NVEWS (National Volcano Early Warning System), desarrollado en el USGS (Ewert et al. 2005, 2007), aplicado también en otros países, como Chile (Lara et al. 2006). El Riesgo Relativo (*Threat*) se refiere al riesgo cualitativo que representa un volcán. Se obtiene a través del análisis de diferentes factores de exposición y peligrosidad, que resultan en un valor de peligrosidad y exposición para cada volcán. El valor de riesgo relativo se obtiene de multiplicar los valores de peligrosidad y ex-

posición (Ewert et al. 2005, 2007). La evaluación de peligrosidad se realiza a partir del análisis de 15 factores que incluyen el tipo de volcán, la frecuencia y magnitud de las erupciones, los productos emitidos en el Holoceno, y los factores históricos de “*intranquilidad*” (unrest). La evaluación de peligrosidad parte de la información de la base de datos del Smithsonian GVP (Global Volcanism Programme) y los factores de peligrosidad son generales de tal manera, que aunque haya un grado de conocimiento dispar entre los volcanes evaluados, no se altere demasiado el resultado final (Ewert et al. 2005, 2007).

La exposición se realiza a partir del análisis de 10 factores que incluyen la población en los alrededores (30 km) y aguas abajo del volcán, la ocurrencia de fatalidades o evacuaciones históricas, la exposición local y regional de la aviación y la infraestructura de transporte, energía y áreas sensibles o de desarrollo particular (Ewert et al., 2005-2007). El valor de Riesgo Relativo obtenido no es Riesgo estrictamente, ya que no se evalúa la probabilidad de ocurrencia de cada peligro, ni se hace

análisis de vulnerabilidad o pérdidas económicas. A partir del análisis se calculan 3 índices: Peligrosidad, Exposición y Riesgo Relativo. Además, se calcula el valor Unrest (Suma de los factores de Intranquilidad) y Riesgo de la Aviación. Los resultados obtenidos permiten agrupar a los volcanes en diferentes categorías, y a partir de ahí, priorizar y planificar actividades de mitigación y monitoreo (Ewert et al. 2005, 2007).

En Argentina se realizó la evaluación para 38 volcanes a partir de 15 factores de peligrosidad y 9 factores de exposición. Se partió del listado del Smithsonian GVP de los volcanes activos para los Andes desde el límite Chile-Bolivia-Argentina (~22°S) hasta Tierra del Fuego. Del listado original se evaluaron sólo los ubicados completamente en territorio argentino y sobre el límite internacional, con el objeto de completarlo posteriormente con los resultados obtenidos para los volcanes ubicados en Chile por el SERNAGEOMIN (Lara et al. 2006).

Para cada uno de los volcanes analizados, se recopiló antecedentes de diferentes fuentes: Hojas Geológicas, Mapa Inventario de Volcanes Activos (Sruoga et al. 2007) y publicaciones en revistas y congresos. A partir del análisis de los antecedentes se modificó la lista original del Smithsonian GVP. La asignación de los valores para los factores de peligrosidad es simple en la mayoría de los casos y se realiza a partir de los antecedentes de cada volcán.

La evaluación de exposición requiere información relacionada con la población, usos del suelo, infraestructura y actividades económicas, entre otras. La misma fue obtenida de diferentes fuentes: INDEC 2016; IGN 2016; APN2016; ORSNA 2016, Minem 2016; ICAO 2016.

Los resultados de la evaluación permitieron subdividir los volcanes analizados en cuatro categorías de Riesgo relativo: Muy Alto, Alto, Moderado y Bajo. Los valores del índice de Peligrosidad muestran que los volcanes más peligrosos son Planchón-Peteroa, Laguna del Maule y Copahue, en ese orden, en tanto que el ranking de riesgo relativo es encabezado por el Copahue. Los resultados de la evaluación de riesgo relativo varían desde el máximo de 170,9 (Copahue) hasta 1,26 (Volcán Sin Nombre). La curva presenta una distribución aproximadamente exponencial y los quiebres de la misma corresponden a los límites de los cuatro grupos mencionados. El grupo con riesgo relativo Muy Alto incluye a los volcanes Copahue, Planchón-Peteroa y Laguna del Maule. Los valores varían entre ~171 y 133. El riesgo de la aviación es alto y los 3 han mostrado señales de “intranquilidad”, e incluso hecho erupción período histórico (Copahue y Peteroa). El siguiente grupo con 6 volcanes (Tupungatito, Lanín, Maipo, San José, Cerro Blanco y Lastarria) corresponde al catalogado como Alto, cuyos valores varían entre 120 y 65. Todos presentan valores de peligrosidad, exposición y riesgo de la aviación altos. La mayoría ha mostrado más de una señal de “intranquilidad”, a excepción del Maipo. El siguiente grupo (Riesgo Moderado) incluye 8 volcanes (Viedma, Tuzgle, Tromen, Socompa, Ojos del Salado, Overo, Llullaillaco y

Aracar) con valores que varían entre 65 y 28. Incluye volcanes con valores de peligrosidad, exposición y riesgo de la aviación moderado y como máximo 1 señal de “intranquilidad”. Por último, el grupo catalogado como riesgo Bajo comprende 21 volcanes (Pele-Aike, Huanquihue, Tipas, Cordón del Azufre, Cerro Bayo, Infiernillo, Payún Matrú, Cerro Volcánico, Laguna Blanca, Nevado de Incahuasi, Cerro Escorial, Peinado, Cerro El Cóndor, Sierra Nevada, Falso Azufre, El Solo, Antofagasta, Cerro Negro, Tralihue, Salar de Arizaro y Sin Nombre) con peligrosidad y exposición baja. Sólo 2 volcanes presentan una señal de “intranquilidad” (Deformación), en tanto que los restantes son volcanes de baja explosividad y volcanes con escasos estudios de base, muchos de ellos ubicados en la Puna. El valor de riesgo para la Aviación es bajo con excepción de los volcanes de la Puna.

Los resultados obtenidos constituyen valores mínimos, que están sujetos a cambios según se vaya obteniendo mayor información sobre la historia eruptiva, se den cambios en los sistemas magmáticos y se desarrolle “intranquilidad” o cambie la exposición. Además, cuando se integre el estudio con el realizado por el SERNAGEOMIN, el orden general del Ranking va a cambiar. Los resultados de esta evaluación serán utilizados para planear futuras actividades incluyendo estudios geológicos, evaluación de peligrosidad, monitoreo y planes de mitigación a nivel nacional. Esta evaluación, además de remarcar volcanes que involucran riesgo muy alto previamente conocidos, señala un grupo de volcanes con alta peligrosidad y/o exposición que deben ser tenidos en cuenta para futuros estudios.

AGRADECIMIENTOS

A Ignacio Gatti (IGN) por su colaboración con los datos y SIG, para la evaluación de la exposición.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- APN, 2015. Secretaria de Ambiente y Desarrollo Sustentable de la Nación. Administración de Parques Nacionales. http://sig.planificacion.gob.ar/layers/detalle_area_tematica/7/
- Elissondo, M. and Villegas, D., 2011. Evaluación de Peligrosidad Volcánica en Argentina. S10a, Volcanes activos evolución y monitoreo. XVIII Congreso Geológico Argentino. Neuquén.
- Ewert, J. W., 2007. System for Ranking Relative threats of US Volcanoes. *Natural hazards Rev.*, 8:112-124.
- Ewert, J. W., Guffanti, M. and Murray, T. L., 2005. An Assessment of Volcanic Threat and Monitoring Capabilities in the United States: Framework for a National Volcano Early Warning System U.S. Geological Survey OPEN-FILE REPORT 2005-1164. 62 pp.
- ICAO, 2016. ICAO GIS Traffic Flow 2015 (International Civil Aviation Organization). <http://icao.maps.arcgis.com/home/webmap/viewer.html?webmap=509ecdf74011462e92ebcb19c169c34f>.
- IGN, 2016. SIG 250. Instituto geográfico Nacional.



XX CONGRESO GEOLÓGICO ARGENTINO
7-11 de agosto de 2017 | San Miguel de Tucumán



- <http://www.ign.gob.ar/sig#descarga>.
- INDEC, 2016. Unidades Geoestadísticas - Cartografía y códigos geográficos del Sistema Estadístico Nacional. <http://www.indec.gov.ar/codgeo.asp>
- Lara, LE.; Clavero, J.; Hinojosa, M.; Huerta, S.; Wall, R.; Moreno, H. 2006. NVEWS-CHILE: Sistema de Clasificación semicuantitativa de la vulnerabilidad volcánica. In Congreso Geológico Chileno, No. 11, Actas 2: 487-490. Antofagasta.
- Mimen, 2016. Ministerio de Energía y Minería, Mapas. <http://sig.se.gob.ar/geoportal/>
- ORSNA, 2016. Estadística del Sistema Nacional de aeropuertos. Tráfico de pasajeros, cargas y aeronaves. Organismo Regulador del Sistema Nacional de Aeropuertos (ORSNA). <http://www.orsna.gov.ar/estadisticas.asp>
- Sruoga, P., Petrinovic I. A., Lara, L., Wright, M. E., Asato, G., 2007. Mapa de Volcanes Activos. Inédito. SEGEMAR.



INFLACIÓN POST-ERUPTIVA DEL COMPLEJO VOLCÁNICO PUYEHUE-CORDÓN CAULLE

Pablo A. EUILLADES¹, Mauro H. BLANCO², Leonardo D. EUILLADES¹, María L. VELEZ³, Pablo GROSSE⁴

¹CONICET & Instituto CEDIAC, Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional de Cuyo, Centro Universitario, cc405, (5500) Ciudad, Mendoza, Argentina, E-mails: peuillades@cediac.uncu.edu.ar; leuillades@cediac.uncu.edu.ar

²Instituto CEDIAC, Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional de Cuyo, Centro Universitario, cc405, (5500) Ciudad, Mendoza, Argentina, E-mail: mblanco@cediac.uncu.edu.ar

³Instituto IDEAN UBA-CONICET, Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Exactas, Universidad de Buenos Aires, Ciudad Universitaria, Buenos Aires, Argentina, E-mail: mlauravelez@gmail.com

⁴CONICET & Fundación Miguel Lillo, Miguel Lillo 251, (4000) San Miguel de Tucumán, Argentina, E-mail: pablogrosse@yahoo.com

ABSTRACT

The Puyehue-Cordón Caulle Volcanic Complex is located in the active frontal arc of the Andean Southern Volcanic Zone (SVZ). Its last eruption, occurred between June 2011 and March 2012, was accompanied of subsidence reaching 1.3 m at the Caldera Nevada. In this work, we report deformation results of the post-eruptive phase. We processed scenes acquired by the COSMO-SkyMed and ALOS2/PALSAR sensors between November 2012 and February 2017. The results show two post-eruptive inflation pulses: a first one beginning almost immediately after the end of the eruption, and a second one, still active, after a yearlong period of relative quiescence. We also inverse modeled the deformation in order to estimate source parameters. Spherical and spheroidal cavities located between 8 and 10 km under the graben seems to be responsible of the observed uplift.

Palabras clave: interferometría diferencial, SBAS, vulcanismo activo, Chile.

Keywords: DInSAR, SBAS, active volcanism, Chile. .

El complejo volcánico Puyehue-Cordón Caulle está ubicado en el arco frontal de la zona volcánica activa de los Andes del Sur, a los 40.5°S y 72.2°O. El mismo está compuesto por el volcán Puyehue y el sistema de fisuras Cordón Caulle, de aproximadamente 15 km de longitud, que forma un graben orientado en dirección Noroeste. Tal estructura forma parte de un conjunto de estructuras heredadas del basamento que suprayacen el arco volcánico en la región y que pueden constituir caminos para el ascenso de magma (Lara et al., 2006).

Este sistema ha producido erupciones históricas en 1921-1922 y en 1960. Ambas se produjeron a lo largo de fisuras ubicadas en la pared sur del graben. En particular, la erupción de 1960 ocurrió 38 horas después del terremoto de magnitud Mw 9.5, lo cual ha llevado a algunos investigadores a proponer un vínculo directo entre ambos eventos (Lara et al., 2006). La erupción más reciente comenzó el 4 de junio de 2011 y finalizó en marzo de 2012. La misma se produjo en dos fases: una primer fase explosiva caracterizada por la expulsión de una columna de material de composición riódacítica que alcanzó 14 km de altura (Bonadonna et al., 2015); y una fase efusiva que dio comienzo a mediados de junio, consistente en

emisión de lava con una tasa inicial de aproximadamente 20 a 60 m³s⁻¹ (Castro et al., 2013). Durante la fase efusiva, la altura de la columna eruptiva se estabilizó entre 2 y 4 km. El nuevo conducto, a diferencia de las erupciones anteriores, está ubicado en la pared norte del graben.

La erupción de 2011-2012 fue acompañada de subsidencia que alcanzó 1.3 m en la zona de mayor deformación. La ubicación y evolución del patrón de subsidencia durante el período eruptivo ha sido analizado exhaustivamente en trabajos previos (Euillades et al., 2014; Jay et al., 2014; Wendt et al., 2017).

En este trabajo se analiza la deformación cortical producida en el complejo volcánico durante el período post-eruptivo entre Noviembre de 2012 y Febrero de 2017. Para ello se utiliza la técnica SBAS-DInSAR, es decir interferometría diferencial SAR mediante subconjuntos de imágenes de pequeña línea de base (Berardino et al., 2002). Esta técnica permite detectar pequeños desplazamientos de la superficie terrestre a una resolución relativamente alta (Dzurisin and Lu, 2006). Los resultados pueden alcanzar una precisión mejor que 1 cm cuando están disponibles series temporales de imágenes relativamente largas (Casu et al., 2006).

La técnica mencionada se aplicó a 34 imágenes adquiridas por los satélites de la constelación COSMO-SkyMed entre noviembre de 2012 y marzo de 2014, y a 18 imágenes adquiridas por el instrumento ALOS2/PALSAR entre febrero de 2015 y febrero de 2017.

Los resultados muestran que, entre noviembre de 2012 y marzo de 2014, se produjo inflación siguiendo un patrón espacial alineado con el graben y geográficamente coincidente con el patrón de subsidencia co-eruptivo. La evolución temporal presenta una velocidad media de inflación de 24.5 cm/año en 2012-2013, que se reduce a 17 cm/año en el período 2013-2014. Estos valores son coincidentes con los obtenidos por (Delgado et al., 2016), quienes procesaron una serie de imágenes más extensa y detectaron que el período de inflación comenzó inmediatamente después de finalizada la erupción, en marzo de 2012.

Los resultados obtenidos mediante el procesamiento de las imágenes ALOS2/PALSAR muestran un patrón de inflación de forma prácticamente circular que se extiende hacia el noreste del graben. La evolución temporal de la deformación sugiere que la inflación inmediatamente post-eruptiva finalizó hacia principios de 2015, y un segundo episodio de inflación comienza en la mitad de 2016 y está actualmente activo. El mismo acumula más de 10 cm en medio año.

Se estimaron también los parámetros de las fuentes que producirían ambos episodios de inflación, considerando los modelos analíticos simples: 1) fuente de presión esférica (McTigue, 1987) y 2) esferoide prolado (Yang et al., 2006), en un semi-espacio elástico homogéneo e isótropo. Se utilizó un módulo de elasticidad de 35 GPa y un coeficiente de Poisson de 0.27, de acuerdo con estimaciones basadas en velocidad de transmisión de ondas sísmicas (Basualto et al., 2015). El modelado inverso se realizó utilizando el software dMODELS (Battaglia et al., 2013a, 2013b), que implementa un algoritmo de mínimos cuadrados pesados en combinación con una búsqueda aleatoria.

Las fuentes estimadas mediante el análisis descripto están situadas en la zona central del graben, entre el volcán Puyehue y la Cordillera Nevada para el período 2012-2014, y hacia el extremo sureste del graben, vecino al volcán Puyehue, para el período 2015-2017. En ambos casos la profundidad estimada está entre 8 y 10 km.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Basualto, D., Lazo, L., Franco, L., Cardona, C., Gil, F., García, F., Tassara, A. 2015. Control estructural y cambios temporales en el estrés registrados durante las fases pre y post eruptivas: Complejo Volcánico Cordón Caulle (CVCC), 04 Junio 2011, Congreso Geológico Chileno n14, Actas: 116–119, Antofagasta, Chile.
- Battaglia, M., Cervelli, P.F., Murray, J.R. 2013a. dMODELS: A MATLAB software package for modeling crustal deformation near active faults and volcanic centers. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 254: 1–4.
- Battaglia, M., Cervelli, P.F., Murray, J.R. 2013b. Modeling crustal deformation near active faults and volcanic centers—A catalog of deformation models. *US Geologic Survey Technical Methods* 13–B1.
- Berardino, P., Fornaro, G., Lanari, R., Sansosti, E. 2002. A New Algorithm for Surface Deformation Monitoring Based on Small Baseline Differential SAR Interferograms. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 40: 2375–2383.
- Bonadonna, C., Pistolesi, M., Cioni, R., Degruyter, W., Elisondo, M., Baumann, V. 2015. Dynamics of wind-affected volcanic plumes: The example of the 2011 Cordón Caulle eruption, Chile: The 2011 Cordón Caulle eruption. *J. Geophysical Research Solid Earth* 120: 2242–2261.
- Castro, J.M., Schipper, C.I., Mueller, S.P., Militzer, A.S., Amigo, A., Parejas, C.S., Jacob, D. 2013. Storage and eruption of near-liquidus rhyolite magma at Cordón Caulle, Chile. *Bulletin of Volcanology* 75.
- Casu, F., Manzo, M., Lanari, R. 2006. A quantitative assessment of the SBAS algorithm performance for surface deformation retrieval from DInSAR data. *Remote Sensing of Environment* 102: 195–210.
- Delgado, F., Pritchard, M.E., Basualto, D., Lazo, J., Córdova, L., Lara, L.E. 2016. Rapid reinflation following the 2011–2012 rhyodacite eruption at Cordón Caulle volcano (Southern Andes) imaged by InSAR: Evidence for magma reservoir refill: Inflation After a Silicic Eruption. *Geophysical Research Letters* 43: 9552–9562.
- Dzurisin, D., Lu, Z. 2006. Interferometric synthetic-aperture radar (InSAR). *Volcano Deformation* URL http://dx.doi.org/10.1007/978-3-540-49302-0_5
- Euillades, P., Velez, M.L., Grosse, P., Euillades, L., Blanco, M., Caselli, A. 2014. Deformación asociada a la erupción 2011 del Complejo Volcánico Puyehue-Cordón Caulle. XIX Congreso Geológico Argentino, Actas: 1721–1722, Córdoba, Argentina.
- Jay, J., Costa, F., Pritchard, M., Lara, L., Singer, B., Herrin, J. 2014. Locating magma reservoirs using InSAR and petrology before and during the 2011–2012 Cordón Caulle silicic eruption. *Earth Planetary Science Letters* 395: 254–266.
- Lara, L.E., Lavenu, A., Cembrano, J., Rodríguez, C. 2006. Structural controls of volcanism in transversal chains: Researed faults and neotectonics in the Cordón Caulle–Puyehue area (40.5°S), Southern Andes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 158: 70–86.
- McTigue, D.F. 1987. Elastic stress and deformation near a finite spherical magma body: Resolution of the point source paradox. *Journal of Geophysical Research Solid Earth* 92: 12931–12940.
- Wendt, A., Tassara, A., Báez, J.C., Basualto, D., Lara, L.E., García, F. 2017. Possible structural control on the 2011 eruption of Puyehue-Cordón Caulle Volcanic Complex (southern Chile) determined by InSAR, GPS and seismicity. *Geophysical Journal International* 208: 134–147.
- Yang, Y., Pi, Y., Li, R. 2006. Considerations for Non-cooperative Bistatic SAR with Spaceborne Radar Illuminating, *International Conference on Radar*: 1–4.



PROYECTO OBSERVATORIO ARGENTINO DE VIGILANCIA VOLCÁNICA (OAVV) DEL SERVICIO GEOLÓGICO MINERO ARGENTINO

Sebastián E. GARCIA¹, Gabriela BADI², Alejandra TEJEDO¹

¹SERVICIO GEOLÓGICO MINERO ARGENTINO (SEGEMAR), Av. Gral. Paz 5445 (B1650WAB),
Parque Tecnológico Miguelete, San Martín, Provincia de Buenos Aires, Argentina.
Email: Sebastian.garcia@segemar.gov.ar.

²Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas, Universidad Nacional de La Plata,
Paseo del Bosque, Casco Urbano, (B1900FWA), La Plata, Buenos Aires, Argentina.

RESUMEN

El Observatorio Argentino de Vigilancia Volcánica (OAVV) es una iniciativa a nivel nacional llevada adelante por el Servicio Geológico Minero Argentino (SEGEMAR) a través de su programa de evaluación de las amenazas volcánicas, para la generación de un área especializada dentro del organismo cuya principal función sea el control y estudio de las mismas. Mediante el desarrollo de redes de monitoreo instrumental para los volcanes de la República Argentina se podrá predecir con un cierto periodo de anticipación erupciones volcánicas y sus fenómenos asociados (Lava, deslizamientos, lahares, nubes de ceniza, etc.), generando de este modo alertas tempranas con el fin de proteger el territorio nacional, a su población y a la infraestructura que pudiera ser afectada por este tipo de fenómenos.

Se ha diseñado una primera etapa que comenzará con la vigilancia instrumental de los 8 volcanes que revisten mayor riesgo (Elissondo, M. y Fariás, C., 2016), seleccionados siguiendo los parámetros del sistema NVEWS (Ewert et al, 2005) dividiéndolos en tres (3) categorías de acuerdo a la amenaza asociada a su actividad.

De acuerdo a la categoría seleccionada para el volcán se ha proyectado un rango distinto de instrumentación, desde un monitoreo considerado de alta resolución que permita el modelamiento de procesos complejos hasta un monitoreo básico que determine el nivel base de actividad volcánica.

Palabras clave: Volcanes, Monitoreo, erupciones, mitigación, NVEWS. .

ABSTRACT

Project Argentine observatory of Volcanic surveillance (OAVV) of the Geological Mining Service Argentine.
The Argentine Volcano Monitoring Observatory is a national initiative carried out by the Argentina Geological and Mining Survey (SEGEMAR) through its volcanic hazard assessment program, for the creation of a specialized area within the organization whose main function is the control and study of the volcanic threats. Through the development of instrumental monitoring networks for the volcanoes of the Argentine Republic, it will be able to predict with a certain period of anticipation volcanic eruptions and their associated activity (Lava, landslides, lahars, ash plumes, etc.), generating this way early warnings in order to protect the national territory, its population and the infrastructure that could be affected by this type of phenomena.

A first stage has been designed, which will start with the instrumental monitoring of the 8 most hazardous volcanoes (Elissondo, M. and Fariás, C., 2016.) selected following the NVEWS system parameters (Ewert et al. 2005, Ewert et al. 2007) dividing them into three (3) categories according to the threat associated with its volcanic activity

According to the selected category for the volcano, a different range of instrumentation has been proposed, going from a high quality monitoring that allows the modeling of complex processes to a basic monitoring that determines the baseline of volcanic activity.

Keywords: Volcanoes, Monitoring, eruptions, Mitigation, NVEWS. .

INTRODUCCIÓN

Al mismo tiempo que los volcanes pueden tener efectos positivos sobre el territorio, también pueden tener efectos destructivos para la población que vive en sus cercanías, tales como emisiones de lava, flujos piroclásticos, caída de cenizas, gases tóxicos, flujos de lodo, avalanchas, etc. Adicionalmente las columnas volcánicas inyectadas a la atmósfera contienen ceniza y aerosoles

que pueden ocasionar daños a la aeronavegación.

A lo largo de la cordillera de los Andes que limita la República Argentina y la República de Chile existen aproximadamente 120 volcanes considerados activos, con registro eruptivo histórico y prehistórico (desde hace 10.000 años atrás) (Elissondo, M., Villegas, D., 2011). De ellos 38 se encuentran íntegramente en Argentina o en el límite internacional (figura 1) (Elissondo y Villegas, 2011, Elissondo y Farías, 2016). Durante los últimos 25 años la reiteración de emergencias producidas



Figura 1. Mapa de ubicación regional de los volcanes Argentinos, Chilenos y Limítrofes considerados Activos (Realizado en base al trabajo de Elissondo, M., Farías, C., 2016).



Figura 2. Esquema que muestra los objetivos del programa de evaluación de las amenazas volcánicas del SEGEMAR.

por erupciones volcánicas ocurridas a lo largo de la cordillera andina (Hudson 1991, Lascar 1993, Chaiten 2008, Planchón-Peteroa 2011, Puyehue-Cordon Caulle 2011, Copahue 2012, Calbuco 2015) (Smithsonian GVP) pero con mayor influencia hacia el este debido a la circulación atmosférica, han generado múltiples problemáticas y pérdidas materiales, causando gran preocupación en las poblaciones afectadas y en las autoridades nacionales y provinciales competentes.

Por todo esto resulta necesario comenzar a desarrollar e implementar en el país, las distintas metodologías utilizadas a nivel mundial para detección de cambios en los niveles de actividad de los volcanes con el fin de generar alertas tempranas que permitan la mitigación del riesgo volcánico al que se encuentra expuesto el territorio nacional, su población e infraestructura.

El Programa de Evaluación de Amenazas Volcánicas del SEGEMAR, tiene como objetivos (figura 2): la evaluación de la amenaza proveniente de los volcanes ubicados en la Cordillera de los Andes; la generación y actualización de una base de datos nacional de volcanes; la generación de una red de monitoreo instrumental para aquellos volcanes considerados activos en el territorio argentino; el desarrollo de la infraestructura tecnológica necesaria para el adecuado análisis de la peligrosidad volcánica a la que se encuentra expuesto el territorio nacional; la implementación de medidas para la reducción del riesgo volcánico en coordinación con otras instituciones y organismos de protección civil y planificación, nacionales, provinciales y municipales; y la determinación de modelos de comportamiento de los volcanes en base a los registros obtenidos por el monitoreo permanente y a datos de investigación científica. A tal fin, se ha diseñado el Proyecto Observatorio Argentino de Vigila-

lancia Volcánica.

PROYECTO OBSERVATORIO ARGENTINO DE VIGILANCIA VOLCÁNICA

OBJETIVO

La creación del Observatorio Argentino de Vigilancia Volcánica (OAVV) como un área especializada dentro del SEGEMAR y cuya misión principal sea la mitigación del riesgo volcánico al que se encuentra expuesto el territorio nacional, su población e infraestructura mediante la observación continua y permanente de los volcanes utilizando métodos visuales e instrumentales con el fin de detectar oportunamente cambios en su actividad y de ser posible, anticipar alguna condición anómala precursora de un proceso eruptivo que permita generar una alerta temprana y la puesta en práctica de planes operativos de emergencia previamente establecidos por las autoridades de aplicación.

VOLCANES SELECCIONADOS PARA SU MONITOREO

Siguiendo el ranking de riesgo relativo desarrollado para los volcanes de la República Argentina (Elissondo y Villegas, 2011, Elissondo y Farías, 2016) (figura 3), basado en el sistema NVEWS (National Volcano Early Warning System) (Ewert et al. 2005, Ewert et al. 2007) de clasificación de las amenazas volcánicas, aplicado también en Chile (Lara et al., 2006), se seleccionaron en un comienzo 8 volcanes para su monitoreo. Se los dividió en tres (3) categorías de acuerdo a la amenaza asociada a su actividad volcánica, teniendo en cuenta: tipo y frecuencia de erupciones, duración de la actividad eruptiva, actividad histórica, impacto sobre la actividad humana e infraestructura, e interés científico.

Los volcanes seleccionados fueron de sur a norte: los volcanes Lanín, Copahue y Tromen en la provincia de Neuquén, el Complejo Volcánico Laguna del Maule en el límite entre la provincia de Neuquén y Mendoza, y los volcanes Peteroa, Maipo, Tupungatito y San José en la provincia de Mendoza.

DISEÑO E INSTRUMENTACIÓN

La mayoría de las erupciones son precedidas por cambios geofísicos y/o geoquímicos que pueden ser detectados y medidos. De tal forma que para detectar y evaluar el estado de actividad y riesgo asociado a un volcán es necesaria la observación y vigilancia sistemática de sus manifestaciones físicas como: movimientos del terreno, temblores, deformaciones, cambios en la composición química de gases y manantiales, variaciones de temperatura, cambios magnéticos, etc. (Quaas et al., 1995).

Entre los tipos de monitoreo y vigilancia comúnmente utilizados en un volcán se encuentran la vigilancia vi-

sual, el monitoreo sísmico, el monitoreo por técnicas acústicas, el monitoreo geodésico, el monitoreo geoquímico y el monitoreo térmico (figura 4).

El nivel de instrumentación diseñado para el OAVV será diferente de acuerdo a la categoría de cada volcán, tomando como base los criterios de USGS (Guffanti et al., 2008) además de otras experiencias de observatorios volcanológicos en Latinoamérica y ajustado al recurso económico disponible. Se trata de establecer una estrategia de monitoreo proactiva en lugar de reactiva, con el objetivo de detectar e interpretar correctamente el fenómeno volcánico para proveer alertas tempranas, teniendo como base una continuidad en la adquisición de datos en tiempo real, con un monitoreo a realizarse las 24 hs del día, los 7 días de la semana, los 365 días del año (24/7).

Para los volcanes de categoría tipo I, aquellos de mayor amenaza, se propone una instrumentación que per-

mita un monitoreo de muy alto detalle, con la posibilidad de, además de definir patrones precursores de actividad eruptiva, realizar investigaciones tal que se puedan modelar procesos volcánicos complejos. Los volcanes clasificados como tipo II tendrán la instrumentación de las mismas disciplinas que los tipo I, pero con una cobertura menor en cuanto a cantidad de equipamiento a instalar, tal que también se puedan determinar los patrones precursores, pero la investigación se limitará a la modelación general de los procesos ocurridos en su interior. Los volcanes tipo III tendrán una instrumentación que garantice un monitoreo mínimo necesario para determinar su nivel base de actividad.

Siguiendo las metodologías utilizadas en gran parte de los observatorios de Latinoamérica y el mundo, se plantea un despliegue de estaciones multiparamétricas, que intentarán generar la mayor cobertura posible sobre

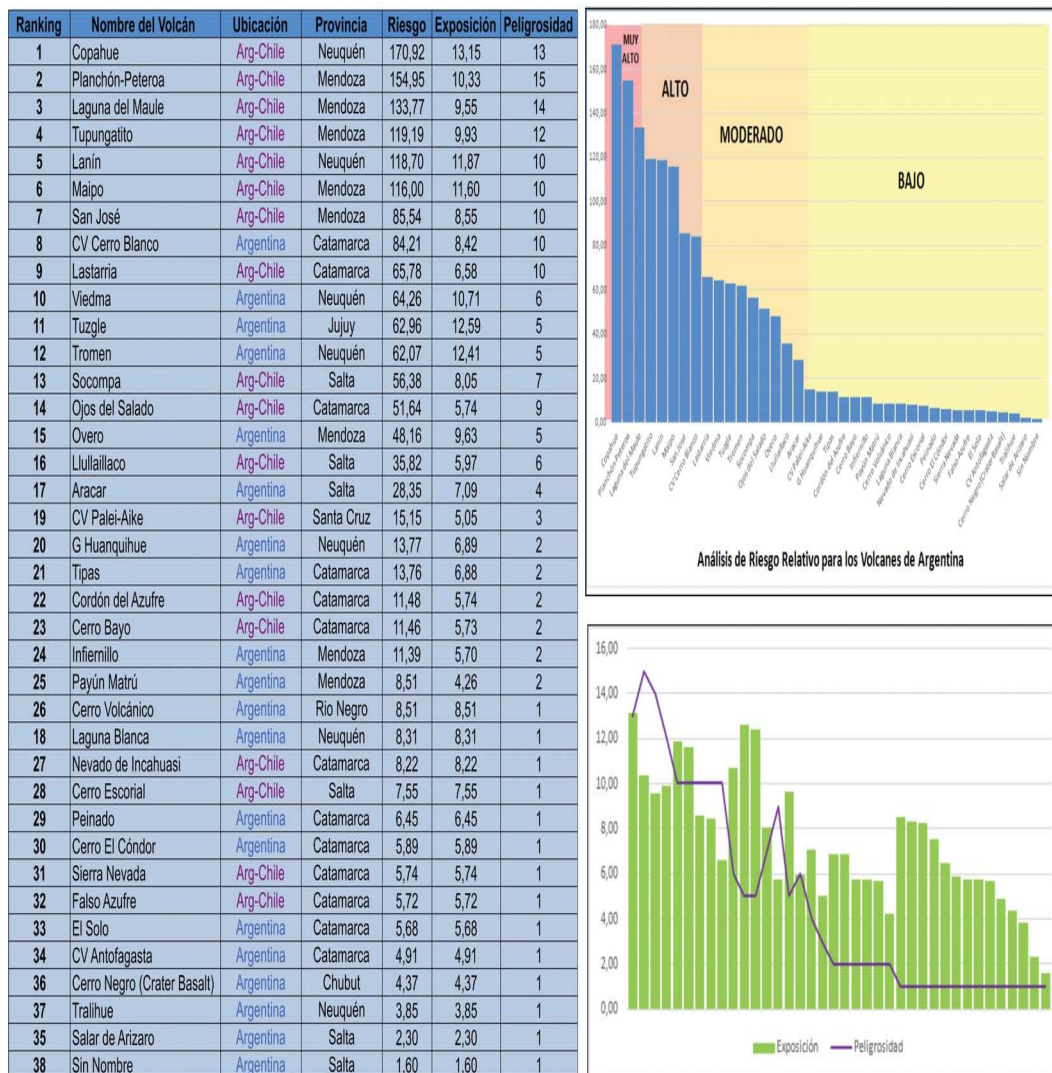


Figura 3. Clasificación de volcanes activos de Argentina (Tomado de Elissondo, M., Farías, C., 2016). Para la selección de los volcanes a monitorear, se consideraron durante esta primera etapa del Proyecto de creación del Observatorio Argentino de Vigilancia Volcánica (OAVV) aquellos volcanes que reviste un riesgo muy alto a alto, con la proyección a futuro de extender el monitoreo a aquellos volcanes considerados de riesgo moderado.

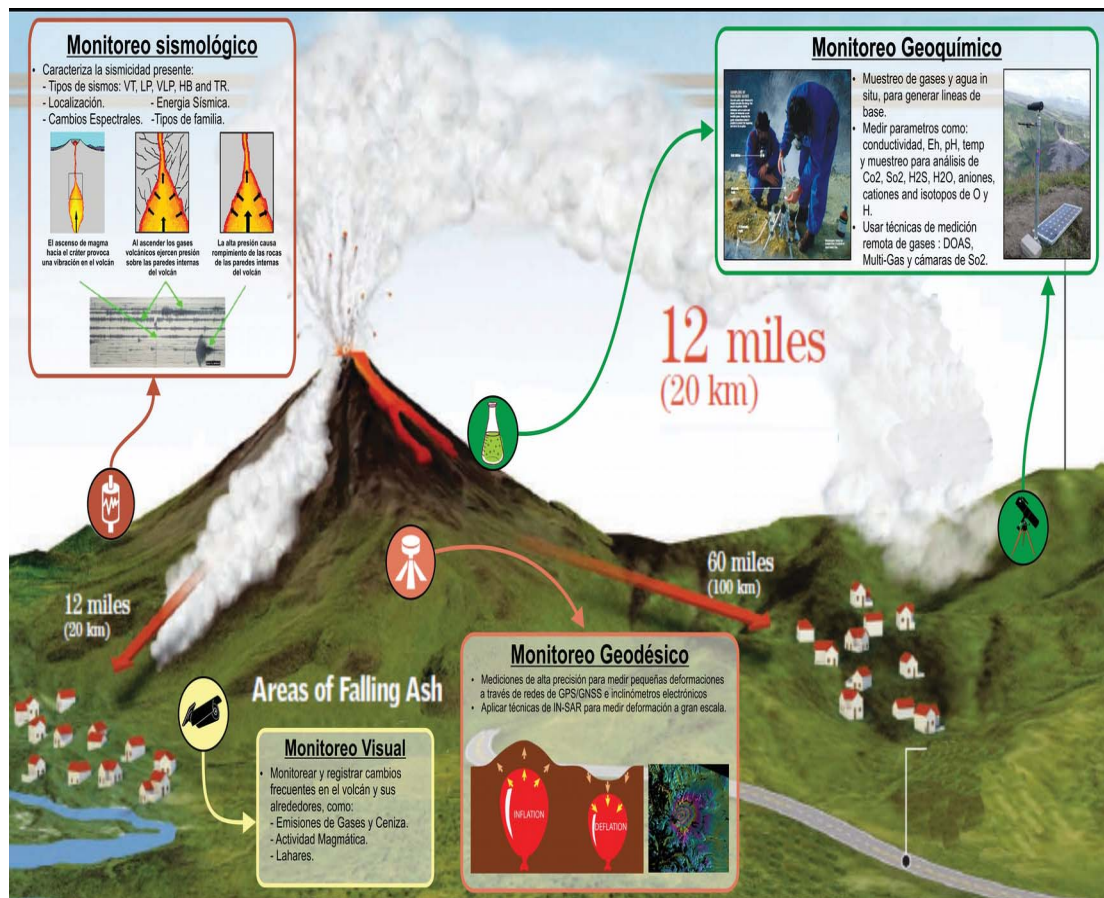


Figura 4. Esquema de las diversas metodologías comúnmente utilizadas en el monitoreo y vigilancia en un volcán (modificado de Volcanoes and Earthquakes. Chicago: Encyclopaedia Britannica, Inc., PDF.)

el edificio volcánico, conformadas por diversos sensores correspondientes a las distintas metodologías de monitoreo. Estas abarcan desde sismógrafos de banda ancha para la medición de la microsismicidad del volcán; espectrómetros que permiten determinar las concentraciones de gases traza mediante la medición de sus estructuras específicas de absorción de banda estrecha en el UV y la región espectral visible, también conocidos como Scanning-DOAS; estaciones GPS/GNSS que permitan obtener los vectores de desplazamiento vertical en zonas de deformación cercanas a los cráteres o zonas fuente de deformación, inclinómetros electrónicos que permitan medir cambios muy pequeños en la inclinación en un punto sobre el volcán, sensores de infrasonido y cámaras IP de video.

Estas estaciones se encontrarán emplazadas en lugares remotos y sin posibilidad de conexión a una red eléctrica o de comunicación. Para el funcionamiento autónomo de las mismas se implementará un sistema de energía autosustentable por energía solar. Para la comunicación de la información desde las estaciones hasta el centro de monitoreo se planifica la implementación de un sistema

mixto, utilizando en primer lugar un sistema de comunicación punto a punto/ punto-multipunto para las inmediaciones de cada volcán, mediante el uso de tecnología específica para la transmisión de datos digitales y por radiofrecuencia conocida como espectro ensanchado.

En segundo lugar, se plantea un sistema de comunicación satelital, para la extracción de toda la información desde el volcán y el envío hacia la sede del Observatorio Argentino de Vigilancia Volcánica (OAVV) en donde se ubicará el centro de almacenamiento y procesamiento de datos.

ALCANCES

Este proyecto sienta las bases del monitoreo volcánico en el país mediante el uso de la instrumentación y las técnicas más avanzadas y eficientes en las diferentes disciplinas involucradas, ya probadas en otros observatorios volcanológicos del mundo.

Se espera que los resultados obtenidos tengan un alto impacto científico-académico ayudando a comprender la dinámica de los volcanes monitoreados y a su vez un im-



pacto socio-económico relevante brindando herramientas a las autoridades políticas y de la gestión del riesgo, finalmente prestando un servicio a la comunidad, con el objeto final de salvaguardar vidas humanas.

El volumen de información generada a través del monitoreo estará a disposición de la comunidad científica con las adecuadas medidas de derecho de propiedad intelectual (DPI), permitiendo el fortalecimiento de los grupos nacionales de investigación científica multidisciplinaria en materia de la volcanología. La colaboración entre instituciones académicas y no académicas nacionales y extranjeras a través de convenios ya establecidos y/o en preparación así como la colaboración con proyectos de investigación internacionales aseguran la más alta calidad de entrenamiento para los futuros especialistas volcanólogos de nuestro país.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Ewert, J. W., Guffanti, M. and Murray, T. L., 2005. An Assessment of Volcanic Threat and Monitoring Capabilities in the United States: Framework for a National Volcano Early Warning System U.S. Geological Survey OPEN-FILE REPORT 2005-1164. 62 pp.
- Ewert, J. W., 2007. System for Ranking Relative threats of US Volcanoes. *Natural hazards Rev.*, 8:112-124
- Elisondo, M., Villegas, D., 2011. Evaluación de Peligrosidad Volcánica en Argentina. XVIII Congreso geológico Argentino, Actas. Neuquén.
- Elisondo, M., Fariás, C., 2016. Volcanic Risk assessment in Argentina. *Cities on Volcanoes 9*, Puerto Varas, Chile.
- Guffanti, Marianne, Diefenbach, A.K., Ewert, J.W., Ramsey, D.W., Cervelli, P.F., and Schilling, S.P., 2010, Volcano-monitoring instrumentation in the United States, 2008: U.S. Geological Survey Open-File Report 2009-1165, 32-p. text plus Volcano-Monitoring Instrumentation Database, available only online at <https://pubs.usgs.gov/of/2009/1165>.
- Lara, L.E.; Clavero, J.; Hinojosa, M.; Huerta, S.; Wall, R.; Moreno, H. 2006. NVEWS-CHILE: Sistema de Clasificación semicuantitativa de la vulnerabilidad volcánica. In Congreso Geológico Chileno, No. 11, Actas 2: 487-490. Antofagasta.
- Quaas R., R. González, E. Guevara, E. Nava, H. Mijares, 1995, "INSTRUMENTACIÓN Y MONITOREO DEL VOLCÁN POPOCATÉPETL", Memorias del X Congreso de Instrumentación, Sociedad Mexicana de Instrumentación, A.C., Xalapa, Ver, México, pp. 155-159, septiembre.
- Volcanoes and Earthquakes. Chicago: Encyclopaedia Britannica, Inc., PDF.<http://eb.pdn.ipublishcentral.com/product/volcanoes-earthquakes41376>.



INTEGRANDO LA DISTRIBUCIÓN ESPACIAL DE TERREMOTOS Y EL ANÁLISIS DE MODELADO 3D UTILIZANDO “VOLGIS” (UN SIG ESPECÍFICO PARA VOLCANES) PARA UNA NUEVA PERSPECTIVA DE VISUALIZACIÓN PRELIMINAR VOLCÁNICAS: EL CASO DE ESTUDIO DE MT. ETNA

Roberto GUARDO¹, Ariel UZAL², Andrés COLUBRI³, Carola DREIDEMIE²

¹Instituto de Investigación en Paleobiología y Geología (CONICET - UNRN).
Avenida J.A. Roca 1242, General Roca 8332, Río Negro, Argentina. Email: rguardo@unrn.edu.ar

²Laboratorio de ID+i en Visualización, Computación Gráfica y Código Creativo,
UNRN Universidad Nacional de Río Negro, Argentina.

³Department of Organismic and Evolutionary Biology, Faculty of Arts and Sciences,
Harvard University; Broad Institute of Harvard and MIT, Cambridge, USA

RESUMEN

El estudio del interior de los volcanes es necesario para la comprensión de las dinámicas del mismo, y fundamental para poder construir un modelo de predicción de las erupciones. En este trabajo evidenciamos el área de ascenso de magma del volcán Etna utilizando la técnica de modelado visual 3D llamada “Marching Cubes” (MC), usualmente aplicada a la visualización médica, combinada con la distribución espacial de 30 años de terremotos utilizando la herramienta “VolGIS” que desarrollamos para este fin.

Este innovativo sistema de información geográfica (SIG) desarrollado específicamente para el estudio de los volcanes nos permite el análisis, modelado y visualización de dato geofísico y vulcanológico en un entorno interactivo 3D y 4D, representando la ubicación geográfica exacta, aumentando así la capacidad interpretativa y que nos permite arribar a resultados unívocos. Nuestros resultados muestran estructuras tridimensionales en alta resolución que describen la forma y el tamaño del sistema de alimentación. Estos resultados (1) aumentan el detalle de las previas tomografías sísmicas profundas, en un intervalo entre el nivel del mar y 8 km debajo de este y (2) confirman los resultados de los análisis hechos por teledetección.

Creemos que “VolGIS” es una herramienta innovadora porque ofrece la posibilidad de generar nuevas hipótesis a través de la visualización interactiva de datos geofísicos y geológicos, y así arribar a resultados de relevancia dentro de la geofísica y la vulcanología.

Palabras clave: Volcano Imaging, GIS, Sistema de alimentación, Marching Cubes, Terremotos. .

ABSTRACT

Integrating spatial earthquake distribution and 3D modelling analysis using “VolGIS” (a specific GIS for the volcanoes) for a new perspective in volcano preliminary imaging: the case study of Mt. Etna. Modelling and visual imaging of the interior of a volcano is a crucial step to the comprehension of its dynamics and to the development of an efficient eruption forecasting system; among these models, high-resolution seismic image modelling yields important data to locate possible lava ascending paths, eruptive centers and forecast flank collapses. Here, we modelled the lava ascending path and feeding system of Mt. Etna (Sicily, Italy) using the Marching Cubes algorithm (MC) method, usually applied to medical visualization and 3D modelling, combining 30-years spatial earthquakes distribution data within a new customizable Geographic Information System. The development of this new volcano oriented-GIS, offers the possibility to analyze, model and visualize geological and geophysical data in an interactive 3D and 4D environment, representing their exact spatial position, and incrementing considerably the possibilities of multiple new interpretations.

The results show 3D high-resolution structures that describe the shape and location of the feeding system. Those results (1) increase the detail of the previous deeper seismic tomography imaging in a span between sea level and 8 km beneath it and (2) confirm the results of recent remote sensing imaging. This multidisciplinary approach represents an important new resource to preliminary imaging of volcanoes analysis. We believe that this tool can show

new outcomes related to the study of the volcanoes and, due to its clear visual representation, could strongly increase the ability to communicate and understand volcanological phenomena.

Keywords: Volcano Imaging, GIS-based system, Feeding System, Marching Cubes, Earthquakes. .

INTRODUCCIÓN

Los análisis de los datos geofísicos para el estudio de los volcanes han sido generalmente de incumbencia de las áreas de la física y/o de la matemática. Con el desarrollo de las tecnologías de teledetección, en combinación con la tecnología SIG, las posibilidades de generar mapas con información geográfica exacta, creció muchísimo, especialmente en relación a las necesidades de localizar elementos en un lugar geográfico exacto y para realizar “*queries*” o búsquedas, medir cantidades exactas como volumen, tamaño o la extensión de los elementos previos encontrados (Barreca et al., 2013); y para tener la posibilidad de superponer precisamente cualquier tipo de capa (mapas geológicos, mapas geotérmicos, mapas tectónicos, etc.) que permita luego vincular la interpretación de los resultados geofísicos obtenidos (De Siena et al., 2016).

No obstante, todavía no existe hoy en día, un sistema de análisis, gestión y visualización de datos exclusivo para sistemas volcánicos. El sistema que estamos desarrollando no es solo un sistema de análisis de datos sino que también es un sistema de gestión de datos y de visualización, en 2, 3 y 4 dimensiones.

La descripción del interior de un volcán es necesaria para la comprensión de sus dinámicas y es un paso fundamental para el desarrollo de un sistema eficiente de predicción de las erupciones (Del Negro et al., 2013). Los objetivos de este trabajo son (1) describir la geometría y exacta ubicación del conducto magmático del volcán Etna y (2) evidenciar la potencialidad de un sistema de este tipo, que ofrecerá a cualquier investigador la posibilidad de añadir datos y luego poder hacer distintos análisis generando resultados visualmente claros e interactivos.

MARCO GEOLÓGICO

El volcán Etna es uno de los volcanes más activos del mundo y uno de los más jóvenes. De hecho, comenzó su formación cerca de 500 mil años atrás, en el Cuaternario. La forma actual del volcán es el resultado del último sistema (“Il Piano”) (De Beni et al. 2011) y tiene una extensión de 1200 km², específicamente, 47 km de Norte a Sur y 38 km de Oeste a Este con una altura de 3350 m s.n.m.

Geológicamente, de Oeste a Norte del volcán está el arco Calabro-Peloritano, al sur el antepaís Ibleo y al Este, en el Mar Ionio, la “Malta-Hyblean escarpment” que es considerada además como la mayor discontinuidad entre la placa Africana y la microplaca Iónica al sur, como la “ventana astenosférica” que contribuye a la ali-

mentación del volcán (Branca et al, 2004; Gvirtzman et al 1999; Lanzafame et al 1997; Gillot et al, 1994; Lentini et al, 1982).

METODOLOGÍAS

Actualmente el campo de la visualización de datos está impulsado por la necesidad de analizar y comprender inmensas cantidades de información y está sostenido por las nuevas tecnologías de cómputo y programación, capacidad de procesamiento y por los avances en las tarjetas gráficas y en hardware que permiten la generación de visuales digitales y mapeos en distintos niveles, en dos, tres y cuatro dimensiones, incluso con interactividad y, si se quiere, hasta en tiempo real.

Mediante la visualización de datos procesados se hace posible detectar patrones, generar estimaciones, comprender cambios y comportamientos complejos en el tiempo y en el espacio. La visualización habilita vías alternativas e innovadoras de observación, manipulación y representación dinámica de la información y facilita su comunicación en diferentes ámbitos. En las palabras del estadístico John Tukey (1915-2000) acreditado como el pionero en el campo moderno de la visualización de datos, -“El mayor valor de una visualización es cuando nos obliga a ver lo que no esperábamos ver.”

Se establecen diferencias entre lo que se llama “visualización de información” (análisis de datos confirmativo) en donde se mapea o gráfica información ya conocida, -por lo menos conocida por los expertos- y la “visualización de datos” (análisis de datos exploratorio) en donde el mapeo gráfico digital nos ofrece una lectura o conocimiento nuevo y a lo mejor inesperado que contribuye a ampliar el conocimiento o a descubrir algo completamente no pensado previamente.

Nosotros nos estamos apoyando sobre esta metodología. La de armar un espacio visual en donde todos los datos sean incluidos, -la mayor cantidad de información posible-, para luego observar el resultado y provocar preguntas y generar conclusiones.

El sistema que estamos desarrollando se basa en Processing Development Environment. Processing es un lenguaje de programación diseñado específicamente para generar y alterar imágenes. Está basado en el lenguaje java. Fue creado por dos estudiantes de posgrado del MIT, Casey Reas y Ben Fry en el 2001 y desarrollado dentro de una amplia comunidad abierta de programadores y artistas visuales desde ese entonces hasta ahora. Actualmente existen y continuamente se agregan librerías que extienden ilimitadamente sus aplicaciones. Nuevas herramientas como esta están haciendo posible la integración de conocimientos de disciplinas diversas con las artes visuales. Artistas están ahora capacitados desde

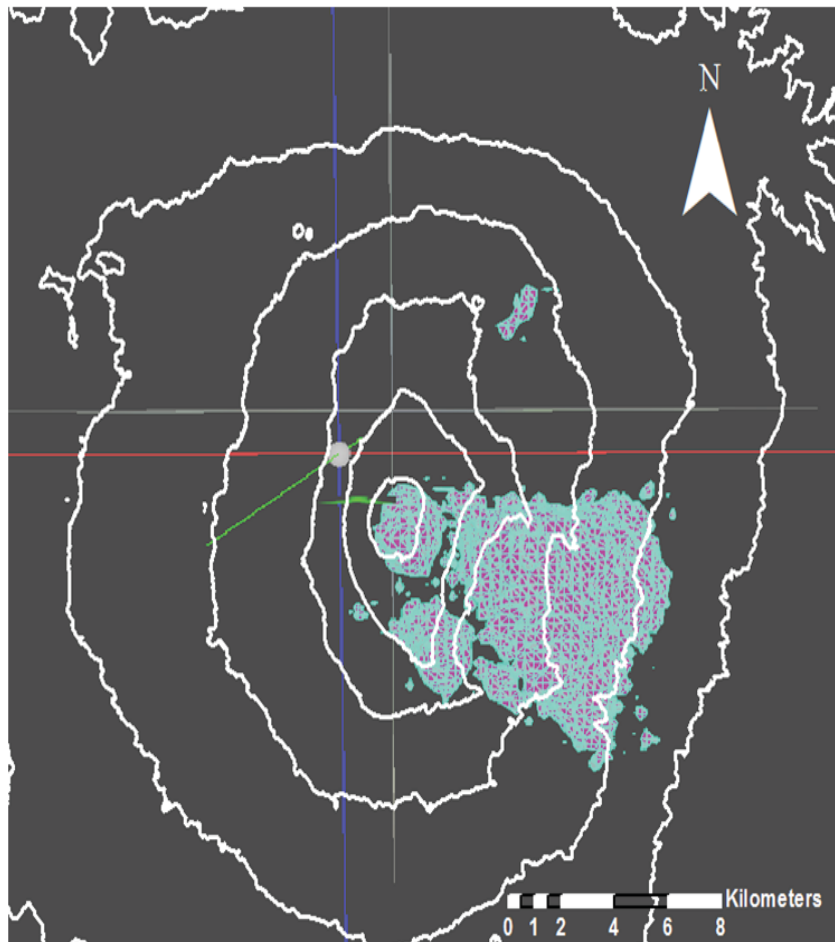


Figura 12 Las curvas de nivel indican el relieve del volcán; en azul y violeta la isosuperficie obtenida con el algoritmo Marching Cubes.

la programación para construir visuales digitales que pueden ser generadas y afectadas desde datos obtenidos por sensores o medidores usados en otras áreas de investigación - en este caso, el área de geología. Esto habilita un trabajo altamente interdisciplinario y hasta ahora innovador, abriendo campos no explorados hasta el momento.

Gracias al uso del lenguaje de programación Processing fue posible crear un sistema de información geográfica, en inglés Geographic Information System, GIS) cuya definición es: “un sistema de hardware y software que captura, almacena, edita, altera, ordena, analiza, comparte y muestra datos georreferenciados” [Fu and Sun, 2010], específicamente dedicado a los volcanes. El uso del sistemas GIS es indispensable para una análisis de este tipo por su capacidad de colocar cualquier tipo de elemento (ej. mapas geológicos, mapas geotérmicos, mapas tectónicos, etc.) en su lugar geográfico exacto, permitiendo así comparar la interpretación de los resultados obtenidos (De Siena et al., 2016, Guardo and De Siena, 2017). Entre las características básicas de un GIS, se encuentra la posibilidad de realizar “queries” o bús-

quedas, medir cantidades exactas como un volumen, tamaño o la extensión de los elementos previos encontrados (Barreca et al., 2013). En *VolGIS* además, está ya implementada la posibilidad de hacer análisis de densidad usando el algoritmo “Marching Cubes”.

El “Marching Cubes” (MC) es un algoritmo de reconstrucción de una superficie y/o de generación de un contorno 3D de un volumen en un espacio (Lorenson et al., 1987), también conocido con el nombre de “3D Contouring” o “Surface Reconstruction”. El algoritmo MC se usa más comúnmente en imágenes médicas para reconstrucción de superficies de distintos órganos a partir de datos de tomografía por resonancia magnética, y también se aplica para generar gráficos computacionales y modelados 3D, muy fundamental y fuertemente desarrollado desde la industria de la comunicación visual para animación 3D y diseño de videojuegos. Se ha usado en la visualización de datos para simular dinámica de fluidos en ingenierías. El MC opera sobre un campo escalar definido en un volumen dado, y genera una aproximación a la isosuperficie o superficie de valores constantes en el campo escalar. En nuestro caso generamos la isosu-

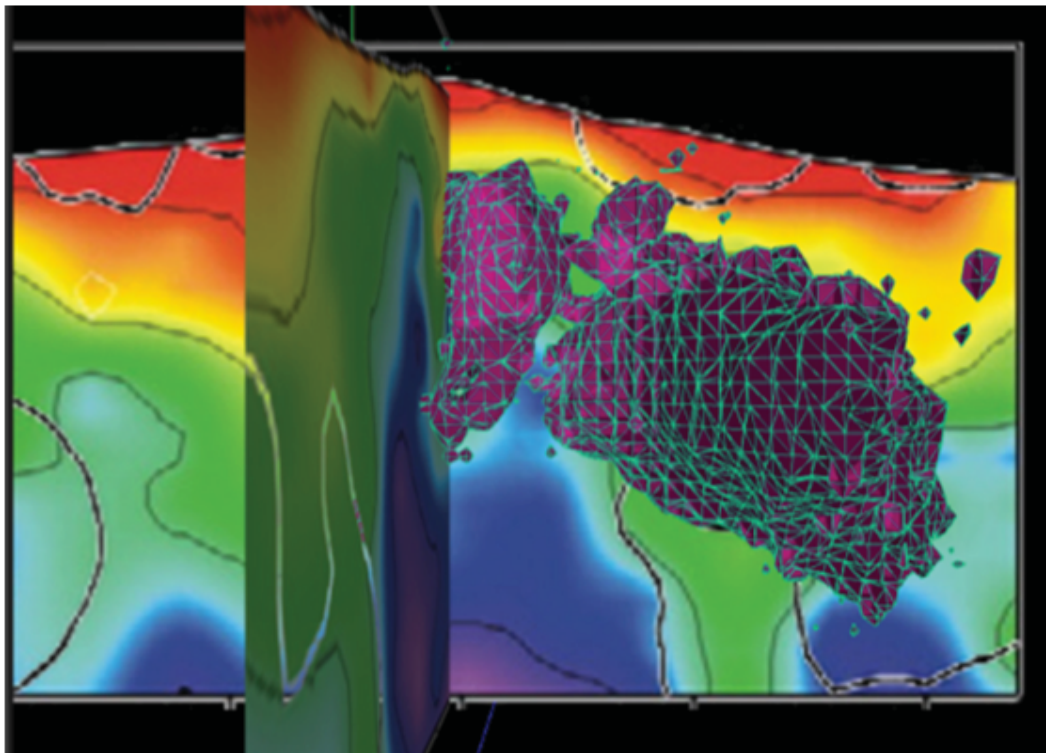


Figura . . Visualización tridimensional de la isosuperficie obtenida con el algoritmo Marching Cubes.

perficie para el valor constante cero, que de esta manera representa la superficie que envuelve el volumen donde el campo escalar no es nulo. En este momento hay un gran interés en esta técnica, con numerosos avances recientes (Masala et al., 2012; Jun et al., 2012) y aplicaciones en disciplinas tan variadas como farmacología, química, geofísica y meteorología (Newman & Yi, 2006).

RESULTADOS

La aplicación de *VolGIS* con datos del Etna revela estructuras tridimensionales en alta resolución, que describen visualmente y espacialmente el área de ascenso de magma. Esto aporta un aumento del detalle conocido desde las tomografías sísmicas previas. Las tres estructuras evidenciadas desde la isosuperficie, confirman la existencia de un volumen caracterizado por una alta densidad sísmica que rodea otro de baja densidad sísmica. Este volumen de baja o casi nula densidad sísmica es evidencia de que el interior del volcán presenta una transición desde un régimen frágil, de las capas más superficiales, a un régimen dúctil, a causa de un aumento de la temperatura, que podemos interpretar entonces como el área o espacio de ascensión del magma.

Las isosuperficies obtenidas tienen una extensión de 11 km de oeste a este, 8 km de norte a sur y, en profundidad, 5 km en la parte oeste y 8 km en la parte oeste (Fig. 1). Estas estructuras además de que describir la forma y ubicación del sistema de alimentación del volcán, au-

mentan el detalle del análisis de las previas tomografías sísmicas y confirman los resultados de los estudios recientes en el campo del imagen por sensores remotos (“remote sensing imaging”) (Fig. 2).

CONCLUSIONES

Gracias a este trabajo consideramos que la multidisciplinariedad entre la geofísica/geología y la visualización gráfica, combinada con los sistemas de información geográfica y las técnicas de teledetección representan un importante recurso para hacer análisis preliminares en los modelos volcánicos, disminuyendo costos y riesgo de pérdida de equipos y vidas en las salidas de campo. Esta es una herramienta innovadora que ofrece la posibilidad de abrir nuevas hipótesis y mostrar nuevos resultados dentro de la geofísica y la vulcanología, posibilitando también, una comunicación más comprensible del fenómeno volcánico frente a las sociedades.

AGRADECIMIENTOS

LVCC, Laboratorio de ID+i en Visualización, Computación Gráfica y Código Creativo,

UNRN Universidad Nacional de Río Negro - Sede Andina - Argentina

Desarrollado dentro del proyecto PI UNRN 40-B-372 Creación de Visualizaciones de Datos desde y para diversas áreas de conocimiento.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Barreca, G., Bonforte, A., & Neri, M. (2013). A pilot GIS database of active faults of Mt. Etna (Sicily): A tool for integrated hazard evaluation. *Journal of volcanology and geothermal research*, 251, 170-186.
- Branca, S., Coltelli, M., & Groppelli, G. (2004). Geological evolution of Etna volcano. *Mt. Etna: volcano laboratory*, 49-63.
- De Beni, E., Branca, S., Coltelli, M., Groppelli, G., & Wijbrans, J. R. (2011). ⁴⁰Ar/³⁹Ar isotopic dating of Etna volcanic succession. *Italian Journal of Geosciences*, 130(3), 292-305.
- De Siena, L., Calvet, M., Watson, K. J., Jonkers, A. R. T., & Thomas, C. (2016). Seismic scattering and absorption mapping of debris flows, feeding paths, and tectonic units at Mount St. Helens volcano. *Earth and Planetary Science Letters*, 442, 21-31.
- Del Negro, C., Cappello, A., Neri, M., Bilotta, G., Hérault, A., & Ganci, G. (2013). Lava flow hazards at Mount Etna: constraints imposed by eruptive history and numerical simulations. *Scientific reports*, 3, 3493.
- Fry, Ben 2007: Visualizing Data Exploring and Explaining Data with the Processing Environment. O'Reilly Media Final Release.
- Fu, P., & Sun, J. (2010). Web GIS: principles and applications.
- G.L. Masala, B. Golosio, P. Oliva, An improved Marching Cube algorithm for 3D data segmentation, *Computer Physics Communications*, Volume 184, Issue 3, March 2013, Pages 777-782, ISSN 0010-4655, <http://dx.doi.org/10.1016/j.cpc.2012.09.030>.
- Gillot, P. Y., Kieffer, G., & Romano, R. (1994). The evolution of Mount Etna in the light of potassium-argon dating. *Acta Vulcanol*, 5, 81-87.
- Guardo, R., & De Siena, L. (2017, April). Integrating passive seismicity with Web-Based GIS for a new perspective on volcano imaging and monitoring: the case study of Mt. Etna. In *EGU General Assembly Conference Abstracts* (Vol. 19, p. 249).
- Gvirtzman, Z., & Nur, A. (1999). The formation of Mount Etna as the consequence of slab rollback. *Nature*, 401(6755), 782-785.
- Lanzafame, G., & Bousquet, J. C. (1997). The Maltese escarpment and its extension from Mt. Etna to Aeolian Islands (Sicily): importance and evolution of a lithosphere discontinuity. *Acta Vulcanologica*, 9, 113-120.
- Lentini, F. (1982). The geology of the Mt. Etna basement. *Mem. Soc. Geol. It*, 23, 7-25.
- Lorensen, W. E.; Cline, Harvey E. (1987). "Marching cubes: A high resolution 3d surface construction algorithm". *ACM Computer Graphics*. 21 (4): 163-169. doi:10.1145/37402.37422
- Newman, Timothy S.; Yi, Hong (2006). "A survey of the marching cubes algorithm". *Computers and Graphics*. 30 (5): 854-879. doi:10.1016/j.cag.2006.07.021
- T. Jun, L. Xu, W. Yongming and C. Jianjie, "Self-adaptive marching cubes 3D surface reconstruction method for 3D-GIS spatial raster volume data," 2012 International Conference on Image Analysis and Signal Processing, Hangzhou, 2012, pp. 1-4. doi: 10.1109/IASP.2012.6425062
- Tufte, Edward R. 1990: *Envisioning Information*. Graphics Pr.
- Tufte, Edward R. 1997: *Visual Explanations: Images and Quantities, Evidence and Narrative*. Graphics Press.
- Tufte, Edward R. 2001: *The Visual Display of Quantitative Information*. Graphics Pr, Ed. 2.
- Tufte, Edward R. 2006: *Beautiful Evidence*. Graphics.



INTEGRATING PASSIVE SEISMICITY WITH WEB-BASED GIS FOR A NEW PERSPECTIVE ON VOLCANO IMAGING AND MONITORING: THE CASE STUDY OF MT. ETNA

Roberto GUARDO¹, ¹ Instituto de Geología y Geofísica, Universidad Nacional de Tucumán, Tucumán, Argentina

Corresponding author: rguard@conicet.gov.ar, rguard@geologia.unt.edu.ar, rguard@geologia.unt.edu.ar

RESUMEN

El presente trabajo describe la integración de la sismología pasiva con los Sistemas de Información Geográfica (SIG) basados en la web para la imagen y el monitoreo de volcanes. El caso de estudio es el volcán de Etna, Sicilia, Italia. Se utilizó un SIG basado en la web para integrar datos de sismología pasiva y datos de imágenes de satélite. El objetivo es proporcionar una nueva perspectiva sobre la imagen y el monitoreo de volcanes.

Se utilizó un SIG basado en la web para integrar datos de sismología pasiva y datos de imágenes de satélite. El objetivo es proporcionar una nueva perspectiva sobre la imagen y el monitoreo de volcanes. Se utilizó un SIG basado en la web para integrar datos de sismología pasiva y datos de imágenes de satélite. El objetivo es proporcionar una nueva perspectiva sobre la imagen y el monitoreo de volcanes.

El objetivo es proporcionar una nueva perspectiva sobre la imagen y el monitoreo de volcanes. Se utilizó un SIG basado en la web para integrar datos de sismología pasiva y datos de imágenes de satélite. El objetivo es proporcionar una nueva perspectiva sobre la imagen y el monitoreo de volcanes.

Se utilizó un SIG basado en la web para integrar datos de sismología pasiva y datos de imágenes de satélite. El objetivo es proporcionar una nueva perspectiva sobre la imagen y el monitoreo de volcanes.

El objetivo es proporcionar una nueva perspectiva sobre la imagen y el monitoreo de volcanes. Se utilizó un SIG basado en la web para integrar datos de sismología pasiva y datos de imágenes de satélite. El objetivo es proporcionar una nueva perspectiva sobre la imagen y el monitoreo de volcanes.

Palabras Claves: SIG, sismología pasiva, imágenes de satélite, monitoreo de volcanes.

ABSTRACT

The present work describes the integration of passive seismicity with web-based GIS for volcano imaging and monitoring. The case study is Mount Etna, Sicily, Italy. A web-based GIS was used to integrate passive seismicity data and satellite imagery data. The objective is to provide a new perspective on volcano imaging and monitoring. A web-based GIS was used to integrate passive seismicity data and satellite imagery data. The objective is to provide a new perspective on volcano imaging and monitoring.

Keywords: GIS, passive seismicity, satellite imagery, volcano monitoring.

METODOLOGÍA

Azi Lxj este ev ZLJ @ Ie vL 3Rl LxMZEIe Ie Iltoc eGt+ B @vLIo @r vLseZeCBII Ie LsLxBLr ó ZoJ @esy Ier BJ esCLZstBIIeCIE BmrJ LZIEs ó eGt+ GotesBo @r vLcsl e3LCteZsowagCIE ZEJ @to ó @oarLJ LZIEs, ZL@ZBII Ie @oZeCJ Bsto ó @r voCL3LsZeCes vLcIry ptlCar+MZEIe es : Lrlx Ire hle @rJ Bes vL aaserLZIEs Ie 3Rl LxCIeBBLx eC ó J L@oCes I RfBtoC sBeveC es IoC treC ó ZI Ltro IB esCBseC, BZl Co Zos BterLZIBB II ó, CBChl Bre, : LGLes tBJ @reLN

á el Hste vL 3Rl LxMZEIe Ie Iltoc @oZeCIIoC G : Lze @Cve IeteZlr @troseC aaserLr eGB LZBseC ZoJ @esIer ZLJ bBó ZoJ @rtLJ BstoCzoJ @epCes ev tBJ @ ó es eveC@ZBN L 3Rl LxMZEIe : LbBBL 3gCLy ters LtBLCe Bso3LI orLCIE obCer3LZIEs, J Ls B@vLZIEs ó re@eCstLZIEs IB+J ZL Ie vL BmrJ LZIEs ó nZBBL C ZoJ Ls ZLZIEs es IBaresteC+J bBoCNs vLC@vLbrLCIev eGLI gGZe To: s 1lkeó P"1,,y/// (LZreIBLIo ZoJ o ev @Bsero es evZLJ @ J oIers oIe vL 3Rl LxMZEIe Ie Ily toC y72vJ Lóor 3Lor Ie l sL 3Rl LxMZEIe eCZLsIo soC obvALL3er v hle so eC@r+blJ oC3erN

ne eGLbveZes IBaresZBCestre v hle G vLJ L F3B D LxMZEIe Ie BmrJ LZIEs; Hs+vRfCIE IltocZosnBJ Ly tBo(es IosIe G J L@L o ar+MZEIe BmrJ LZIEs óL Zosoy ZBL, y@r vo J esoCZosoZBL @r voCez@rtoGy ó vL F3B D LxMZEIe Ie Iltoc Hs+vRfCIE IltocZez@orLtorB(es IosIe ev J L@o ar+MZEIe IBBLvs oComeZe l sL vZlrLo ZosoZB Bsto sle3o ó Lvo J epr BeC@rLIo hle ZostrB bI óe L LJ @Br ev ZosoZB Bsto o L IeCZl brB Lxao ZoJ y @etLJ este so @sCIIo @e3BJ esteN

é oCtroCsoCeGLJ oCL@óLsIo Gbre eGLJ etoIovy agdNi L Ie LrJ Lr l s eC@ZB 3Rl Lxv es IosIe toIocvC IltocCels BZl B oC yLJ Lóor ZlstBII Ie BmrJ LZIEs

@Cvvey, @rL vIeao obCer3Lr ev reC vLIo ó @o3oZlr @eal stLCó aaserLr ZosZl CBseCN

2vCfiej Lhl e eGLJ oCIECrrowsIo G bLLeS uroy ZeCBADe3ewo@ est2s3BosJ estNuroZeCBA eCIs vesy al Lpe Ie @oarLJ LZIEs IRe0LIo eC@ZgnZLJ este @rL aaserLr ó LterLr B +aeseCN2G+ bLcIIo es ev vesal Lpe pL3LN9Ie ZreLIo @r IoC eGLI BsteCIE @CarLIo Iev á d, í LGeó ReLCó Wes 9ró es ev '///1 ó IeCrrowLIo Iestro Ie l sL LJ @BL ZoJ LsBII LbBrtLIE @oarLJ LIoy reCó LrtRfLC 3Rl Lx eCIE e eCé estosZeC: LGL L: orLN AZI Lxj este ezRfies ó ZostBIIJ este G LareaLs vBrey rgChl e eztB sIes BB BLIJ este C CL@ZLZBseCNé ley 3LC: errLJ BstLCZoJ o eGLEeG+s : LZBsIo @Cve vL B y tearLZIEs Ie ZosoZB BstoCIE I RZBBLICIBerCLZos vLCLteC3Rl Lx eCNArfLCeG+s L: orL ZL@ZBII oCIE e vL @oarLJ LZIEs @rL ZosGrl B 3Rl Lx eC IeBBLx eC hle @eIes Ger aaserLI LCó LmZILICIE e IltocobtesBoC @r GésCoreCo J el BoreCIIoCes otrLC+reLCIE B3eCy tB LZIEs yes eGe ZLGó, ev+reLIE aeowagN2Go : LbBBL l s trLbLp LxLJ este Bterf RZBBLrB ó : LGL L: orL B y so3LIor, LbrBsIo ZLJ @Cso ez@orLIoC: LGL ev J oy J estoN

GrLZBClvI G Iev vesal Lpe Ie @oarLJ LZIEs uroyZeCy CBA rhe @Cve ZreLr l s Cfiej LIE BmrJ LZIEs aeoar+y nZL, es B avCGeoarL@EzdsmrJ LtBsnoGeJ, Gdh(ZI óL IenBZIEs eC4Fls Cfiej LIE : Lrlx Ire ó Contx Ire hle ZL@rL, Lx LZesL, elBL, LterL, orlesL, LsLxBL, ZoJ @ry te ó J leGrL Iltoc aeorrenaresZBI oC, v9l LsI nls, ' /1/ú, eC@ZgnZLJ este Iel BIIo LwC3ovZlseCN2vI G Iev Cfiej LC Gdh eC BIR@esCvbe @rL l sL Ls+vRfCIE eGe tBo @r C ZL@ZBII Ie ZowZlr ZI LxhL Br tBo Ie eveJ esto PpN L@CaeovEaEzoc J L@CaeotfrJ EzoC J Ly @CteZIEs EzoC etZN es C vLaLr aeoar+MZEIe ezLZto, @ry J BBSIo LGeZoJ @rLr vL Bter@etLZIEs Ie voCreC vLIoC obtesBoCvDe nBsL et LxN' /16, Gl LrIo LsI De nBsL,

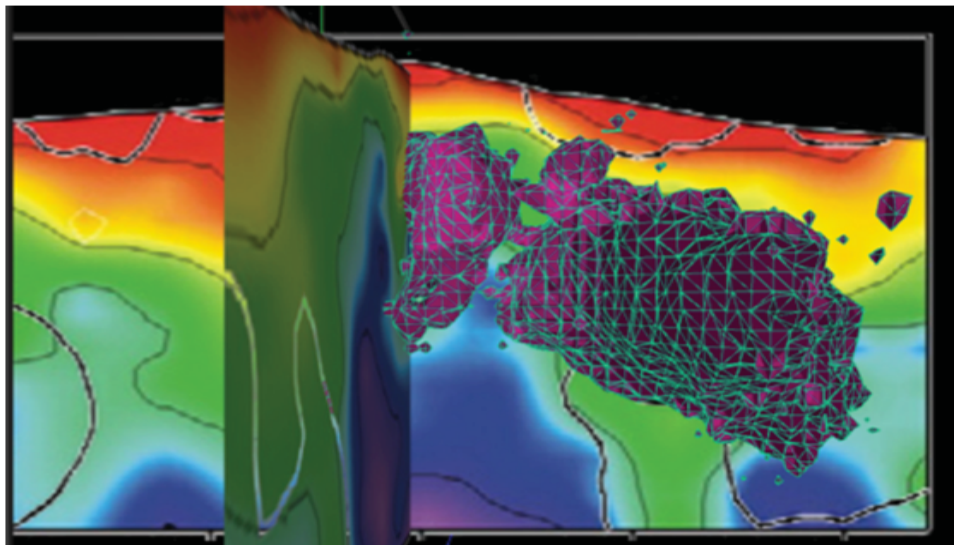


Figura . 2. isualizaciVn tridimensional de la isosuperficie obtenida con el algoritmo Marching Cubes



15ú2stre vLZrLZtergCZLCb+CZLCIe ls Gdh, Ge esy
Z estrL vL @CBBB LI Ie reLxMr Fhl erBc o b"chl el LC
J el B ZlstB LI eCezLZLCZoj o ls 3ovJ es, tLJ L0o o vL
eztes CEs Ie voCevJ estoC@e3BcesZostrLI oCwMrreZL
et LxN / 1. ú2s VolGIS LIeJ +C eG+ óLB @eJ estLI L vL
@CBBB LI Ie : LZer Ls+vKIC Ie lesCB LI lCsIo evLxoy
rBj o Fá LrZ Ba í lbeCN

2vFá LrZ Ba í lbeC Pá í (eCIs Lxorbj o Ie rey
ZosGrL ZEs Ie lsL D @mZEs óp Ie aaserLZEs Ie ls
Zostorso .D Ie ls 3ovJ es es ls e@ZB w oresCes It
LxN1") 5ú tLJ bBs ZosoZB o Zos evsoJ bre Ie F. D í osy
tol rBa; o Fnl rnzereZosGrL ZEs; N2vLxorbj o á í Cè
lCLJ +CZoj "sJ este es B +aeseCJ fiZLC@rLreZosCy
trl ZEs Ie D @mZEs C Ie RIBtoC EraLsoCL @rB Ie
lItoCIe toJ oarLrL @rreCosLsZLJ LasftZL, ó tLJ bBs
Cè L@ZL @rL aaserLr ar+nZozCZoj @tLZosLecó J oIey
vIoc. D, J ló mshLIJ estlv ó merteJ este IeCarrowI
IeCè vL BIL GrL Ie vLZoj lsZLZEs 3Rl Lv@rLsB Ly
ZEs .D ó IRè0o Ie 3B eoP eaoCNe : L lClIo es vL 3Bj
D LxMZEs Ie lItoC@rL CB lvr IB +J ZL Ie m B oCes
BaesBrgLN vá í o@rL Gobre ls ZLJ @ eZLmr IenBj
Io es ls 3ovJ es lIlo, ó aaserLlsL L@ozB LZEs L vL
RòD @mZEs o D @mZEs Ie 3LxoreC ZosGlsteC es ev
ZLJ @ eZLmrN2s sl eGro ZICò aaserLJ oCvL RòD @mZEs
ZB@rL ev 3Lxor ZosGlste Zero, hle Ie eGL J LserL rey
@eCéstL vL D @mZEs hle es 3lev3e ev3ovJ es IosIe ev
ZLJ @ eZLmr so eCslvoN2s eGe J oJ esto : Ló ls arLs
BterfCes eGL tfZs ZL, Zos sl J eroGCL3Ls ZeCreZBsteC
vá lCLx et LxN / 1' ^ Tl et LxN / 1' ú ó L@ZLZBseCes
IRZBZBIC tIs 3LrBILC ZoJ o nrJ LZovagL, hl g ZL,
aeongZL ó J eteorovagL wè ex J Ls[] B' / / 6úN

RESULTADOS

i LI@ZLZEs Ie VolGISZos lItoCIev2tsLre3evL eCy
trl Zl rLctrB es CbsLxces LtLreGovL ZEs, hle Ie CzrBy
bes 3Rl Lx este ó eC@ZLx este ev+reL Ie LCZes Co Ie
J LaJ lN2Go L@rL ls lIj esto Iev IetLwe ZosoZB o
IeCè vLctoJ oarLrL CQJ ZLC@e3Bcn lCtreCeGrL Zil y
rLC e3B esZBILC IeCè vL RòD @mZEs, ZosrBj Ls vL
ezRtesZL Ie ls 3ovJ es ZLrLZerBj o @r lslLxLI esy
CB LI CQJ ZL hle roIeL otro Ie bLpL IesCB LI CQJ ZLN
2Ge 3ovJ es Ie bLpL o ZLCBsl vL IesCB LI CQJ ZL eC
e3B esZL Ie hle evB terBr Iev3ovZs @eCéstLlsLtrLs y
CZEs IeCè ls rfaB es m+ab; Ie vLZL@CJ +CD @mZEs
ZBxèC Lls rfaB es I"ZiB; LZILC Ie ls lIj esto Ie vL
teJ @rLlrL, hle @IeJ oC Bter@etLr estosZeCZoj o ev
+reLo eC@ZB Ie LCZes CEs IevJ LaJ lN

i LC RòD @mZEs Cbtes B LC tB es lsL eztes CEs Ie
l1 kJ Ie oeGe LeGe,) kJ Ie sorte LDr ó, es @onhsI B y
lI, ,, kJ es vL @rte oeGe ó) kJ es vL @rte oeGe P9B N
l(N2 GLCeGrL Zl rLClIeJ +CIe hle Ie CzrBb vL mrJ L ó
l bZLZEs Iev CteJ L Ie Lx estLZEs Iev 3ovZs, lI y
J estLs evIetLwe IevLs+vKIC Ie vL@e3BctoJ oarLrL C
CQJ ZLC ó ZosrBj Ls voCreD vLI oC Ie voCèGl I BCre y
ZBsteC es ev ZLJ @ Iev B Laes @r CèsCoreC
reJ otoCfreJ oteCèsCB aB LaBa; (P9B N (N

CONCLUSIONES

GrLZBCL eGe trLbLp ZosCB erLJ oChl e vL J lvtB B y
ZB@rLrB LI este vL aeongZL qeovagL ó vL 3Rl LxMZEs
ZEs ar+nZL, ZoJ bB LI L Zos voCCKteJ LC Ie BmrJ LZEs
aeoar+nZL ó vLctfZs ZLCIe tevel eteZEs re@eCéstLs l s
B @rtLste reZl rCò @rL : LZer Ls+vKIC @evB B IreC es
voCJ oIevoC3ovZs Zoj, I Rj B l óesIo ZoGoCò rB Cáo Ie
@rI B LI e ehl RòCò 3B LCes vLCCvB LC Ie ZLJ @N2 GL
eCIs L : errLJ BstL B so3LI orL hle omeZe vL @CBBB LI
Ie lbrB sl e3LC : RteCè ó J oGrLr sl e3oCreD vLI oC
Iestro Ie vL aeongZL ó vL 3l vLsovagL, @CBBB LI o
tLJ bBs, lsL ZoJ lsZLZEs J +CZoj @esCBve IevmasEy
J es o 3ovZs Zoj mes te L vLCCò ZB LI eCN

AGRADECIMIENTOS

i Hí í, i lborltoRb Ie d&Bes HRI LxMZEs, í oJ y
@tLZEs Gr+nZL ó í El B a í reLlBo, Ué Ré UsBerCB LI
é LZosLv Ie Rgò é earo y neIe AsI B LY AraestB LNDey
CarrowI o Iestro Iev@oóeZio udUé Ré - / yWj. 5' í rely
ZEs Ie HRI LxMZEs seC Ie DLtoCIeCè ó @rL I B erCLC
+reLCIe ZosoZB BstoN

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

WlrreZL, GNWos mte, AN[é erBá NP / 1. (NA @ot Gdh I LI Ly
blCè omLZB e nll vtComá tN2tsL RnZBó(4A toovmr Bteay
rTel : LMrI e3Ll LxNsN Journal of volcanology and
geothermal research, 251, 15/ y) 6N
WfLsZL, nN í oteWb á N[Gro@ewB GNP / / - (NGeovoaZL v
e3ovL tBs om2tsL 3ovZLsoNmt. Etna: volcano laboratory,
-"y6. N
De WésB 2N WfLsZL, nN í oteWb á N[Gro@ewB GN[]
" BbrLsC TNrNP / 11(N- / Arq "Ar Ròto@ZL I lI Ba om2tsL
3ovZLs Z C ZzeCbsN Italian Journal of Geosciences,
130P (, ' " y. / , ,N
De nBsL, i Ní L3et, á N" LIGos, KNIN ToskerC ANRNi N[
i : oJ LC, í NP / 16(NeRj ZCZLlterBa LsI lBCor@Bs J Lcy
@Ba omI ebrC mox C mel Ba @t: C LsI teZosZL l sBC LI
á ol st nNes vesC 3ovZLsoN Earth and Planetary Science
Letters, 442, ' 1y. lN
Devè earo, i Ní L@wo, ANé erBá N WBotL, GNs frLI vt, AN[
[GLsZB GNP / 1. (Ni L3L mox : LMrIC Lt á ol st 2tsL4
ZosGrLbtCB @CèI bó erl @Bè : Rioró LsI sl J erZLvCB y
l vI tBs CScientific reports, 3, . -". N
9ró, Wés / / 54 HRI LxMZEs DLIL 2z@orBa LsI 2z@LBBa
DLIL xB: t: e uroZeCBA 2s3BosJ estNO'ReBvó á el R
9B LvRevLGN
91, uN[nls, TNP / 1/ (N' eb Gdh4@BZBocLsI L@ZLlBs CN
GN NÁ lCLx, WNGovob, uNOvBL, As B @o3el á LrZ Ba
í lbe Lxorbj : mr .D lI lL GèJ estLlBs, í oJ @ter u: óy
CZC í oJ J lsZLlBsC HovJ e 1)-, dCè . , á LrZ : ' / 1. ,
uLaeC 555y5)', dné // 1/ y-6,,,
: tt@qj zNoBraq / N / 16qX@Z / 1' N" N. / N
GBot, uN[NKBmr, GN[RoJ Lso, RNPI"- (Ni : e 3ovL tBs
omá ol st 2tsL B t: e vA: t om@tLCCB j yLraos I lI Ba NActa
Volcanol, 5,) 1y) 5N
Gl Lrl o, RN[De nBsL, i NP / 15, A@BNstearLiBa @CCBè
CèRj ZBó x B: " ebyWLCèI Gdh mr Lsex @rC@ZBè os
3ovZLso B LaBa LsI J osBorBa4t: e ZLCè Gl Ió omá tN



XX CONGRESO GEOLÓGICO ARGENTINO
7-11 de agosto de 2017 | San Miguel de Tucumán



2tsLNds EGU General Assembly Conference Abstracts
 HovNI", @N-"(N
 G3BtVJ Ls, -N[é lr, ANPI""(Ni : e mrJ LfBs omá ol st 2tsL
 LC t: e ZosCehl esZe omGlb rowbLZkNNature, 401R65,,, (,
 5) 'y5) ,,N
 i Ls VlnJ e, GN[Wól Chl et, TNí NPI""5(Ni : e á LteCè eZLr@y
 J est LsI BC eztesCbs moJ á tN2tsL to AeovBs dGlsIC
 PhZBó(4B @rtLsZe LsI e3ovl tBs omL vB: oC@ere I KZos y
 tB l BóActa Vulcanologica, 9, 11. yl' /N
 i estB B 9NPI") '(Ni : e aeovaoó omt: e á tNEtna basement.
 Mem. Soc. Geol. It, 23, 5y' ,,N
 i oresCes, " N2Ní vBe, S Lr3eó 2NPI") 5(N7á LrZ: Ba Zl beC4A
 : B: reCovl tBs . I C rmlZe ZosGrL ZfBs LxarB: J 7NAí á
 í oJ @ter GrL@ZCN '1 P(4 16. Yl6"N
 IoB/NI-.,q 5-' N5-' '

é ex J Ls, i B ot: ó nN | B Sosa P // 6(N7A C r3eó omt: e
 J LrZ: Ba Zl beC LxarB: J 7Ní oJ @terC LsI GrL@ZCN. /
 P,(4) ,, - Y) 5"N oB/ N/ 16qZLaN/ / 6N5N' 1
 1 Nll s, i NXl, " N] osaJ Ba LsI í NfBs pB, 7nevyl L@Be J Lry
 Z: Ba Zl beC. D C rmlZe reZosGrL ZfBs J et: ol mr . DyGch
 C@tBvrlGer 3ovJ e I Ltl, 7' / 1' dstersL fBsLví osmresZe
 os d' Lae AsLxóC LsI nBasLv uroZeCCBa, S LsaV: ol,
 ' / 1', @Nly- NoB1/ N1/ "qAnuN/ 1' N6- ' ,, / 6'
 1 l rnc, 2I x LrI RN"" / 42s3B B s Ba dsmrJ LfBsNGrL@ZCurN
 1 l rnc, 2I x LrI RN"" 54 HBl Ly 2z@LsL fBsC4 d' LaeC LsI
 Ql LstB B C 23B esZe LsI é LrrL fBsNGrL@ZCureCN
 1 l rnc, 2I x LrI RN // 141 : e HBl LyDE@Ló omQl LstB LfBe dsy
 mrJ LfBsNGrL@ZCur, 2I N N
 1 l rnc, 2I x LrI RN // 64WéLl tBhv23B esZeNGrL@ZCN



DESGASIFICACIÓN DIFUSA DE DIÓXIDO DE CARBONO EN EL COMPLEJO VOLCÁNICO COPAHUE – CAVIAHUE, NEUQUÉN, ARGENTINA

María.C. LAMBERTI^{1, 2}, Giovanni CHIODINI³, CarloCARDELLINI⁴,
MarianoR. AGUSTO^{1, 2}, Alberto T. CASELLI⁵

¹GESVA, Dpto. Cs. Geológicas, FCEN, Universidad de Buenos Aires, Buenos Aires, Argentina.

²IDEAN (UBA-CONICET), Buenos Aires, Argentina.

³Istituto Nacional de Geofísica y Vulcanología, Sección Bolonia, Bolonia, Italia.

⁴Departamento de Física y Geología, Universidad de Perugia, Perugia, Italia.

⁵LESVA-IIPG, Universidad Nacional de Río Negro, General Roca, Argentina.

Dirección postal: Intendente Güiraldes 2160, Ciudad Universitaria - Pabellón II, C1428EGA - CABA Argentina;
mariaclaralamberti@gmail.com; melamberti@gl.fcen.uba.ar.

ABSTRACT

Carbon dioxide diffuse degassing at the Copahue – Caviahue Volcanic Complex, Neuquén, Argentina

Active volcanoes and their geothermal areas associated emit large amount of gases into the atmosphere, not only through crater plumes or fumaroles, but also through imperceptible manifestations through the soils denominated diffuse degassing. The Copahue – Caviahue Volcanic Complex (CVCC, 38°S-71°O) in the South Volcanic Zone (Ramos y Folguera 2000, Bermúdez et al. 2002, Melnick et al. 2006, Rojas Vera et al. 2010). It hosts four hydrothermal areas in Argentinean territory, known as the Copahue town, Las Máquinas, Las Maquinitas and Anfiteatro. During three campaigns carried out between 2014 and 2016, 1,820 measurements of CO₂ soil flux were acquired. Four log-normal populations were defined field by means of the Graphical Statistical Approach: some of them are characterized by low fluxes, representative of background values in vegetated and non-vegetated areas and another population, characterized by a high $\overline{CO_2}$, is representative of hydrothermal-volcanic CO₂ degassing. By means of the Sequential Gaussian Simulation, well-defined diffuse degassing structures were noticed in most of the investigated sites, which seem to be controlled by tectonic features. The total CO₂ released from the hydrothermal – volcanic source at the Copahue geothermal field is $208,5 \pm 11,6t d^{-1}$.

Keywords: gases, CO₂ flux, hydrothermal system, diffuse degassing structures, thermal energy. .

Los volcanes activos y las áreas geotermales aledañas emiten grandes cantidades de gases a la atmósfera a través de manifestaciones termales tales como plumas cratéricas o fumarolas. Asimismo, estudios realizados desde los años 70 han dado a conocer que importantes emisiones de gases volcánicos o hidrotermales pueden también ser liberados a través de una manifestación prácticamente imperceptible denominada “desgasificación difusa”. La desgasificación difusa es un proceso de emisión de gases que se da lugar a través de las superficies de los suelos y de fuentes termales. Las especies gaseosas emitidas a través de este tipo de manifestación son normalmente inertes y suelen ser liberadas a bajas temperaturas. Entre estas especies se pueden encontrar el ²²²Rn, el He, el H₂S y el H₂, pero la principal especie emitida de manera difusa, por su alta concentración en gases tanto volcánicos como hidrotermales, es el dióxido de carbono, CO₂.

El Complejo Volcánico Copahue – Caviahue (CVCC, 38°S-71°O) se encuentra localizado en la provincia de Neuquén sobre el segmento denominado Zona Volcánica Sur de la Cordillera de los Andes. Este complejo consiste en un sistema volcánico – hidrotermal, cuya actividad actual se desarrolla dentro de la caldera de Caviahue. Contiene cuatro áreas termales en territorio argentino, entre las que se encuentra el pueblo de Copahue y las áreas llamadas Las Máquinas, Las Maquinitas y Anfiteatro.

Desde el año 2014 y durante tres campañas, se llevó a cabo un estudio de la desgasificación difusa de CO₂ en las áreas termales del CVCC. Fueron adquiridas 1.820 mediciones de flujo de CO₂, con el objetivo de obtener un mapa general de un área de 1 km² aproximadamente, que comprende a todos los sitios termales del CVCC en territorio argentino. Posteriormente, se efectuaron relevamientos de detalle de las cuatro áreas termales. Los

datos fueron procesados utilizando el método gráfico estadístico de Sinclair (1973) y simulaciones secuenciales gaussianas (Chiodini et al. 1998, Cardellini et al. 2003, Chiodini et al. 2005).

Por medio del método gráfico estadístico, se definieron cuatro poblaciones estadísticas dentro de la muestra: dos de estas poblaciones poseen valores medios de flujo de CO₂ difuso bajos, 0,76 y 7 g m⁻² día⁻¹, constituyendo el 4 y el 35 % de la muestra, respectivamente. Estas dos poblaciones representan valores de fondo en áreas no vegetadas. La mayor parte de los datos de flujo, el 52 %, corresponden a una tercera población vinculada con los valores de fondo de las áreas vegetadas y es caracterizada por una media de 54 g m⁻² día⁻¹. Finalmente, una cuarta población está constituida por el 9% del total de los datos de flujo de CO₂, tiene un valor medio de 1421 g m⁻² día⁻¹, y se la interpreta como una población alimentada por una fuente hidrotermal, endógena.

A partir de las simulaciones secuenciales gaussianas se obtuvo un mapa de desgasificación difusa de CO₂, que permitió establecer que la emisión de esta manifestación termal ocurre únicamente a través de los suelos del pueblo de Copahue y de los sitios termales Las Máquinas y Las Maquinitas. La desgasificación se da a través de estructuras lineales en concordancia con estructuras visibles en superficie, lo que indica un claro control estructural en la liberación de gases. Asimismo, se obtuvo un valor de 208,5 ± 11,6 toneladas de CO₂ por día, emitidas desde el área total muestreada. Finalmente, resultados preliminares mediante el uso de CO₂ como trazador de la fase de vapor original indican una emisión de energía térmica de hasta 100 MW.

Observando individualmente a las áreas con desgasificación difusa de CO₂, se observa que el pueblo de Copahue es el sitio de mayor emisión de este gas, liberando 100 ± 5,4 toneladas por día de CO₂ a la atmósfera. En las áreas termales Las Máquinas y Las Maquinitas se li-

beran 42,7 ± 4,3 y 13,3 ± 2,4 toneladas por día de CO₂ respectivamente.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Bermúdez, A., Delpino, D., López Escobar, L. 2002. Caracterización geoquímica de lavas y piroclastos holocenos del volcán Copahue, incluyendo los originados en la erupción del año 2000. Comparación con otros volcanes de la Zona Volcánica Sur de los Andes. 15º Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 377-382, Calafate.
- Cardellini, C., Chiodini, G., Frondini, F. 2003. Application of stochastic simulation to CO₂ flux from soil: mapping and quantification of gas release. *Journal of Geophysics Research*: 108:2425. doi:10.1029/2002JB002165.
- Chiodini G., Granieri D., Avino R., Caliro S., Costa A., Werner C. (2005). Carbon dioxide diffuse degassing and estimation of heat release from volcanic and hydrothermal systems. *Journal of Geophysics Research: Solid Earth* 110:B08204, doi: 10.1029/2004JB003542.
- Chiodini, G., Cioni, R., Guidi, M., Marini, L., Raco, B. 1998. Soil CO₂ measurements in volcanic and geothermal areas. *Applied Geochemistry* 13: 543–552.
- Melnick, D., Folguera, A., Ramos, V.A. 2006. Structural control on arc volcanism: The Copahue-Agrío complex, South-Central Andes (37°50'S). *Journal of South American Earth Sciences* 22: 66-88.
- Ramos, V.A., Folguera, A. 2000. Tectonic evolution of the Andes of Neuquén: constraints derived from the magmatic arc and foreland deformation. En Veiga, GD, Spalletti, LA, Howell, JA, Schwartz, E (ed) *The Neuquén Basin, Argentina: A Case Study in Sequence Stratigraphy and Basin Dynamics*: Geological Society, London, Special Publications, 252: 15–35.
- Rojas Vera, E.A., Folguera, A., Zamora Valcarce, G., Giménez, M., Ruiz, F., Martínez, P., Bottesi, G., Ramos, V.A. (2010). Neogene to Quaternary extensional reactivation of a fold and thrust belt: the Agrío belt in the Southern Central Andes and its relation to the Loncopué trough (38°–39°S). *Tectonophysics* 92 (1–4): 279–294.
- Sinclair, A. J. 1974. Selection of threshold values in geochemical data using probability graphs, *Journal of Geochemical Exploration* 3: 129–149.

CARACTERÍSTICAS DE UN SISTEMA HIDROLÓGICO ASOCIADO A UN VOLCÁN ACTIVO: EL CASO DEL RÍO AGRIO –VOLCÁN COPAHUE

Joaquín LLANO¹, Mariano AGUSTO¹, Alberto CASELLI², María dos SANTOS AFONSO³,
Antonio DELGADO HUERTAS⁵, María A. TRINELLI⁴

¹GESVA-IDEAN (CONICET), Departamento de Ciencias Geológicas, FCEN-UBA. joaquinllano28@gmail.com

²LESVA, Inst. de Invest. en Paleobiología y Geología, Universidad Nacional de Río Negro

³INQUIMAE (CONICET), Departamento de Química Inorgánica, Analítica y Química Física, FCEN-UBA.

⁴IGEB (CONICET), Departamento de Ciencias Geológicas, FCEN-UBA.

⁵Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra, CSIC-UGR. Granada, España.

RESUMEN

Las aguas pertenecientes a los distintos cuerpos y cursos de aguas asociados al Complejo Volcánico Copahue-Caviahue (37° 49' S, 71° 02' O) presentan distintas características. Estas aguas fueron clasificadas por Augusto et al. 2012 en tres grupos según sus rasgos principales: a) Aguas pertenecientes al sistema volcánico-hidrológico (SVH); b) Aguas pertenecientes a las distintas áreas geotermales denominadas como aguas calentadas por vapor (ACV); c) Aguas de los cursos y cuerpos de aguas cuyo origen es la fusión del manto de nieve acumulado durante el invierno y las precipitaciones en general, denominadas como aguas de deshielo (AD). En el presente trabajo se estudian las aguas pertenecientes a los grupos “a” y “c”, SVH y AD respectivamente.

Las aguas pertenecientes al SVH conforman el sistema río Agrio superior-lago Caviahue-río Agrio inferior. El río Agrio nace de dos surgentes ácidas y calientes que emanan desde el flanco este del Volcán Copahue. Este río se divide en dos tramos: i) río Agrio superior (pH 1-2), que nace en los flancos del volcán Copahue y desemboca 10 km aguas abajo en el Lago Caviahue (pH 3), y ii) río Agrio inferior (pH 3-4), único efluente del lago y cuyas características se mantienen relativamente constantes por más de 40 km. En este sistema los aniones mayoritarios (SO_4^{2-} , Cl^- , F^- , HCO_3^-) se caracterizan por ser derivados de gases de origen magmático. Los gases que se desprenden desde la fuente magmática del volcán Copahue interactúan con aguas hidrotermales y a partir de procesos de disolución y dismutación generan las mencionadas especies. Por otro lado, los cationes mayoritarios, Na^+ , K^+ , Mg^{2+} y Ca^{2+} , provienen de la interacción con la roca de caja asociada al sistema hidrotermal en el interior del edificio volcánico inicialmente e hidrológico en forma posterior (Agusto et al. 2012).

La metodología de trabajo se basó en la toma de muestras de 9 sitios durante febrero-marzo de 2014, de los cuales 7 fueron sobre el río troncal y dos en afluentes, con medición *in situ* de pH y conductividad eléctrica. Las muestras fueron colectadas en botellas plásticas por duplicado para análisis de aniones (HCO_3^- , SO_4^{2-} , Cl^- , NO_3^- , F^-) y cationes (Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Fe_{tot} , Al^{3+} , SiO_2). En el caso que el agua muestreada presentara un pH mayor a 3, la botella para cationes fue acidificada con 0,15 ml de HNO_3 concentrado de alta pureza. Otro grupo de muestras fueron tomadas en envases de vidrio oscuro de 25 ml para el análisis isotópico ($\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$). Los análisis de las muestras fueron realizados en laboratorios de la Universidad de Buenos Aires y de la Universidad de Granada.

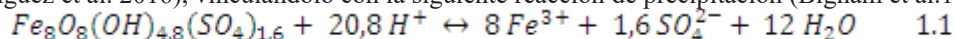
Las aguas pertenecientes al SVH se caracterizan por bajos valores de pH (< 3.5) y valores de conductividad eléctrica entre 1200 y 300 $\mu\text{S}/\text{cm}$, mientras que el grupo AD presentan valores de pH aproximadamente neutros y valores de conductividad eléctrica menores a 80 $\mu\text{S}/\text{cm}$. De similar manera, estos dos grupos presentan una impronta isotópica característica. Si bien todas las aguas presentan valores cercanos a los del agua meteórica local (Agusto y Varekamp, 2016), se reconoce una diferencia en los valores de $\delta^{13}\text{C}$. Las AD presentan valores cercanos a -9,5‰ (PDB), mientras que las aguas del SVH presentan valores entre -16,74‰ y -12‰ (PDB).

Al interactuar los dos grupos de aguas descriptos se desarrollan dos procesos principales que controlan las variaciones composicionales a lo largo del río Agrio, procesos de dilución y de precipitación.

El proceso de dilución se observa en forma constante a lo largo del SVH por el constante ingreso de aguas de deshielo. Este proceso afecta de igual manera a todas las especies mayoritarias y se registra como una disminución

en las concentraciones de los componentes. Esto se evidencia particularmente en el cambio abrupto que se produce tanto en el pH y conductividad como en las concentraciones luego del ingreso del río Trolope al sistema principal. En dicha situación los parámetros de campo presentan un aumento de los valores de pH de 2,98 a 3,16 y un descenso en los valores de conductividad de 799 a 470 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Este proceso se observa en menor magnitud, pero de manera constante, en todo el recorrido del río principal como consecuencia del ingreso de arroyos mucho menores o incluso pequeñas descargas de aguas de carácter efímeras.

El otro proceso que se desarrolla en el sistema es la precipitación de minerales que contienen hierro como catión principal (Gammons et al. 2005; Rodríguez et al. 2016) a partir del aumento de pH por encima de valores característicos, manteniéndose la temperatura constante. Este proceso se observa en forma marcada particularmente en el río Agrio inferior luego de su unión con el río Trolope, donde el pH del sistema asciende de manera abrupta y la concentración de hierro desciende desde 12 ppm a valores por debajo del límite de detección. En dicha zona donde se registran estos cambios se observa claramente el precipitado del mineral identificado como schwertmannita (Kading y Varekamp, 2009; Rodríguez et al. 2016). Los procesos fisicoquímicos que generan la aparición del mineral han sido estudiados previamente por distintos autores en el SVH (Gammons et al. 2005; Kading y Varekamp, 2009; Rodríguez et al. 2016), vinculándolo con la siguiente reacción de precipitación (Bigham et al. 1996):



Aquí se observa que al disminuir el contenido de protones la reacción migra hacia la izquierda produciendo la precipitación de la schwertmannita. La presencia de este mineral y el proceso que lo genera cobra relevancia al reconocerse variaciones de su ocurrencia asociadas a periodos de actividad eruptiva. En periodos de actividad volcánica, cuando las aguas presentan valores de pH más ácidos, el sitio donde precipita la schwertmannita migra aguas abajo, mientras que en periodos donde el sistema aumenta levemente su pH de manera generalizada, el lugar donde precipita la schwertmannita migra aguas arriba (Agusto y Varekamp, 2016).

En el presente trabajo se estableció un modelo de precipitación de la schwertmannita en las aguas del río Agrio inferior. Para esto se determinó el índice de saturación (IS) del mineral, utilizando las actividades de los iones involucrados obtenidas a partir del programa informático de código abierto PHREEQC versión 3.1.4. Dicho programa utiliza datos físico-químicos como pH, eH, temperatura y oxígeno disuelto, los cuales fueron tomados en el campo. El IS fue obtenido a partir del Kps del mineral calculado por Bigham et al. 1996. Se graficó dicho IS en función del pH de muestras tomadas en distintos puntos durante los últimos 10 años por el grupo de estudio (Agusto et al. 2012, Agusto y Varekamp, 2016), como así de aquellos existentes en la bibliografía (Gammons et al. 2005; Alexander, 2014). Los resultados muestran una correlación lineal positiva entre el valor de IS calculado y el pH, donde la sobresaturación en el mineral se logra a un valor de pH de 2,95. Estos resultados son consistentes con lo observado en campo, ya que el primer sitio muestreado donde se supera este valor de pH en el río Agrio es luego de la confluencia con el río Trolope, lugar donde se registra el mayor volumen de precipitado de schwertmannita.

Como conclusión se resalta que la interacción entre las aguas SVH y AD producen una variación en la composición del sistema troncal del Río Agrio a lo largo de todo el trayecto analizado. Esta variación responde a distintos procesos que afectan de diferente manera a las especies iónicas involucradas: dilución por ingreso de aguas meteóricas al sistema para todas las especies iónicas presentes, y precipitación de minerales que contienen hierro como catión principal, por lo que dicho elemento se ve seriamente afectado. Este último proceso se encuentra directamente vinculado con el aumento del pH del sistema, por lo que variaciones en la actividad del volcán que modifiquen los valores de pH alterarían la ubicación del proceso de precipitación de la schwertmannita.

Palabras clave: Volcán Copahue, Aguas ácidas, Hidrogeoquímica, Schwertmannita. .

ABSTRACT

The Copahue-Caviahue Volcanic Complex (CVCC) hosts an important volcanic-magmatic-hydrothermal system. The acidic waters that conform the upper Agrio river -Caviahue lake - lower Agrio river hydrological system are derived from the volcanic-hydrothermal system hosted into the Copahue volcano. These waters are characterized for low pH and high conductivity values. Changes in the compositions of these waters are controlled by two main processes, dilution by meteoric waters and precipitation of Fe-bearing minerals.

Keywords: Volcán Copahue, Acid waters, Hydrogeochemical, Schwertmannita. .



LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Agusto, M., Caselli, A., Tassi, F., Dos Santos M. y Vaselli O. 2012. Seguimiento geoquímico de las aguas ácidas del sistema volcán Copahue-Río Agrio: Posible aplicación para la identificación de precursores eruptivos. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 69: 481-495.
- Agusto, M. y Varekamp, J. 2016. The Copahue Volcanic-Hydrothermal System and Applications for Volcanic Surveillance. En Tassi F., Vaselli O. y Caselli A. (ed). *Copahue Volcano*. Springer International Publishing.
- Alexander E. W., 2014. Aqueous geochemistry of an active magmato-hydrothermal system: Copahue Volcano, Río Agrio, and Lake Caviahue, Neuquén, Argentina. Tesis de bachelor, Wesleyan University (inédita), 96 p., Middleton, Connecticut.
- Bigham, J. M., Schwertmann, U., Traina, S. J., Winland, R. L. y Wolf, M. 1996. Schwertmannite and the chemical modeling of iron in acid sulfate waters. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60(12), 2111-2121.
- Gammons, C. H., Wood, S. A., Pedrozo, F., Varekamp, J. C., Nelson, B. J., Shope, C. L. y Baffico, G. 2005. Hydrogeochemistry and rare earth element behavior in a volcanically acidified watershed in Patagonia, Argentina. *Chemical Geology* 222: 249-267.
- Kading, T. y Varekamp, J. C. 2009. Schwertmannite precipitation in glacial Lake Caviahue, Neuquén, Argentina. In *GeolSoc Am Abstr Programs* 43, p. 77.
- Rodríguez, A., Varekamp, J. C., van Bergen, M. J., Kading, T. J., Oonk, P., Gammons, C. H. y Gilmore, M. 2016. Acid Rivers and Lakes at Caviahue-Copahue Volcano as Potential Terrestrial Analogues for Aqueous Paleo-Environments on Mars. En Tassi F., Vaselli O. y Caselli A. (ed). *Copahue Volcano*. Springer International Publishing.



VALIDACIÓN DE LA DEFORMACIÓN EXISTENTE EN EL COMPLEJO VOLCÁNICO CERRO BLANCO A PARTIR DEL USO DE TÉCNICAS GEODÉSICAS

José Francisco LÓPEZ¹, J.G. VIRAMONTE¹, I. BARBERO², L. EUILLADES³,
M. BLANCO³, M.L. VÉLEZ⁴

¹Instituto GEONORTE-INENCO (UNSa-CONICET) Av. Bolivia 5150. A444o FVY – Salta, Argentina.

E-mails: fransolalo@gmail.com; joseviramonte@yahoo.com.ar

²Laboratorio de Astronomía, Geodesia y Cartografía, Universidad de Cádiz. Av. República Saharaui s/n, 11510-Puerto Real-CADIZ-ESPAÑA. E-mail: ignacio.barbero@uca.es

³Instituto de Capacitación Especial y Desarrollo de Ingeniería Asistida por Computadora (CEDIAC), Facultad de Ingeniería. UN Cuyo, Mendoza. Argentina. E-mails: leuillades@cediac.uncu.edu.ar; mblanco@cediac.uncu.edu.ar

⁴Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, Argentina. E-mail: mlauravelez@gmail.com

ABSTRACT

Cerro Blanco Volcanic Complex (CBVC) is located in the Southern Central Andes and is composed of two caldera structures (Cerro Blanco and Robledo), domes, phreatic crater explosions, block and ash flows, and different pyroclastic flows. This work analyzes the principal characteristics of the current deformation found in the CBVC. We present comparative results of the rate of collapse using two different techniques: Differential SAR Interferometry and geodetic GPS measurements. We use Envisat and COSMO-SkyMed images that give for 2003-2010 period values of ~ 1.0 cm/year and 0.7 cm/year for 2012/2015. On the other hand using geodetic GPS we obtain 0.7 cm/year for 2004-2013 and 0.5 cm/year for the 2013-2015 period. Our results validate the data obtained by other authors and show a continuous decrease of the rate of collapse in the last 23 years.

Keywords: SAR Diferencial interferometry, geodesic GPS; Cerro Blanco Volcanic Complex .

El área de estudio se ubica en la Puna Catamarqueña, Andes Centrales del Sur (26° 45' S- 67° 45' W). El Complejo Volcánico Cerro Blanco está conformado por una serie de calderas anidadas, de las cuales son fácilmente reconocibles: Cerro Blanco y Robledo, a las que se asocian una serie de domos, cráteres de explosión freáticos y depósitos piroclásticos.

Actualmente existen numerosos métodos de monitoreo geodésico que permiten detectar pequeñas deformaciones en la superficie terrestre con un alto nivel de detalle. Asimismo posibilitan estudiar las fuentes causantes de la deformación a través del modelamiento inverso. Entre estas técnicas, se encuentra la Interferometría de radar Diferencial (DInSAR), que permite mediciones de deformación a lo largo de un periodo superior a la de un año con una alta resolución espacial y una frecuencia adecuada para el estudio de procesos ígneos (Massonet et al., 1993, Lundgren et al., 2001 y Pritchard y Simons, 2002; 2004a). La deformación superficial en áreas volcánicas, se interpreta a menudo en términos de cambios en la sobrepresión de la cámara magmática o disturbios en el sistema volcánico. Muchas erupciones volcánicas son precedidas por una pronunciada deformación superficial en respuesta a la creciente presión de la cámara magmá-

tica o al ascenso del magma (Dvorak y Dzurisin, 1997) provocado por la intrusión de magma profundo.

El Complejo Volcánico Cerro Blanco (CVCB) se localiza en la Provincia de Catamarca, en el límite sur del alto-Plateau Andino. La última erupción en el área, ocurrió hace 4,2 ka (Viramonte et al., 2008; Fernández Turriel et al., 2015). Las estructuras caldéricas del CVCB, están alojadas en una depresión aproximadamente circular de 13 km de diámetro y 200 m de profundidad, recientemente reconocida como Caldera Cerro Blanco redefinida (CBCr) por Báez, 2014 y Báez et al., 2015. La actividad actual de CVCB, está marcada por la presencia de un sistema hidrotermal activo y de la deformación superficial en curso. La zona de la caldera y sus alrededores están inhabitados en la actualidad (Viramonte et al., 2005a).

En los últimos 20 años diversos científicos locales y extranjeros se han interesado en el área del CVCB, no solo desde el punto de vista volcanológico y/o geoquímico, sino también desde el punto de vista de la deformación existente en el mismo. Los primeros en trabajar de forma indirecta en el área, fueron Pritchard y Simons (2002, 2004a), quienes mediante un relevamiento remoto utilizando la técnica InSAR, años 1992 a 2002 con imá-

genes ERS-1 y ERS-2, determinaron que la caldera del Cerro Blanco sufría una deflación a una tasa de 2 a 2,5 cm/año en línea de vista del radar (Line Of Sight-LOS). Estos autores obtuvieron que la tasa de subsidencia tendía a decrecer con el tiempo desde un máximo de ~2,5 cm/año (1992 a 1996/7) a menos de ~1,8 cm/año (1996 a 2000). Postularon que la subsidencia de la caldera del Cerro Blanco estaría causada por la presencia de un hipotético sistema hidrotermal actualmente activo y asociado al CVCB o a la cristalización de la cámara magmática (Pritchard y Simons, 2004a). Con el fin de validar los datos de deformación, Viramonte et al., (2005b) instalaron una red geodésica de GPS con 5 benchmarks durante el año 2004, realizando mediciones repetidas en el tiempo con GPS geodésicos que arrojan valores de subsidencia de ~1,4 cm/año para un período de 11 meses. De esta manera se confirmó el proceso observado. Henderson y Pritchard, (2013), mediante el procesamiento de pares interferométricos de las imágenes ERS y Envisat para el período 1992 – 2011, obtuvieron valores en la tasa de deformación de ~1,00 cm/año, lo cual revela una continua disminución en la tasa de subsidencia. Posteriormente, Brunori et al., (2013) aplicando la técnica A_InSAR (Advance-InSAR, Stramondo et al., 2008) para los períodos 1992-1996, 1996-2000 y 2005-2010, obtuvieron para el período 1992-1996 (imágenes ERS-1, modo descendente), - valores de 1.8 cm/año (en LOS); para el intervalo de 1996-2000 (imágenes ERS-2, modo descendente), -1.2 cm/año (en LOS); en el período 2003-2007 (imágenes Envisat, modo descendente) y finalmente -0.87 cm/año (en LOS) para el intervalo de tiempo de 2005-2010 (imágenes ENVISAT, modo ascendente).

DInSAR: La Interferometría SAR Diferencial es una técnica de detección remota que permite investigar la deformación superficial de la Tierra con una precisión de centímetro a milímetro. DInSAR utiliza la diferencia de fase (interferograma) de un par de imágenes SAR adquiridas en diferentes momentos en la misma escena y proporciona una medición de la deformación del suelo a lo largo de la línea de visión del radar (LOS).

La metodología DInSAR fue diseñada originalmente para investigar eventos de deformación únicos (Massonet et al., 1993). Sin embargo, en los últimos años se han desarrollado enfoques avanzados en los sistemas DInSAR, que se calcula mediante la inversión de una secuencia de interferogramas. Esta técnica permite medir la elevación o subsidencia asociada con erupciones o intrusiones de magma, como un cambio de fase entre adquisiciones repetidas capturadas en un interferograma.

GPS: La técnica de GPS es considerada una de las mejores técnicas para el monitoreo de la deformación, gracias a su mayor automatización y menor consumo de mano de obra que las técnicas geodésicas tradicionales (Psimoulis et al., 2007; Yi et al., 2010). La red GPS, instalada en el CVCB por el Instituto GEONORTE en 2004, tiene un diámetro del orden de 15 a 35 km. La red local está compuesta de 5 monumentos geodésicos (benchmarks) de referencia, cuatro (4) ubicados dentro de un

área de 10 km dentro y en las cercanías del CVCB (CB01-CB02-CB03-CB04), área afectada por la subsidencia y uno ubicado a 35 km de distancia (CB05), que no estaría afectado por la deformación. Esta última se la utiliza por tanto como referencia relativa en estático local.

Con el procesamiento DInSAR, se logró generar un total de 81 pares interferométricos para las imágenes COSMO_SkyMed, a partir de los cuales se generó un mapa de deformación, resultado de la serie histórica de deformación del área (López, 2016). La tasa de deformación (marcada en un intervalo de +0.8 a -0.8 cm/año) está por debajo del cm/año (~0,5 – ~0,7 cm/año). En el caso de las imágenes Envisat, se usaron los *tracks*10 y 318 que tienen un rango de toma de datos desde el 2003 al 2007 (track 10) con 41 pares interferométricos y el *track* 318, del cual solo se pudieron realizar interferogramas del 2005 al 2010. Con la serie de imágenes del track 10, se obtuvo que los valores de deformación están próximos a 1 cm/año.

Con el procesamiento de los datos GPS, se consideraron exclusivamente las observaciones de la campaña 2004 versus 2013 y 2004-2013-2015, los resultados obtenidos tienen un valor máximo de subsidencia de ~1.06 cm/año para la estación CB01 para el primer intervalo (2004-2013). La tasa de deformación vertical obtenida para la estación de referencia local CB05, junto con su intervalo de confianza correspondiente, permite concluir que se encuentra fuera de la zona de deformación estudiada. Para los datos tomados en las campañas de 2013-2015, los valores registrados es del orden de 0.5 - 0.7 cm/año.

Sobre la base de los estudios realizados a través del procesamiento y análisis de imágenes de radar (COSMO-SkyMed y Envisat) y de los datos de GPS geodésicos de doble frecuencia, obtenidos para el Complejo Volcánico Cerro Blanco, para un período de más de diez años con datos propios, se puede sugerir que la zona afectada por la deformación detectada en el CVCB, puede explicarse por el enfriamiento y/o el vaciamiento de una cámara magmática, con una disminución de la tasa de subsidencia actual (decreciente desde 1992, con valores de 2,5cm/año, a menos de 0,7 cm/año en la actualidad).

Las metodología DInSAR empleada, ha sido convenientemente validada por primera vez en Argentina con la medición repetida de una red geodésica regional con GPS doble frecuencia de alta precisión. Ello demuestra que puede ser utilizada en el futuro con alto grado de confiabilidad y relativo bajo costo para el control del tipo y tasa de deformación en el CVCB y otros sistemas dinámicos. El presente trabajo constituye un avance en el conocimiento del origen de la deformación existente en el CVCB. Cabe destacar que aún se requieren de otros estudios que complementen lo hasta ahora descrito para el CVCB, asociando la volcanología estudiada por otros autores, datos de isotopos y geoquímica del sistema hidrotermal, etc., para alcanzar un mayor conoci-

miento de la profundidad y características del sistema.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Báez, W. 2014. Estratigrafía volcánica, estilos eruptivos y evolución del Complejo Volcánico Cerro Blanco, Puna Austral: Salta, Argentina. Tesis doctoral, Universidad Nacional de Salta (inédito), 204 p., Salta.
- Báez, W., Arnosio, M., Chiodi, A., Ortiz-Yañez, A., Viramonte, J.G., Bustos, E. y López, J. F. 2015. Estratigrafía y evolución del Complejo Volcánico Cerro Blanco, Puna Austral, Argentina. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 32 (1): 29-49.
- Brunori, C.A., Bignami, C., Stramondo, S., Bustos, E. 2013. 20-years of active deformation on volcanocaldera: Joint analysis of InSAR and AInSAR techniques, *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 23: 279-287.
- Dvorak, J.J. y Dzurisin D. 1997. Volcano geodesy: the search for magma reservoirs and the formation of eruptive vents, *Reviews of Geophysics*, 35 (3), 343-384.
- Fernández-Turiel, J. L., Saavedra, J., Pérez-Torrado, F. J., Rodríguez-González, A., Carracedo, J. C., Lobo, A., y Esteban, G. 2015. The ash deposits of the 4200 BP Cerro Blanco eruption: the largest Holocene eruption of the Central Andes. In EGU General Assembly Conference Abstracts (Vol. 17, p. 3392).
- Henderson, S.T. y Pritchard, M.E. 2013. Decadal volcanic deformation in the Central Andes Volcanic Zone revealed by InSAR time series. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 14 (5), 1358-1374.
- López, J.F. 2016. Evolución de la deformación en el complejo volcánico Cerro Blanco (Puna Austral) utilizando imágenes satelitales ópticas, radar y datos geodésicos. Tesis doctoral, Universidad Nacional de Salta (inédito), 220 p., Salta.
- Lundgren, P., Usai, S., Sansosti, E., Lanari, R., Tesauro, M., Fornaro, G., y Berardino, P. 2001. Modeling surface deformation observed with synthetic aperture radar interferometry at Campi Flegrei caldera. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 106 (B9), 19355-19366.
- Massonnet, D., Briole, P., y Arnaud, A. 1995. Deflation of Mount Etna monitored by spaceborne radar interferometry. *Nature*, 375(6532), 567-570.
- Pritchard, M.E. y Simons M. 2002. A satellite geodetic survey of large-scale deformation of volcanic centres in the central Andes. *Nature*, 418 (6894), 167-71, doi:10.1038/nature00872
- Pritchard, M.E. y Simons, M., 2004a. An InSAR-based survey of volcanic deformation in the central Andes. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 5 (2).
- Psimoulis, P., Ghilardi, M., Fouache, E., y Stiros, S. 2007. Subsidence and evolution of the Thessaloniki plain, Greece, based on historical leveling and GPS data. *Engineering Geology*, 90(1), 55-70.
- Stramondo, S., Bozzano, F., Marra, F., Wegmuller, U., Cinti, F. R., Moro, M., y Saroli, M. 2008. Subsidence induced by urbanisation in the city of Rome detected by advanced InSAR technique and geotechnical investigations. *Remote Sensing of Environment*, 112(6), 3160-3172.
- Viramonte, J.G.; Arnosio, J.M.; Euillades, P.; Blanco, M.; Ash, G.; Heit, B.; Poodts, M.; Castro Godoy, S.; Becchio, R.A.; Gropelli, G. y J. Klotz. 2004. Cerro Blanco volcanic complex: a collapsing caldera in the Southern Central Andes? . IAVCEI, General Assembly abstracts, Pucón, Chile Noviembre 2004
- Viramonte, J.G., Castro Godoy, S., Arnosio, M., Becchio, R. y Poodts, M. 2005a. El Campo Geotermal de la Caldera de Cerro Blanco, Utilización de Imágenes Aster. 16° Actas Congreso Geológico Argentino, 2: 505-512. La Plata
- Viramonte, J.G.; Arnosio, J.M; Euillades, P.; Blanco, M.; Ash, G.; Heit, B.; Poodts M.; S. Castro Godoy, R.A. Becchio; G. Gropelli J. Klotz, M. DiFilippo y A. Colombi. 2005 b. Cerro Blanco volcanic complex the youngest caldera system in the Southern Central Andes. A multidisciplinary Earth Science project. . Abstract for 19. Latinoamerican Kolokium- Potsdam, Alemania.
- Viramonte, J.G., Arnosio, M., Becchio, R., De Silva, S.L. y J., Roberge. 2008. Cerro Blanco Volcanic Complex, Argentina: A Late Pleistocene to Holocene rhyolitic arc-related caldera complex in the Central Andes. IAVCEI General Assembly 2008, Reykjavik, Islandia
- Yi, T., Li, H., y Gu, M. 2010. Recent research and applications of GPS based technology for bridge health monitoring. *Science China Technological Sciences*, 53(10), 2597-2610.



MODELADO DE CAMBIOS DE STRESS EN LAS ESTRUCTURAS EN LAS QUE SE ENCUENTRA EMPLAZADO EL SISTEMA GEOTÉRMICO COPAHUE-CAVIAHUE

Raisha Zurakoski LUPARELLI¹, A.C. DUFILHO¹, A.T. CASELLI^{2, 3}

¹Universidad Nacional del Comahue, Buenos Aires 1200, Neuquén. r.zl@hotmail.com

²Laboratorio de Estudio y Seguimiento de Volcanes Activos – UNRN. Av.Roca 1242 G.Roca
3 CONICET

ABSTRACT

The area located to the northeast of the Copahue volcano is highly affected by this volcano dynamic, the regional tectonics and the hydrothermal system developed there. This situation allows guessing a deep relation between the local structures and a certain number of economically interesting hydrothermal manifestations located within the study area. In order to model the stress changings in the structures generated by the local and regional seismicity, a survey was made and a structural map was created. This map was used to create a conceptual model in which three principal failure systems that show an intimate relation with the hydrothermal manifestations were defined. Once reproduced in Coulomb 3.3 and calibrated, the model was used to calculate stress variations, displacements and dilatation, also generated by the seismicity in the area. Specially, the calculations were made for earthquakes of 4 and 5.7 Mw, according 4 different proposed scenarios. Finally, it was possible to determine, for each scenario, possible expected behaviors of each hydrothermal manifestation from the stress variations in the hosting rocks caused by a certain earthquake.

Keywords: volcano, hydrothermal, seismicity, model, Coulomb. .

El presente trabajo tiene como objeto de estudio analizar el efecto que tienen las estructuras geológicas pertenecientes a la región aledaña a Termas de Copahue, entre los paralelos 37°47'40,9" S y 37°50'13" S y los meridianos 71°08'54" O y 71°04'21" O, en la dinámica del sistema hidrotermal de la región. La hipótesis de trabajo es realizar un modelo de cambio de *stress* de Coulomb de las estructuras que controlan el sistema hidrotermal asociado, teniendo en cuenta que la precisión dependerá de la calidad de la información disponible y alcance del software (Coulomb 3.3) a utilizar.

El área de estudio incluye parte de los epicentros sísmicos, la deformación asociada a la actividad del Volcán Copahue y manifestaciones geotermales de interés económico, lo que ha llevado a numerosos autores como Pesce (1989), JICA (1992), Mas et al. (2000), Melnick et al.(2006) y Rojas Vera et al. (2009) a estudiar el flujo de calor, geoquímica y geología estructural del lugar.

El volcán Copahue está localizado en una zona en la que interfieren varios sistemas estructurales de diferentes edades. A los 38° de latitud S, se encuentra la zona de transferencia entre dos hemigrábenes de polaridad opuesta, de rumbo NS, al norte de la zona de acomodación, y NNE al sur, los cuales formaron parte de la cuenca oligo-miocena de Cura Mallín, (Radic 2010). En esta región se superponen también los lineamientos de la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui (ZFLO), desarrollada en el

intraarco, y la Zona de Falla Antiñir-Copahue (ZFAC) que afecta el retroarco. (Folguera *et al.* 2004).

La Caldera del Agrio tuvo lugar, tentativamente, en el lapso Plioceno superior-Pleistoceno inferior (Pesce 1989) que surge en el sitio donde se resuelve la transición entre el sistema ZFAC y la ZFLO, como una cuenca de tipo pull-apart, producto de movimientos transcurrentes dextrales vinculados a la ZFLO en su extremo norte (Folguera y Ramos 2000 y Melnick *et al.* 2006).

En el marco de la Caldera del Agrio se destaca el cerro Chanco Có, situado al noreste del volcán Copahue. Melnick et al.(2006) le otorgan un origen tectónico. Las estructuras del cerro Chanco Co ejercen control sobre las principales manifestaciones del área: las Termas de Copahue, el Anfiteatro, Las Máquinas y Las Maquinitas, las cuales forman un arreglo en échelon, con una génesis transtensional y una componente de rumbo dextrógira.

Dentro del área geotermal comprendida en la Caldera del Agrio, JICA (1992) definieron tres dominios estructurales cuyos rumbos predominantes son ONO-ESE, NE-SO y NO-SE, de los cuales los dos primeros son los dominantes.

A los fines de este trabajo, se optó por modelar con las señales VT registradas por el OVDAS en el periodo mayo de 2012 a marzo de 2016 que, en sumatoria, alcanzan 4940 eventos VT que varían dentro de las magnitudes 2 y 4 Mw. Del intervalo de datos seleccionados, se

separarán aquellos más convenientes para realizar la modelación de los cambios de *stress* en las estructuras mapeadas.

La modelación de los procesos geológicos permite comprender los fenómenos, y predecir la respuesta del sistema ante la ocurrencia de posibles escenarios. En este trabajo, la elaboración del modelo conceptual de detalle se realizó tomando como base el modelo regional desarrollado por varios autores como JICA (1992), Melnick et al. (2006) y Rojas Vera et al. (2009), junto con información obtenida en el presente trabajo, durante el relevamiento de campo. La modelación se realizó con el software Coulomb (Toda et al. 2011), que está diseñado para determinar el *stress* en fallas mapeadas y planos nodales de terremotos. Este modelo realiza los cálculos considerando un semiespacio elástico con propiedades elásticas isotrópicas uniformes según lo propuesto por Okada (1992). De esta manera, es posible calcular desplazamientos estáticos (en una superficie o en estaciones GPS), deformaciones y esfuerzos generados por fallas de tipo transcurrentes, intrusiones magmáticas o expansión/contracción de diques. También resuelve problemas tales como de qué manera un terremoto promueve o inhibe fallamientos o como una falla transcurrente o la expansión de un dique puede comprimir una cámara magmática cercana. El programa requiere parámetros característicos del tipo de roca involucrada en el estudio, la estructura mapeada y los esfuerzos regionales. A partir de estos parámetros, realiza un modelo en 2D o 3D de esfuerzos y deformaciones horizontales y/o verticales del área bajo estudio.

Se modelaron 4 posibles escenarios con sus variantes. La posible dinámica de las manifestaciones hidrotermales en relación al funcionamiento estimado de los sistemas de falla es la siguiente:

Área Termal Las Máquinas

La actividad de esta manifestación hidrotermal se observa principalmente afectada por valores negativos ante la mayoría de los escenarios modelados, es decir que la actividad en el área aumentaría para la mayoría de los casos.

Área Termal Las Maquinitas: La actividad hidrotermal en esta área se ve afectada por valores tanto positivos como negativos ante los escenarios modelados, esto generaría un incremento de actividad para los últimos valores en este sector.

Termas de Copahue

La manifestación hidrotermal con mayor área de las mencionadas en este trabajo y su actividad es notablemente elevada. Respecto a los modelos realizados la variación de *stress* de Coulomb, generarían un incremento de actividad en este sector.

Manifestación termal Anfiteatro: La actividad hidro-

termal en esta área se ve afectada por valores mayormente positivos ante los escenarios modelados con Coulomb 3.3, es decir que en rasgos generales la actividad hidrotermal disminuiría.

El área de estudio se encuentra fuertemente influenciada por la dinámica de la tectónica regional, lo que le da rasgos locales muy marcados que permitieron realizar un mapa estructural que refleja lineamientos dominantes bien definidos. Con el programa Coulomb 3.3 fue posible crear un modelo conceptual de las estructuras representativas de los 3 sistemas de fallas definidos y realizar distintos cálculos de las variaciones de *stress*, deslizamientos y dilatación de la roca involucrada y analizarlos en relación a la dinámica del sistema hidrotermal asociado.

El trabajo fue realizado mediante la ayuda financiera de los proyectos PI 40-A-497 (UNRN).

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Folguera, A. y Ramos, V. 2000. Control estructural del volcán Copahue (38°S-71°O): implicancias tectónicas para el arco volcánico cuaternario (36-39° S). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, Vol. 55, n. 3, pp. 229-244.
- Folguera, A., Ramos, V., Hermanns, R. y Naranjo, J. 2004. Neotectonics in the foothills of the southernmost central Andes (37–38° S): Evidence of strike-slip displacement along the Antifuerz-Copahue fault zone. *Tectonics*, Vol. 23, n. 5.
- JICA 1992. The Feasibility Study on the Northern Neuquén Geothermal Development Project. Japan International Cooperation Agency: Final Report.
- Mas, L., Mas, G. y Bengochea, L. 2000. Heat flow of Copahue geothermal field, its relation with tectonic scheme. *Kyushu-Tohoku, Japan: Proceedings World Geothermal Congress*.
- Melnick, D., Folguera, A. y Ramos, V. A. 2006. Structural control on arc volcanism: the Cavihue-Copahue complex, Central to Patagonian Andes transition (38° S). *Journal of South American Earth Sciences*, págs. Vol. 22, pp. 66-88.
- Okada, Y. 1992. Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space. *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 82, n. 2, pp. 1018-1040.
- Pesce, A. (1989). Evolución volcano-tectónica del complejo efusivo Copahue-Cavihue y su modelo geotérmico preliminar. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 44(1-4), 307-327.
- Radic, J. 2010. Las cuencas cenozoicas y su control en el volcanismo de los Complejos Nevados de Chillán y Copahue-Callaqui (Andes del Sur, 36°-39° S). *Andean geology*, Vol. 37, n. 1, pp. 220-246.
- Rojas Vera, E., Folguera, A., Spagnuolo, M., Gimenez, M., Ruiz, F. y Martínez, P. y. 2009. La neotectónica del arco volcánico a la latitud del volcán Copahue (38°S), Andes de Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, Vol. 65, n. 1, pp. 204-214.
- Toda, S., Stein, R. S., Lin, J. y Sevilgen, V. 2011. Coulomb 3.3 Graphic-rich deformation and stress-change software for earthquake, tectonic, and volcano research and teaching—user guide. U.S. Geological Survey Open-File Report 2011-1060, 63 p., available at <http://pubs.usgs.gov/of/2011/1060/>.



APLICACIÓN DE LA CORRELACIÓN GEOQUÍMICA DE NIVELES CINERÍTICOS EN LA RECONSTRUCCIÓN DE LAS SECUENCIAS MORFOSEDIMENTARIAS HOLOCENAS DEL VALLE DE TAFÍ

M.M. SAMPIETRO VATTUONE¹, A. SOLA², W. BAEZ², J.L. PEÑA MONNE³

¹Laboratorio de Geoarqueología, FCN-UNT, CONICET. E-mail: sampietro@tucbbs.com.ar

²Unidad de recursos geológicos y geotérmicos del Instituto de investigaciones en energía no convencional. CONICET

³Departamento de Geografía y Ordenación del Territorio e Instituto Universitario de Investigación en Ciencias Ambientales de Aragón (IUCA). Universidad de Zaragoza.

RESUMEN

El objetivo de este trabajo es mostrar el valor de las cenizas volcánicas presentes en los perfiles estratigráficos del valle de Tafi y zonas aledañas para la realización del modelo evolutivo general holoceno de la región, de interés geomorfológico, paleoambiental y geoarqueológico. Las cenizas previamente identificadas en el campo se situaron en su contexto morfoestratigráfico, se caracterizó su geoquímica, y se estableció su cronología relativa y absoluta. El análisis estadístico de los datos permitió confirmar la presencia de tres tefras diferentes: V0 y V1 de composición riolítica con claras diferencias mineralógicas y V2 de composición dacítica. Su correlación a nivel regional ha permitido ajustar el modelo evolutivo del Holoceno. Los resultados obtenidos aportan mayor precisión sobre los eventos eruptivos de gran magnitud ocurridos durante el Holoceno, aspecto de gran importancia para la evaluación del riesgo volcánico en el Noroeste Argentino.

Palabras clave: Holoceno, fluorescencia de Rx, vulcanismo.

ABSTRACT

Application of the Geochemical correlation of Cinerytic levels in the reconstruction of the Holocene Morphosedimentary sequences os Tafi Valley. The objective of this paper is to show the value of the volcanic ashes laying in the stratigraphic profiles from Tafi Valley and close areas to the construction of the Holocene evolutionary model of the region. This model is of geomorphological, paleoenvironmental, and geoarchaeological interest. The ashes identified in the field were located into their morphostratigraphical context, their geochemical characteristics were determined, together with their absolute and relative dating. The statistical analysis of the data allowed confirming the presence of three different tephras: V0 and V1 with riolitic composition and clear mineralogical differences, and V2 with dacitic composition. Their correlation in a regional level allowed the adjustment of the Holocene evolutionary model. The results obtained provide greater precision on eruptive events during the Holocene, and important information to evaluate volcanic hazard in Northwest Argentina.

Keywords: Holocene, Rx fluorescence, volcanism. .

INTRODUCCIÓN

Los depósitos de cenizas volcánicas tienen gran valor cronológico brindando elementos correlacionables a secuencias sedimentarias que en muchos casos pueden ser muy homogéneas en sus características. La descripción de perfiles con tefras en su contexto morfoestratigráfico permite mejorar la construcción de modelos geomorfológicos complejos de valor paleoambiental (Sampietro-Vattuone y Peña-Monné 2016, Peña Monné y Sampietro

Vattuone 2016).

El objetivo de este trabajo es mostrar el valor de las cenizas presentes en los perfiles estratigráficos del valle de Tafi y zonas aledañas para la realización del modelo evolutivo general de la región, de interés geomorfológico, paleoambiental y geoarqueológico.

Hasta la fecha, se han realizado algunos estudios puntuales sobre tefras incluidas en depósitos holocenos de los valles de Tafi y Santa María con vistas a su correlación (May et al.2011). Por otra parte, Fernández-Turiel

et al. (2013) mediante la caracterización fisicoquímica de cenizas del valle de Tafi, datadas en 4290 ± 40 BP, establece su relación con la erupción plineana producida en el Complejo Volcánico Cerro Blanco. Sin embargo, faltan estudios en los que se profundice en el número de eventos, su procedencia y cronología en el contexto de las secuencias sedimentarias en las que estas se encuentran.

cas de mediano y bajo grado con intrusiones graníticas (Ruiz Huidobro 1972), así como pequeños afloramientos terciarios. Aunque hay algunos afloramientos pleistocenos, la mayor parte del fondo del valle está cubierto por un complejo sistema de laderas-terrazas-abanicos aluviales de edad holocena (Sampietro-Vattuone y Peña-Monné 2016).

ÁREA DE ESTUDIO

El valle de Tafi se sitúa en el sector norte de las Sierras Subandinas. Está flanqueado al este por las Cumbres Calchaquíes, al oeste por la Sierra de Aconquija y al sur por el Cerro Ñuñorco Grande (Fig.1). El basamento geológico está compuesto por rocas metamórficas paleozoicas

METODOLOGÍA

El establecimiento de la secuencia holocena del valle de Tafi ha requerido la elaboración de una cartografía geomorfológica detallada del área y el levantamiento de aproximadamente 150 perfiles estratigráficos para definir unidades morfosedimentarias de diferente génesis (depósitos fluviales, conos aluviales, laderas) (Peña

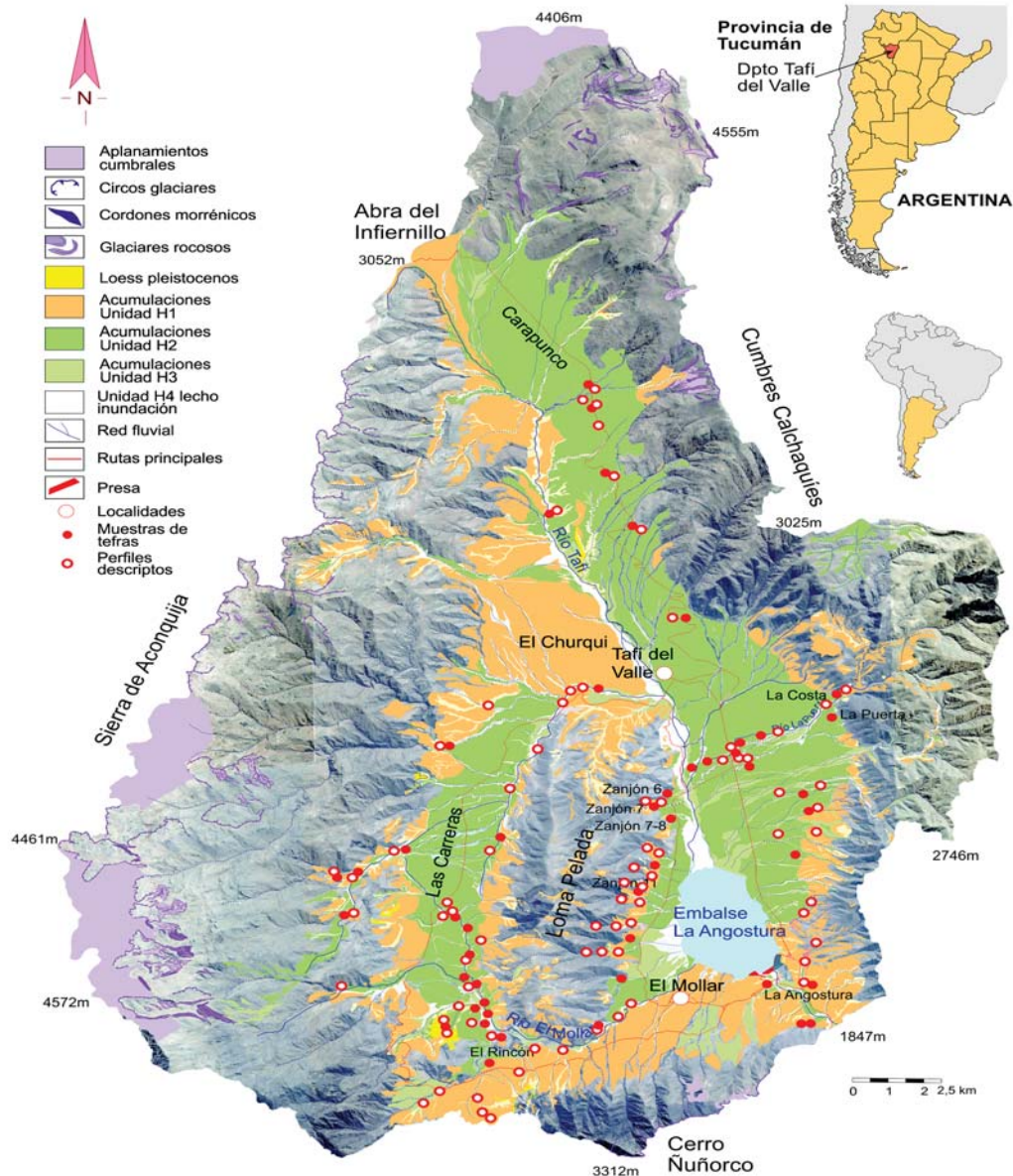


Figura 1. Mapas de situación y geomorfológico con la ubicación de los perfiles y muestras de tefra.

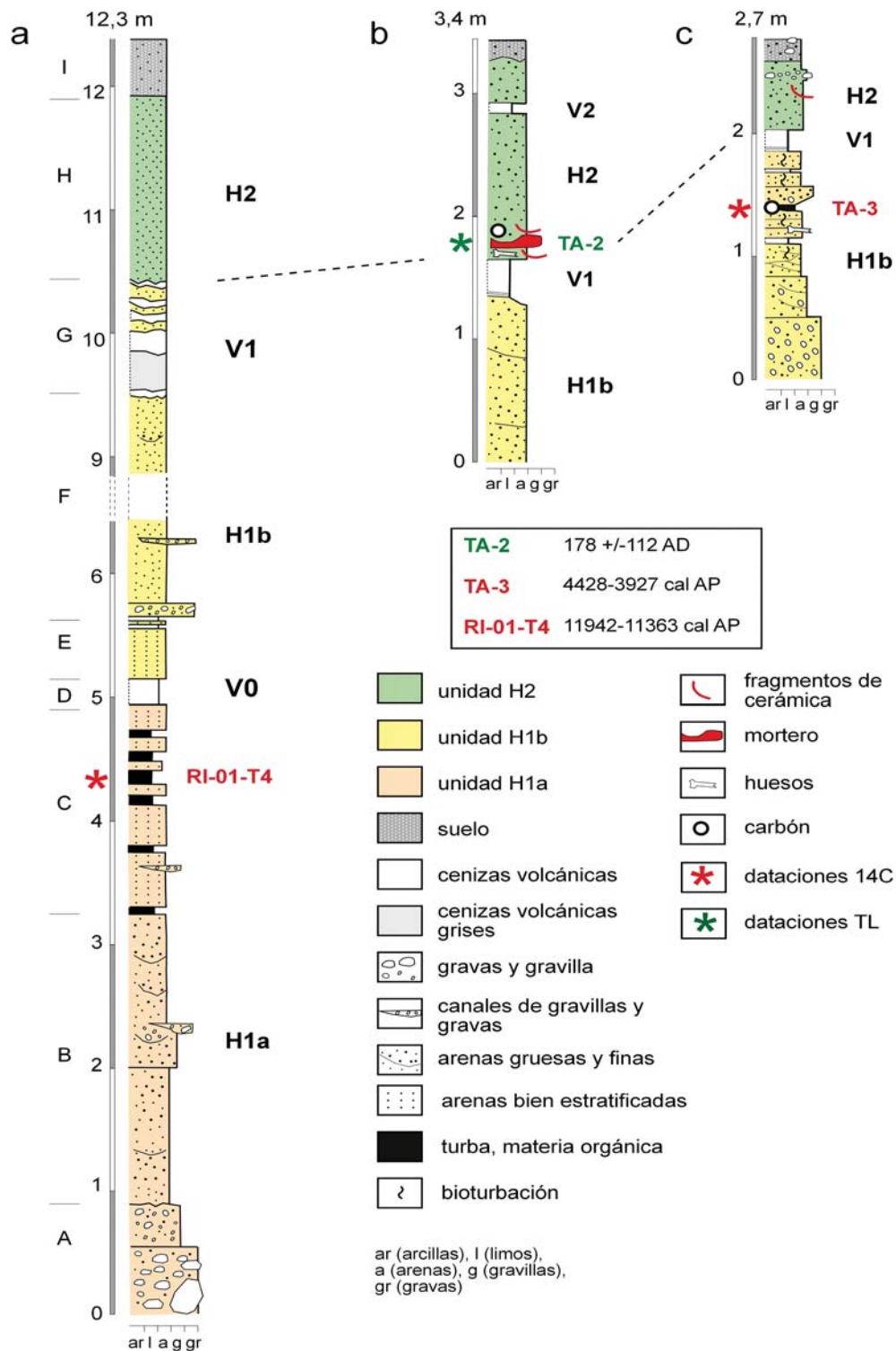


Figura 2. Cortes estratigráficos tipo descritos en el valle, con tefras interestratificadas y dataciones asociadas: (a) El Rincón con tefras V0 y V1; (b) Zanjón 7 con tefras V1, V2 y materiales arqueológicos; y (c) Zanjón 8 con tefra V1 (mapa adaptado de Peña Monné y Sampietro Vattuone en prensa).

Monné y Sampietro Vattuone, en prensa). La cronología fue establecida mediante dataciones radiocarbónicas de material orgánico de diversas índoles (paleosuelos, carbones, turbas, etc), dataciones por termoluminiscencia de material cerámico estratificado y materiales arqueológicos (Peña Monné y Sampietro Vattuone, 2016, en prensa).

Se analizaron 20 muestras de cenizas volcánicas tomadas en perfiles de Loma Pelada, Las Carreras, Carapuncu, La Bolsa, La Costa y La Angostura (Fig. 1). La identificación mineralógica cualitativa se realizó mediante lupa binocular; para su caracterización geoquímica fueron analizadas con un espectrómetro portátil de fluorescencia de rayos X Niton XL3t GOLDD Thermo Scientific. Las mediciones se realizaron sobre roca total y fueron realizadas en laboratorio, aunque potencialmente podrían realizarse in situ durante las tareas de campo. Dado que este instrumento no analiza sodio y los análisis no totalizan el 100% se emplearon como discriminantes las relaciones de elementos (Sr/Rb y K/Sr) cuyas variaciones son típicas para las diferentes composiciones de magmas en los Andes Centrales, siguiendo la metodología propuesta por Sola et al. (2016). Para la correlación de los diferentes niveles de tefras del área de estudio se utilizaron diagramas binarios y el análisis de agrupamiento jerárquico utilizando el método de Ward (Ward, 1963).

RESULTADOS

Morfoestratigrafía y geocronología

El conjunto de perfiles descritos permitió identificar tres eventos eruptivos representados en el valle, que han sido denominados V0, V1 y V2 (Figs. 1, 2). En la Figura 2 se han seleccionado tres perfiles representativos de estas etapas en los que se indican los espesores y características estratigráficas de las unidades diferenciadas así como la granulometría de los materiales, la presencia de paleosuelos. La presencia de materiales orgánicos y arqueológicos estratificados en algunos de los perfiles permitió su ubicación cronológica. El primer evento (V0) se ha situado a inicios del Holoceno, ya que las fechas obtenidas hasta ahora lo sitúan en *ca.* 11500 años cal AP (Fig. 2a) y en un ambiente local caracterizado por valles encharcados y ambiente húmedo (etapa holocena T1a de Sampietro-Vattuone y Peña-Monné, 2016); el segundo (V1) se produjo en *ca.* 4200 cal AP (Fig. 2c), en plena transición entre el Holoceno medio y superior, coincidiendo con un importante cambio en la dinámica geomorfológica regional manifestado por la fase de incisión entre las etapas T1 y T2 de los autores citados; y del tercero (V2) sólo conocemos que alcanzó al valle con posterioridad al siglo II AD (Fig. 2b) al haberse datado mediante TL un fragmento de cerámica de un yacimiento arqueológico infrayacente a dichas cenizas (Peña Monné y Sampietro Vattuone, 2016). Respecto a esta última tefra, datos obtenidos en el valle de Santa María permiten ubicarla con posterioridad al 403 ± 28 cal AP (Sampietro Vattuone et al., en prensa). De estos eventos, solo se ha-

bía identificado hasta el momento el de *ca.* 4200, mencionado por May et al. (2011) y Fernández-Turiel et al. (2013).

Caracterización mineralógica y geoquímica

El nivel V0 es de color pardo claro, tiene una granulometría tamaño ceniza gruesa a media y está constituido principalmente por trizas vítreas blocosas (~70 %) con formas angulares a subangulares e incoloras. La fase mineral dominante es la biotita que alcanzan en algunos casos tamaños de 0,4 mm (Fig. 3a), seguida por cuarzo, feldespato, magnetita, titanita y en forma minoritaria clinopiroxenos y moscovita. La morfología euhedral de los cristales de biotita, cuarzo y feldespato sugieren que pertenecen al magma original fragmentado. También se reconocieron líticos de granitoides a los cuales se podrían relacionar los cristales de moscovita. Este nivel presenta pátinas de óxidos de hierro, material limoso y restos orgánicos lo que sugiere un incipiente proceso de edafización, consistente con las evidencias de bioturbación identificadas a escala de afloramiento. La mineralogía presente junto con los datos geoquímicos (Fig. 3d) sugieren una composición riolítica.

El nivel V1 es de color blanco, de granulometría ceniza media a fina y está constituido principalmente por trizas vítreas blocosas incoloras con formas angulares a subangulares (~90 %). Las fases minerales presentes son fundamentalmente cuarzo, feldespatos, biotitas, magnetita y en forma muy minoritaria clinopiroxeno y anfíbol. No se reconocieron evidencias de edafización. La diferencia composicional más sobresaliente del nivel V1 respecto al nivel V0 es la mayor abundancia de trizas vítreas y la baja proporción de biotitas (Fig. 3b). La mineralogía presente junto con los datos geoquímicos (Fig. 3d) sugieren una composición riolítica.

El nivel V2 es de color gris claro, de granulometría ceniza gruesa y está constituido por trizas vítreas subangulares incoloras (~60 %). La fase mineral dominante es la hornblenda, constituyendo el rasgo más característico del depósito (Fig. 3c). En menor proporción las muestras contienen cristales de cuarzo, feldespatos, biotita, clinopiroxeno y magnetita, y en forma minoritaria de apatita, moscovita y rutilo. La morfología euhedral de los cristales de hornblenda, cuarzo, biotita y feldespatos sugieren que pertenecen al magma original fragmentado. También están presentes en el depósito algunos cristales y fragmentos líticos redondeados y cubiertos por pátinas de óxidos que representan una fracción detrítica. La mineralogía presente junto con los datos geoquímicos (Fig. 3d) sugieren una composición dacítica.

Correlación geoquímica de los niveles de ceniza

El conjunto de las cenizas identificadas presentan diferencias claras en cuanto a sus características fisicoquímicas por lo que ha servido como horizontes guía para la construcción del modelo evolutivo general del valle de Tafí, donde los materiales sedimentarios en muchos casos son producto del proceso de erosión de depósitos previos y nueva sedimentación por lo que poseen gran homogeneidad litológica.

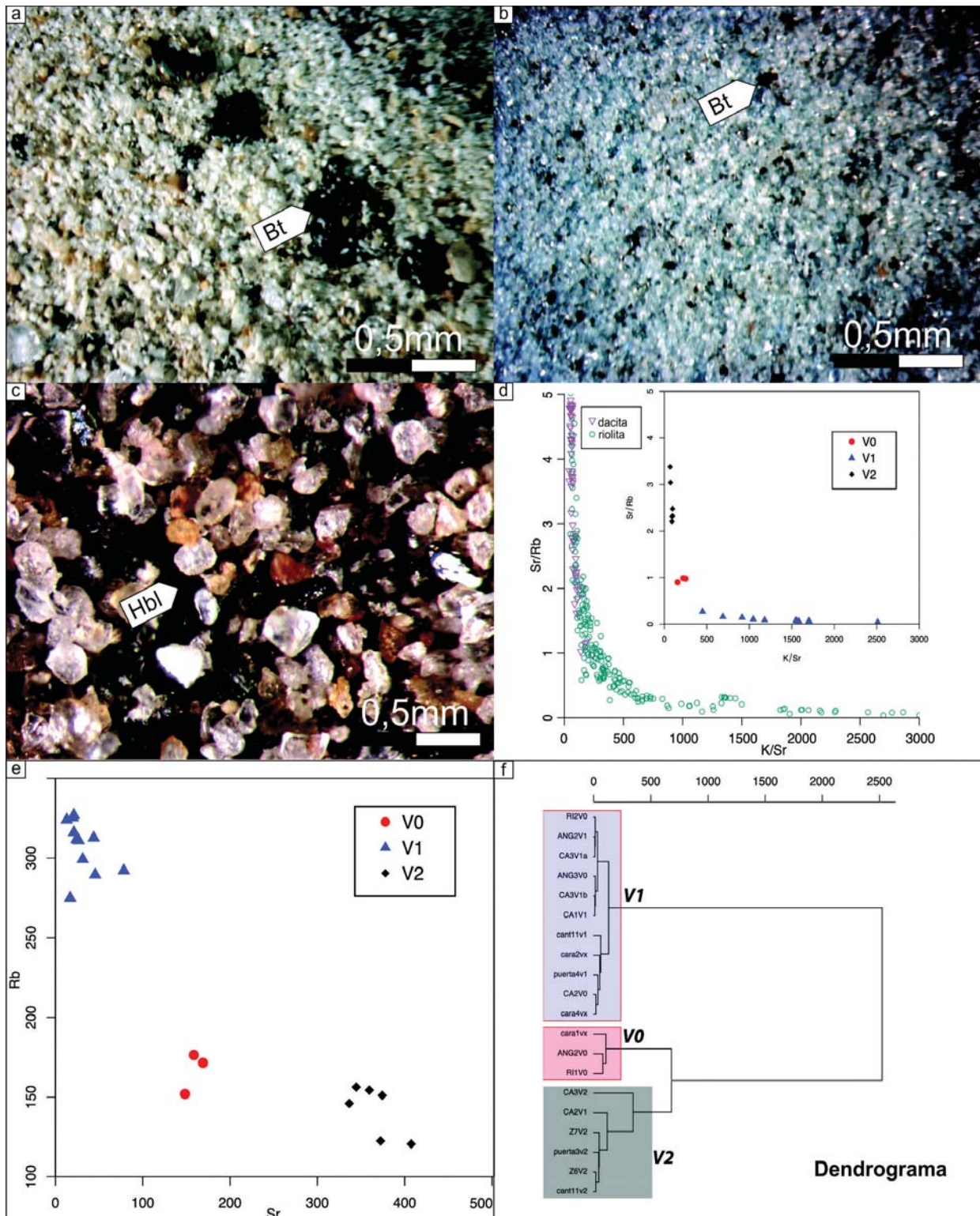


Figura 3. Fotos de lupa biocular (concentrado de material retenido en malla 60-250 μm): (a) nivel V0 donde se observa la abundancia de trizas vítreas (fragmentos incoloros angulosos), la presencia de biotitas (Bt) de gran tamaño y las patinas de óxidos de hierro sobre algunos clastos; (b) nivel V1 donde se observa la abundancia de trizas vítreas (fragmentos incoloros angulosos) en relación a la fase cristalina; (c) nivel de cenizas V2 donde es posible apreciar la abundancia de trizas vítreas (fragmentos incoloros angulosos) y cristales de hornblenda (Hbl); (d) clasificación geoquímica (roca total) relativa utilizando el diagrama Sr/Rb vs K/Sr donde se grafican las dacitas y riolitas de los Andes Centrales compiladas por Mamani et al. (2010) y las muestras analizadas en este trabajo; (e) diagrama de dispersión Sr/Rb; (f) dendrograma generado mediante el análisis de agrupamiento jerárquico utilizando el método de Ward (Ward, 1963).

Si bien el vidrio y los fenocristales generados por cada erupción tienen rasgos geoquímicos particulares, la correlación regional de niveles de ceniza volcánica basada en su geoquímica (roca total) en muchos casos resulta ambigua (Lowe, 2011). En este sentido, las dataciones radiométricas, la bioestratigrafía y análisis geoquímicos mediante microsonda electrónica en vidrio y fenocristales son las herramientas más utilizadas y efectivas para lograr buenas correlaciones regionales (Lowe, 2011). Sin embargo, en general estas técnicas tienen un elevado costo, requieren de mucho tiempo para su aplicación y no son aplicables in situ durante las tareas de relevamiento geológico y cartografía. Por esta razón, en este trabajo se realizó una correlación geoquímica utilizando datos obtenidos mediante un espectrómetro portátil de fluorescencia de rayos X. En la Figura 3e se presenta un ejemplo de diagrama de dispersión utilizando dos elementos trazas (Rb y Sr) que permite separar satisfactoriamente los tres niveles de cenizas estudiados. Los mismos fueron utilizados para el análisis de agrupamiento jerárquico utilizando el método de Ward (Ward, 1963). La Figura 3f muestra los resultados del análisis estadístico aplicado. El buen control estratigráfico y el establecimiento cronológico con relativa precisión en algunos de los perfiles analizados ha permitido contar con elementos de validación de la metodología de correlación geoquímica aplicada.

CONCLUSIONES

El valle de Tafi ofrece un conjunto de secuencias sedimentarias que abarcan todo el período Holoceno. En tales secuencias se encuentran interestratificados tres eventos eruptivos acaecidos en la región que han dejado capas de cenizas volcánicas claramente diferenciables en el espacio y en el tiempo. Las cenizas denominadas V0, V1 y V2 poseen características diagnósticas que favorecen su utilización como elementos adecuados para la correlación estratigráfica no sólo a nivel local, sino regional. En particular, la metodología de correlación geoquímica utilizada, además de fiable, constituye una técnica rápida, de bajo costo y de fácil acceso. Finalmente, los resultados obtenidos ponen de manifiesto la recurrencia de eventos volcánicos de gran magnitud durante el Holoceno, aspecto de gran importancia para la evaluación del riesgo volcánico en el Noroeste Argentino y que forma parte de las investigaciones que desarrolla actualmente el grupo de trabajo.

AGRADECIMIENTOS

Trabajo realizado en el ámbito del Grupo de Investigación Paleoambientes del Cuaternario (PALEOQ) del Gobierno de Aragón y Fondo Europeo de Desarrollo Re-

gional. También con ayudas de CONICET Proyecto R996 Profesores invitados; Programa Ibercaja-CAI Estancias Investigación CH12/15; Proyecto PIUNT G520. Se agradece a XR-GEOMAP por el acceso al espectrómetro portátil de fluorescencia de rayos X.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Fernández-Turiel, J.L., Saavedra, J., Perez-Torrado, F. J., Rodríguez-González, A., Carracedo, J.C., Osterrieth, M., Carrizo, J.I. y Esteban, G. 2013. The largest Holocene eruption of the Central Andes found. AGU Fall Meeting, San Francisco, USA.
- Mamaní, M., Wörner, G. y Sempere, T. 2010. Geochemical variations in igneous rocks of the Central Andean orocline (13°S to 18°S): Tracing crustal thickening and magma generation through time and space. *Bull. Geol. Soc. Am.* 122: 162 – 182.
- May, J.H., Zech, R., Schellenberger, A., Kull, C. y Veit, H. 2011. Quaternary environmental and climate changes in the Central Andes. En: Salfity, J.A., Marquillas, R.A. (eds.), *Cenozoic Geology of the Central Andes of Argentina*, SCS Publications: 247-263.
- Peña Monné, J.L. y Sampietro Vattuone, M.M. 2016. La secuencia paleoambiental holocena de la vertiente oriental de Loma Pelada (valle de Tafi, Noroeste Argentino): cambios climáticos y acción humana. En: Sampietro Vattuone, M.M., Peña Monné, J.L. (eds.), *Geoarqueología de los Valles Calchaquíes*. Laboratorio de Geoarqueología, Universidad Nacional de Tucumán: 23-63, Tucumán.
- Peña Monné, J.L. y Sampietro Vattuone, M.M. en prensa. Paleoambientes holocenos del valle de Tafi (Noroeste Argentino) a partir de registros morfosedimentarios y geoarqueológicos. Número especial *Boletín Geológico Minero*. España.
- Lowe, D.J. 2011. Tephrochronology and its application: a review. *Quaternary Geochronology* 6(2): 107-153.
- Ruiz Huidobro, O.J. 1972. Descripción Geológica de la hoja 11e, Santa María, Provincias de Catamarca y Tucumán. Dirección Nacional de Minería, *Boletín* 13, Buenos Aires.
- Sampietro-Vattuone, M.M. y Peña-Monné, J.L. 2016. Geomorphological dynamic changes during the Holocene through ephemeral stream analyses from Northwest Argentina. *Catena* 147: 663-677.
- Sampietro Vattuone, M.M., Peña Monné, J.L., Maldonado, M.G., Sancho Marcén, C., Báez, W. y Sola, A. en prensa. Cambios ambientales durante el Holoceno superior registrados en secuencias morfosedimentarias fluvio-eólicas del valle de Santa María (Noroeste Argentino). Número especial *Boletín Geológico Minero*. España.
- Sola, A.M., Báez, W., Bustos, E., Hernandez, R., Sampietro Vattuone, M.M., Peña Monné, J.L. y Becchio, R.A. 2016. Cluster analysis using portable X ray fluorescence (pXRF) data: a fast and powerful method for regional correlation of ash fall deposits. *Actas del Cities on Volcanoes* 9.
- Ward, J. H. 1963. Hierarchical grouping to optimize an objective function. *Journal of the American Statistical Association* 58:236-244.



PAPEL DEL HIERRO Y LA ABRASIVIDAD DE LAS CENIZAS VOLCÁNICAS EN LA SALUD RESPIRATORIA. PROYECTO DE INVESTIGACIÓN DE GESTIÓN DE RIESGOS DE DESASTRES

Claudio VAAMONDE^{1, 2}, Ricardo NIEVAS², Diego FRIDMAN³, Eugenio ARAGÓN⁴,
Pablo Diego GONZÁLEZ⁵, Claudia CAVAROZZI⁴, José Eduardo STEVENAZZI²,
Sindy PÉREZ², Roberto BARROS⁶, Cynthia MIODOWNIK²

¹Hospital Británico de Buenos Aires. Perdriel 74 - CP 1280AEB - Ciudad Autónoma de Buenos Aires. Licenciatura en Geología- Universidad Nacional de La Plata, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, calle 60 y 122, C.P. 1900. La Plata, Buenos Aires. Enviar correo a: cvaamonde@intramed.net

²Instituto Universitario de la Policía Federal Argentina. Gestión de Riesgos de Desastres. Sede Central Rosario 532 C1424 CCL. rnieves@iupfa.edu.ar; stevenazzi.iupfa@gmail.com; abogmiodownik@gmail.com; sindybtperez@gmail.com

³Stamboulia Servicios de Salud, Buenos Aires. dfridman@stamboulia.com.ar

⁴Centro de Investigaciones Geológicas Centro de Investigaciones Geológicas, Diag. 113 N°275, B1900. La Plata, Buenos Aires, Argentina. UNLP- FCNyM Universidad Nacional de La Plata, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, calle 60 y 122, C.P. 1900. La Plata, Buenos Aires. earagon@cig.museo.unlp.edu.ar; cavarozi@cig.museo.unlp.edu.ar

⁵Instituto de Investigaciones en Paleobiología y Geología. Universidad Nacional de Río Negro - CONICET Av. J. A. Roca 1242. R 8332 EXZ. General Roca (Río Negro), Argentina. pdgonzalez@unrn.edu.ar

⁶ProRED Asesoría y Capacitación, Gestión Integral de Riesgos. San Martín de los Andes, (Neuquén), Argentina. gestionderiesgossma@gmail.com

RESUMEN

Este proyecto busca estudiar el mecanismo y el alcance real por el cual aparecen, después de una erupción y emisión de cenizas volcánicas recientes, patologías respiratorias en las poblaciones afectadas. Específicamente, nos centraremos en aquella población que habita la zona de Gral. Roca y que presenta síntomas de neumonía.

En primer lugar estudiaremos la peligrosidad geológica de las cenizas volcánicas de dos volcanes chilenos como son el Caulle (Puyehue-Cordón Caulle) y el Calbuco. Estudiaremos la composición química, mineralógica, granulométrica, morfológica (abrasividad) de las cenizas emitidas en el año 2011 y 2015 por los aparatos volcánicos que afectaron a las inmediaciones de la localidad de General Roca, Pcia de Río Negro, Argentina.

En segundo lugar, estudiaremos el crecimiento de colonias bacterianas en medios de cultivos específicos, con ceniza volcánica, de forma tal de poder analizar la influencia del hierro y de la Lactoferrina en el tamaño de las colonias. Se comparará además, las texturas de las cenizas volcánicas a fin de determinar la abrasividad de las mismas y su potencial efecto negativo en la salud respiratoria.

Por último, analizaremos la incidencia de la Neumonía Adquirida en la Comunidad (NAC) en la población de General Roca luego de la erupción del 2015, específicamente en la población etaria mayor de 18 años y en aquella que se considera de alto riesgo como es la mayor de 65 años.

Nuestro estudio es un aporte, desde la perspectiva de la geología y la gestión de riesgos de desastres, a la prevención de las sociedades vulnerables.

Palabras clave: Sistema Respiratorio, Cenizas Volcánicas, Gestión de Riesgo. .

ABSTRACT

Iron paper and the Abrasiveness of Volcanic ash in Respiratory health. Disaster risk Management Research Project. This project seeks to study the mechanism and the actual extent to which, after a recent eruption and emission of volcanic ash, respiratory pathologies appear in affected populations. Specifically, we will focus on the population that lives in the Gral. Roca area and has symptoms of pneumonia.

In the first time, we will study the geological hazards of volcanic ash from two Chilean volcanoes, such as Caulle (Puyehue-Cordón Caulle) and Calbuco. We will study the chemical composition, mineralogical, granulometric,

morphological (abrasivity) of the ashes emitted in 2011 and 2015 by the volcanic apparatuses that affected the vicinity of the locality of General Roca, Pcia of Rio Negro, Argentina.

Second, we will study the growth of bacterial colonies in specific culture media, with volcanic ash, in order to be able to analyze the influence of iron and Lactoferrin on the size of the colonies. The volcanic ash textures will also be compared in order to determine the abrasiveness of the volcanic ash and its potential negative effect on respiratory health.

Finally, we will analyze the incidence of Community Acquired Pneumonia (NAC) in the population of General Roca after the eruption of 2015, specifically in the population aged over 18 years and in that which is considered high risk as is the Over 65 years old.

Our study is a contribution, from the perspective of geology, and disaster risk management, to the prevention of vulnerable societies.

Keywords: volcanic ash, innate immunity, risk management. .

INTRODUCCIÓN

La ceniza volcánica es un agente polucional constituido por una mezcla heterogénea de fragmentos, menores a 2 mm, de roca pulverizada. Se genera durante erupciones volcánicas explosivas cuando la pluma del volcán alcanza grandes distancias impulsada por la actividad del viento predominante del oeste (Caselli et al. 2011).

Está compuesta por partículas de vidrio volcánico, que es la propia lava enfriada en forma muy rápida, casi instantánea, y por minerales que ya estaban formados en la lava antes de la erupción volcánica.

Durante la erupción, la lava transformada en vidrio se fragmenta, se "astilla" de la misma forma que lo hace el vidrio de una ventana, o un espejo cuando se rompe, adoptando formas angulosas muy puntiagudas, algunas con formas de estrellas, otras con formas de agujas (González et al. 2015a; González et al. 2015b). Es por esta morfología puntiaguda de las partículas de ceniza que si se las aspira, pueden impactarse en la nariz, garganta, ojos, causando irritación (Caselli et al. 2011). Los asmáticos y personas con problemas respiratorios preexistentes pueden experimentar reacciones a menores concentraciones de cenizas inhaladas que otros (Caselli et al. 2011; Stamboulian, 2012).

Cuando ese material particulado presenta un tamaño comprendido entre 2.5 y 10 micras, se adentran en el pulmón y se asocian con padecimientos respiratorios como neumonías y exacerbación de otras patologías preexistentes, como por ejemplo, asma bronquial y/o patologías cardiovasculares (Horwell y Baxter, 2006; Zaubert et al. 2009; Caselli et al. 2011; Montenegro y Azzinari, 2011; Stamboulian, 2012).

El sistema respiratorio cuenta, como primera línea de defensa, con la lactoferrina, una glicoproteína sintetizada por la propia mucosa del aparato respiratorio (Baker y Baker, 2005; Pruimboom et al. 2017).

La lactoferrina es una potente proteína de alta afinidad por el hierro. Un efector humoral no específico, que cumple un papel estratégico en los mecanismos innatos de protección del huésped. Es capaz de secuestrar el hierro de ciertos patógenos inhibiendo su crecimiento. Tiene una acción bactericida y bacteriostática en las bacte-

rias. (Baker y Baker, 2005; Drago et al. 2006; Actor et al. 2009). Es encontrada principalmente en la leche (Baker y Baker; 2005; Pruimboom et al. 2017). Por su capacidad de unir Fe^{3+} reversiblemente, la Lf puede existir como holo Lf (asociada a Fe^{3+}) o apo Lf (libre de Fe) (Drago Serrano, 2006; González Chávez et al. 2009; Pruimboom et al. 2017).

De los diferentes patógenos, frecuentes en Argentina, informados en varios estudios son el *Streptococcus pneumoniae*, *Haemophilus influenzae* y dentro de las neumonías adquiridas graves la *Pseudomonas aeruginosa* (Drago Serrano, 2006; Bantar et al. 2010; Lopardo et al. 2015).

El tamaño menor a 10 micras, identifica a las partículas que pueden llegar suspendidas en el volumen inspirado hasta los pulmones, las mayores quedan depositadas en el exterior del organismo se filtran en las fosas nasales o se adhieren a las vías respiratorias alta al impactar por inercia. Si bien el mecanismo de depósito en los pulmones es complejo debemos recordar que constituye la mayor superficie de intercambio con el medioambiente ($70 m^2$ de superficie alveolar) y con volúmenes de intercambio muy elevados (entre 6.000 y 10.000 litros de aire por día), de manera que no se debe menospreciar la potencialidad de consecuencias ante la exposición a polutantes (Zaubert y Bergna, 2009).

La vía aérea inferior normal no es estéril sino que se encuentra colonizada por una flora que consiste en un gran número de organismos que interactúan entre sí y con el huésped de manera muy compleja (Craven y Everard, 2013). Los microorganismos ganan acceso al árbol respiratorio inferior mediante aspiración de secreciones orofaríngeas y flora bacteriana asociada, inhalación de aerosoles contaminados y diseminación hemática.

Las bacterias cuentan con un sistema de transporte especializado para el hierro, para su incorporación al citoplasma celular, que es mediado por un receptor específico de membrana. (Crosa, 1989).

El hierro es una sustancia nutritiva, vital para la bacteria, un regulador global de funciones celulares. Un sustituto específico para el crecimiento, desarrollo del biofilm y su proliferación. (Videla 2002; Taracido 2009).

En junio del 2011 hizo erupción el Volcán Cautle del

Complejo volcánico Puyehue-Cordón Caulle (PC-Caulle) y en abril del 2015 el volcán Calbuco. Ambas plumas volcánicas atravesaron la República Argentina, dejando a docenas de localidades bajo los depósitos piroclásticos y afectando la vida de la población. La localidad de General Roca (Río Negro, República Argentina) fue una de las afectadas por ambas erupciones explosivas. (González et al. 2015a; González et al. 2015b).

En términos químicos, las cenizas del Volcán Calbuco contienen más hierro que las cenizas del cordón Caulle. Las cenizas caídas en la Ciudad de General Roca, del volcán Calbuco (del 23 de abril 2015) son de color castaño grisácea, de tamaño de grano muy fino, con formas blocosas. A grandes rasgos si se la compara con la ceniza volcánica del PC-Caulle (4 de junio 2011) predominan las formas puntiagudas, (Dagaet al. 2011; González et al. 2015a, González et al. 2015b). Es posible interpretar que presenta una textura más abrasiva para el Sistema Respiratorio.

En términos prácticos estas diferencias en los niveles de hierro (Fe) están dadas por ser la del Calbuco de composición andesítica y la del PC-Caulle riolítica. (Daga et al. 2011; González et al. 2015a, González et al. 2015b, Botto et al. 2015).

Asimismo las cenizas después de emitidas comienzan su propia ruta de degradación física y química, al estar expuestas a la intemperie sobrevolando por el tránsito vehicular. Por este intemperismo se producen aún más cantidades de iones de hierro expuestos (Flórey y Parra, 2010). El viento cumple un rol fundamental en la removilización de esas cenizas depositadas en las calles de las ciudades, que continuarán el movimiento durante año. (Horwell y Baxter, 2006; Caselli et al. 2011).

Estas nuevas acumulaciones asociadas a la extensa removilización de las cenizas por la actividad humana y los fuertes vientos del oeste que prevalecen en la región afectada, mantienen expuesta a la población a altos niveles de material volcánico respirable.

La Neumonía Adquirida en la Comunidad (NAC) es la infección respiratoria bacteriana aguda que compromete el parénquima pulmonar y es ocasionada por microorganismos adquiridos fuera del ambiente hospitalario, correspondiendo a un proceso incubado en el ambiente comunitario (Lopardo et al. 2013; Lopardo et al. 2015).

En la localidad de General Roca se registró una incidencia global neumonías agudas de 8,4 (IC 95% 2,4-14,4) casos por 1.000 habitantes para mayores de 18 años y de 34 (IC 95% 15,5-52,5) casos por 1000 habitantes >65 años de edad, con una mortalidad del 17,31% en ese grupo etario de mayor riesgo. Diagnosticada por radiografía de tórax por infiltrado lobar o segmentario, con o sin derrame pleural. (Lopardo et al. 2013; Lopardo et al. 2015). Esta incidencia corresponde al período de enero de 2012 y agosto de 2013, que es posterior a la erupción del Volcán chileno Caulle, en 2011.

La población aledaña a volcanes activos, puede ser particularmente vulnerable a ciertas bacterias que no

fueron abatidas por la lactoferrina, en una primera instancia.

El hecho por el cual las partículas de cenizas tengan “tamaños respirables”, que se adentren en los alveolos respiratorios, resultaría nocivo para la salud. En consecuencia, si a esto, se le agrega la presencia de un alto contenido de Fe, en las mismas, sería el responsable de la menor actividad de la lactoferrina frente a la agresión microbiana causando una mayor sensibilización bacteriana. La presencia de hierro, provocaría un efecto inhibitorio directo en la lactoferrina presente en el tracto respiratorio, por este mayor aporte de sustrato para su desarrollo. Esto daría como resultado un mayor número de casos de pacientes con afecciones respiratorias. Esto correspondería a algunos de nuestros cuestionamientos planteados en el proyecto.

A partir de lo dicho, afirmamos que las cenizas volcánicas con hierro o sin él, con tamaño de grano respirable (2.5 y 10 micras) y/o textura abrasiva aumentarían la incidencia de neumonías bacterianas agudas en la población de General Roca luego de la erupción del 2015. Sobre todo en la población etaria mayor de 18 años y en la de alto riesgo (mayor de los 65 años).

METODOLOGÍA Y RESULTADOS ESPERADOS

Nuestro período de estudio abarca desde 2011 a la actualidad. Se evaluará y comparará las muestras de cenizas de erupciones recientes (Vn Calbuco 2015 y Complejo volcánico Puyehue-Cordón Caulle 2011). Muestras recolectadas, bajo condiciones estrictas, en la localidad de General Roca, Provincia de Río Negro.

Se identificarán y cuantificarán su contenido químico de elementos, óxidos de Fe, tamaños de partículas, caracterización del material particulado y su análisis textural (grado de redondeamiento de la partícula y potencial grado de abrasividad), subfracciones granulométricas e identificando y cuantificando los tamaños respirables. Se nombran algunas de las técnicas analíticas que serán utilizadas son microsonda (EDS) y microscopio electrónico (SEM: Scanning Electron Microscopy). Junto con las técnicas de Superficie Específica, Difracción de Rayos X, Espectroscopía de Absorción Atómica, Sedigrafía, Volumetría Redox.

Se analizarán diversos cultivos en medios adecuados para *Pseudomonas aeruginosa*, *Streptococcus pneumoniae*, *Haemophilus influenzae*, bajo diferentes variables como concentración de hierro, según ceniza volcánica involucrada y presencia o ausencia de lactoferrina. Se evaluará el crecimiento y tamaño de las colonias bacterianas. El desarrollo de su biofilms, en superficies duras con óxidos de hierro como titanomagnetita y hematita, contenidos en las cenizas volcánicas.

CONCLUSIONES

La Neumonía Adquirida en la Comunidad (NAC) es una infección respiratoria aguda que compromete al pa-

rénquima pulmonar yes ocasionada por microorganismos adquiridos en el ambiente comunitario. Se ha observado, en la localidad de General Roca, Pcia. de Río Negro, Argentina, en un estudio de vigilancia epidemiológica, una alta incidencia de NAC, en pacientes mayores de 18 años y en aquellos de alto riesgo, mayores de 65 años. El período observacional fue desde enero del 2012 y agosto del 2013. Temporalmente es posterior a la erupción del Volcán chileno Caulle, ocurrida en el 2011.

Estudiar el mecanismo y el alcance real por el cual aparecen, después de una erupción y emisión de cenizas volcánicas recientes, patologías respiratorias en las poblaciones afectadas, nos lleva a evaluar el papel del hierro y su diferente contenido, en las cenizas, su propia abrasividad y la de la lactoferrina del tracto respiratorio. Esta última frente a cultivos de bacterias comunes responsables de Neumonías en Argentina. Evaluar también los datos de vigilancia epidemiológica, posteriores a la última erupción ocurrida en el 2015, del Volcán chileno Calbuco, en la misma localidad antes nombrada.

Este proyecto es un aporte, desde la perspectiva de la geología, la medicina y la gestión de riesgos de desastres, a la prevención de las sociedades vulnerables. Las conclusiones de la investigación constituirán un aporte a la gestión de riesgos de desastres incrementando las alternativas de prevención y nuevas posibilidades terapéuticas en el tratamiento de los efectos patológicos del fenómeno estudiado.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Actor, J. K.; Hwang, S.A.; Kruzel, M. L. 2009. Lactoferrin as a Natural Immune Modulator. *Curr Pharm Des.*; 15(17): 1956–1973.
- Baker, E.; Baker, H.; 2005. Molecular Structure, binding properties and dynamics of lactoferrin. *Cell Mol Life Sci*; 62: 2531-2539.
- Bantar, C.; Curcio, D.; Jasovich, A.; Bagnulo, H.; Arango, A.; Bavestrello, L.; Famiglietti, A.; García, P.; Lopardo, G.; Losanovsky, M.; Martínez, E.; Pedreira, W.; Piñeyro, L.; Remolif, Ch.; Rossy, F.; Varón, F.; 2010. Neumonía aguda adquirida en la comunidad en adultos: Actualización de los lineamientos para el tratamiento antimicrobiano inicial basado en la evidencia local del Grupo de Trabajo de Sudamérica (ConsenSur II). *Rev. Chil. Infectol.* Jun. v.27 supl.1.
- Botto, L.; Barone, V.; Canafoglia, M. E.; Rovere E.; Violante, R.; González, D.; Gazzoli, M. J.; Schalamuk, I.; 2015. Pyroclasts of the First Phases of the Explosive-Effusive PC-CVC Volcanic Eruption: Physicochemical Analysis. *Advances in Materials Physics and Chemistry*, 5, 302-315.
- Caselli, A.; Velez, M.; Agosto, M.; 2011a. Manual de procedimientos ante caída de cenizas volcánicas. Grupo de Estudio y Seguimiento de Volcanes Activos Proyecto “Exactas con la Sociedad” Facultad de Ciencias Exactas y Naturales – Universidad de Buenos Aires.
- Craven Vanessa, Everard Mark L. (2012). Review. Protracted bacterial bronchitis: reinventing an old disease. *Arch Dis Child* 2013; 98:72-76.
- Crosa J. H. 1989. Genetics and Molecular Biology of Siderophore-Mediated Iron Transport in Bacteria. *Microbiological reviews*, Dec. 517-530.
- Daga, R.; Serquis, A.; Cotaro, C.; Ayala, C.; Wilberger, D.; Scerbo, E.; Moggi, L.; Caneiro, A.; Tolley, A.; Condó, A.M. 2011. Congreso; XI Congreso Interamericano de Microscopia, CIASEM 2011.
- Drago Serrano, M. 2006. Actividades antibacterianas de lactoferrina. *Enfermedades Infecciosas y Microbiología*. Año 2006 Vol. 26, 2 abril-junio.
- Flórez, M. T.; Parra, L. 2010. Characteristics of alteration in minerals of volcanic ashes of the north of the “Cordillera Central” of Colombia. *Bol. Cienc. Tierra* Año 10 no.27 Medellín Jan. /June.
- González, P.; Ison, J. I.; Suárez, R.; 2015a. Análisis petrográfico preliminar de las cenizas volcánicas caídas en Roca (Río Negro), entre el 23 y 24 de abril de 2015. Instituto de Investigación en Paleobiología y Geología. Universidad Nacional de Río Negro – Conicet. Roca, Río Negro, Argentina.
- González, P. 2015b. La Química del Calbuco comparada con el Caulle. *Tiempo Patagónico*. Disponible en: <http://www.tiempopatagonico.com/a/plantillas/1/includes/modulos/imprimir.asp?id=4104&tipo=noticia>
<http://www.tiempopatagonico.com/2015/5/5/volcan-calbuco-4104.html>.
- González Chávez, S. A.; Arévalo Gallegos, S., Rascón Cruz, Q.; 2009. Lactoferrin: structure, function and applications. *Int J Antimicrob Agents.*; 33(4):301.e1-301.e8.
- Horwell, C. J. y Baxter, P. 2006. The respiratory health hazards of volcanic ash: a review for volcanic risk mitigation. *Bulletin of Volcanology*, Review Article. Received: 6 June 2005 / Accepted: 30 November.
- Lopardo, G.; Fridman, D.; Raimonde, E.; Bagnulo, H.; Albornoz, H.; Goleniuk, D.; Sanabria, M.; Báez, E.; Stamboulían, D. 2013. Special Issue 9th International Symposium on Pneumococci and Pneumococcal Diseases. Preliminary results of a prospective population-based surveillance: burden of community-acquired pneumonia in adults, in south cone of Latin-American. *Hyderabad India* 9 -30 march.
- Lopardo, G.; Basombrío, A.; Desse, J., De Vedia, L.; Di Libero, E.; Gañete, M.; López Furst, M.; Mykietiuik, A.; Nemirovsky, C.; Osuna, C.; Pensotti, C.; Scapellato, P.; 2015; Neumonía adquirida de la Comunidad en Adultos. Recomendaciones sobre su atención. 75: 245-257.
- Montenegro, R., Azzinnari N. 2011. Las cenizas volcánicas no son inofensivas. Informe sobre los efectos de las cenizas volcánicas sobre la salud y el ambiente con sugerencias para que las personas y gobiernos actúen en forma preventiva. Universidad Nacional de Córdoba, Argentina.
- Pruimboom, L.; Casanova, A.; Hernández, I.; Burrel, A.; de la Serna, D.; Ortín Pérez, B.; Cervantes, L.; 2017. Lactoferrina. Terapia ortomolecular. *Revista científica en red [en línea]*Natura Foundation. Disponible en: <http://www.natura-foundation.es/monografie/Lactoferrina.html>
- Stamboulían y equipo. 2012. *Revista científica en red [en línea]*Revista Reflexiones. Publicación Semestral. N° 9. Disponible en: <http://www.stamboulían.com.ar/revista-reflexiones/Revista%20-Reflexiones-9.pdf>.
- Taracido Lourdes Jiménez. (2009). Caracterización biológica del biofouling marino mediante métodos moleculares. Aislamiento y determinación de actividad quórum sensing de las especies implicadas en el proceso. Tesis Doctoral Universidad de Cádiz Facultad de Ciencias del mar y Ambientales Departamento de Tecnologías del Medio Ambiente. Año 9 Marzo.
- Videla, H.; 2002. Prevention and control of biocorrosion. *Inter-*



XX CONGRESO GEOLÓGICO ARGENTINO
7-11 de agosto de 2017 | San Miguel de Tucumán



national Biodeterioration & Biodegradation 49, 259 – 270.
Zabert; G. Bergna M.; 2009. Asociación Argentina de Medicina Respiratoria. Emanaciones Volcánicas y sus consecuencias para la salud respiratoria. Comunicado on line. Medi-

cina Respiratoria en los Medios. Disponible en:
http://www.aamr.org.ar/comunidad/medicina_respiratoria_medios_1.php



ROL DE ESTRUCTURAS DE RUMBO Y DE COLAPSO DE CALDERA EN LA ARQUITECTURA ESTRUCTURAL DE LA DEPRESIÓN DEL AGRIO: AVANCES A PARTIR DE MODELOS ANÁLOGOS

N.C. VIGIDE^{1,2}, D.L. YAGUPSKY^{1,2}, A.T. CASELLI³, D.A. WINOCUR^{1,2}

¹Universidad de Buenos Aires. Facultad de Ciencias Exacta y Naturales. Departamento de Ciencias Geológicas. Buenos Aires, Argentina.

²Universidad de Buenos Aires. CONICET. Instituto de Estudios Andinos “Don Pablo Groeber” (IDEAN), Buenos Aires, Argentina.

³Laboratorio de Estudios y Seguimiento de Volcanes Activos (LESVA). Instituto de Investigación en Paleobiología y Geología, UNRN. Río Negro, Argentina. E-mail: ncvigide@gl.fcen.uba.ar

RESUMEN

La depresión del Agrio es el rasgo morfológico más característico del Complejo Volcánico Caviahue-Copahue, que se encuentra en la provincia de Neuquén, 35 km al Este respecto del arco volcánico de la Zona Volcánica Sur (Stern, 2004), y contiene en su margen occidental al activo volcán Copahue. Es una depresión semirectangular, que abarca un área de 300 km², con eje mayor en dirección N80°O, y se encuentra en una zona de transición entre dos estilos de deformación: al Norte, la Faja Plegada y Corrida de Malargüe, con un régimen de piel gruesa (Kozłowski et al., 1993); y al Sur, la Zona de Falla de Liqueñe-Ofqui (ZFLO; Hervé, 1976; Cembrano *et al.*, 2000), un sistema de fallas de rumbo de intraarco de 1200 km de longitud, constituida por fallas NNE y NE (Cembrano y Lara, 2009). Existen dos hipótesis para explicar el origen de la depresión: el colapso de la cámara magmática (Pesce, 1989); y el desarrollo de una cuenca depull-apart asociada a la actividad de ZFLO (Melnick *et al.*, 2006). En esta última propuesta, el esfuerzo máximo regional se dispone en dirección ENE, mientras que su orientación post-caldera habría experimentado una rotación local al ESE. Según estos autores, bajo este régimen se habría generado tanto el sistema de falla ENE de la villa de Copahue (SFVC) con una cinemática predominante dextral inversa, como las fallas normales ONO presentes dentro de la depresión. Bonaliet *al.* (2015), por el contrario, interpretan al SFVC como fallas normales en base a criterios morfológicos de las escarpas. En el presente trabajo se midieron indicadores cinemáticos en 31 planos de falla ENE del SFCV, todos ellos indicando desplazamiento normal sin componente de rumbo, en consonancia con lo planteado por estos últimos autores, y coherentes con el σ_1 regional de dirección ENE.

Con el fin de evaluar los posibles mecanismos de generación de la depresión, se realizaron tres series de modelos análogos. Se trabajó con una mezcla de arena y harina de trigo (3:1), para simular el comportamiento frágil de la corteza superior, y “Flubber” como material viscoso para simular el comportamiento dúctil de una cámara magmática. Dentro de los parámetros escalados, siguiendo los conceptos de Hubbert (1951) y Ramberg (1981), se utilizó: un factor de escalado espacial $L^* = 2,5 \times 10^{-6}$; un factor de esfuerzos $\sigma^* = 1,25 \times 10^{-6}$; y un factor de viscosidad $\mu^* \sim 0,5 \times 10^{-15}$. Los modelos se dividieron en tres series: para la primera serie (MI) se dispuso el material granular sobre una discontinuidad basal Norte-Sur, asumiendo un sistema de referencia en la mesa de modelado, con una inflexión derecha, que produjo un movimiento transensivo al ser sometida a una cinemática dextral. Dentro de esta serie, se varió el ángulo de la inflexión (45°, 90°, y 145°, respecto a la traza principal) para observar las variaciones en la morfología de las cuencas de pull-apart resultantes. En la segunda serie (MII) se modeló el desagote del material viscoso, inmerso en el material granular. Para la tercer serie (MIII), se utilizó la combinación de las dos situaciones anteriores, analizándose el comportamiento del material granular durante el movimiento transcurrente en presencia del material viscoso; y en la etapa siguiente, la respuesta de la deformación previa ante el desagote del flubber.

Se pudo observar que para los modelos MI, la geometría de la cuenca está controlada por estructuras de Riedel con orientaciones NE a NNE, independientemente del ángulo de la inflexión implementado. Para el grupo MII, se observó que inicialmente la deformación ocurre a través de fallas inversas anulares, y luego mediante un sistema de fallas normales anulares de mayor diámetro, el cual era coherente con el perímetro del cuerpo viscoso. Para los modelos MIII, la presencia del material viscoso inhibió la formación de una cuenca depull-apart, y en su lugar distribuyó la deformación produciendo un graben N-S paralelo a la zona de desplazamiento principal. Además, durante la etapa de desagote, las fallas preexistentes se reactivaron de manera selectiva dentro del área abarcada por el cuerpo

viscoso, adoptando componente inversa aquellas fallas que estaban ubicadas cerca de la zona de desagote, y componente normal las que estaban ubicadas sobre el perímetro del cuerpo.

En base a los resultados experimentales descriptos, se plantea que la orientación NO-SE del eje mayor de la depresión del Agrio no puede ser eficientemente explicada como resultado de transtensión asociada a una inflexión en la zona de falla principal, en un sistema transcurrente N-S.

A su vez, los modelos de colapso posterior al accionar de una falla transcurrente, muestran fenómenos de reactivación selectiva de fallas que se encuentren sobre la cámara magmática, generando desplazamiento inverso en las fallas cercanas al centro del cuerpo desagotado, y normal en las más externas, cercanas a los límites del cuerpo. Este fenómeno podría justificar la presencia de algunas fallas pertenecientes al SFCV de rumbo ENE con rechazo inverso, aunque esta población se compone definitivamente de fallas normales sin componente de desplazamiento de rumbo, coaxiales al σ_1 regional.

Palabras clave: Volcán; Copahue; transcurrancia; Caviahue. .

ABSTRACT

Role of strike-slip and caldera collapse structures in the Agrio depression's structural architecture: insight from analogue models. In order to evaluate the possible mechanisms of generation for the Agrio depression, three series of analogue models were performed, simulating transtension, caldera collapse, and transtension followed by collapse. Kinematic indicators were measured in key locations in the area to compare with the experimental results. The models showed that the generation of a pull-apart induced by an inflection in the main fault is not compatible with the structural arrangement of the depression, and structures within it can be generated without a rotation of the principal stress known for the area.

Keywords: Volcano, Copahue, transcurrancia, Caviahue. .

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Bonali, F.L., Corazzato, C., Bellotti, F., Groppelli, G. 2015. Active Tectonics and Its Interactions with Copahue Volcano. En Caselli A., Tassi F., Vaselli O. (eds.) Copahue Volcano: A smoking volcano along Chile and Argentina, Active Volcanoes of the World Book Series, Springer Verlag:23-45, Berlin.
- Cembrano, J., Lara, L. 2009. The link between volcanism and tectonics in the southern volcanic zone of the Chilean Andes: A review. *Tectonophysics* 471, 96–113.
- Cembrano, J., Shermer, E., Lavenu, A., Sanhueza, A. 2000. Contrasting nature of deformation along an intra-arc shear zone, the Liquiñe-Ofqui fault zone, southern Chilean Andes. *Tectonophysics*. 319, 129–149.
- Hervé, M. 1976. Estudio geológico de la falla Liquiñe-Reloncaví en el área de Liquiñe: antecedentes de un movimiento transcurrente (Provincia de Valdivia). I Congreso Geológico Chileno (Santiago), Abstracts B, 39–56.
- Hubbert, M.K. 1951. Mechanical basis for certain familiar geologic structures. *GeolSocAmer Bull* 62, 355–372.
- Kozłowski, E., Manceda, R., Ramos, V. 1993. Estructura. En Ramos, V. (ed.) *Geología y Recursos Naturales de Mendoza*, 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio 235-256, Buenos Aires.
- Melnick, D., Folguera, A., Ramos, V.A. 2006. Structural control on arc volcanism: The Copahue-Agrio complex, Central to Patagonian Andes transition (38°S). *J. South Am. Earth Sci.* 22, 66–88.
- Pesce, A. 1989. Evolución volcánico-tectónica del complejo efusivo Copahue-Caviahue y su modelo geotérmico preliminar. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 44, 307–327.
- Ramberg, H. 1981. *Gravity, Deformation and the Earth's Crust*, 2nd ed. Academic Press, London, 452 pp.
- Stern, C. 2004. Active Andean volcanism: Its geologic and tectonic setting. *Revista Geológica de Chile* 31 (2): 161-206.



CARACTERIZACIÓN Y CORRELACIÓN DE NIVELES VOLCÁNICOS IDENTIFICADOS EN LA LAG. PORTEZUELO (37°S) EN LOS ÚLTIMOS 200 AÑOS

Stefania VILLA¹, Romina DAGA^{2,3}, Alberto T. CASELLI^{1,3}

¹Universidad Nacional de Río Negro svilla@unrn.edu.ar

²Laboratorio de Análisis por Activación Neutrónica, CAB-CNEA

³Centro Científico Tecnológico CONICET, Patagonia Norte

ABSTRACT

In areas characterized by active and intense volcanism, fragments from different sources can be incorporated to the sediment at the same time, as well as different types of particles can be formed during a single event. This work presents morphological, textural and compositional analyses of 9tephra layers from a lacustrine sedimentary sequence from Portezuelo lake, with the objective to correlate the volcanic layers with Copahue or others volcanos from the Southern Volcanic Zone for the last 200 years. The first results allowed to associate three tephtras to the Vn. Copahue, while other three microtephtras have acidic compositions without a clear source up to the moment. Other three microtephtras showed bimodal composition which may have mix of particles; in this case the macroscopic characterization included materials of different composition.

Keywords: vitreous particles, geochemistry, texture, dating.

La fracción más fina de los productos piroclásticos puede encontrarse en sedimentos lacustres formando delgadas capas, pudiendo ser utilizada como una herramienta cronoestratigráfica (Lowe 2011). Diferentes tipos de partículas pueden ser generados coetáneamente, reflejando los complejos procesos que ocurren durante estos eventos volcánicos explosivos. En ambientes donde existe un gran número de volcanes con elevada frecuencia eruptiva también es posible que fragmentos de diferentes fuentes sean incorporados casi al mismo tiempo al registro sedimentológico.

El siguiente trabajo presenta los resultados preliminares del análisis de los niveles de tefra identificados en una secuencia sedimentaria obtenida de la laguna Portezuelo (37°54.70'S-71°2.45'W; 1735 m snm), situada a 13,5 km hacia el SE del volcán Copahue, en la dirección predominante de los vientos en esta zona y bajo la influencia, además, de otros volcanes de la Zona Volcánica Sur (ZVS). Portezuelo es un cuerpo de agua dulce de dimensiones reducidas (~0.02 km²) con una profundidad máxima de 6,5 m. Desagua por su extremo NE en el lago Caviahue. El testigo, de 63 cm de longitud, fue extraído a 4,3 m de profundidad, en una zona de fondo relativamente plano. El volcán Copahue (37°45'S-71°10.2'O, 2977 msnm) es un estratovolcán andesítico a andesítico basáltico, ubicado en el límite entre Argentina y Chile. Presenta un registro de 14 erupciones históricas para los últimos 265 años, siendo las más recientes la de los años 1961, 1992, 1994, 1995, 2000, 2012-2017 (Caselli et al.

2016). Forma parte del segmento central de la ZVS (33.3°-46°S) (Stern 2004), junto con otros volcanes cercanos al área con actividad durante los últimos siglos, como Nevados de Chillán, Antuco, Callaqui, Lonquimay, Llaima y Villarica.

El testigo sedimentario se extrajo con posterioridad a la erupción del 2012 del volcán Copahue y se obtuvo mediante un muestreador de gravedad activado con un mensajero. Se realizó la apertura, descripción e identificación preliminar de las tefras mediante diferencias de color y tamaño de grano. Luego del submuestreo cada 1 cm o siguiendo límites naturales observados, el material fue liofilizado. El testigo fue fechado mediante ²¹⁰Pb y ¹³⁷Cs, obteniendo un registro de aproximadamente 200 años (Villa et al. 2016). A partir de la observación del material bajo lupa se corroboraron los niveles de ceniza identificados previamente y se identificaron niveles de microtephtras no observable a simple vista. La caracterización morfológica detallada de los fragmentos juveniles se realizó mediante lupa binocular y microscopio electrónico de barrido (MEB) Philips SEM 515 (Grupo de Caracterización de Materiales, Centro Atómico Bariloche). Los fragmentos volcánicos fueron inmersos en resina y luego observados mediante un MEB SEM-feg Modelo Nanosem 230 (Grupo de Caracterización de Materiales, Centro Atómico Bariloche), para la obtención de imágenes a través de electrones retrodispersados y análisis composicional mediante espectrometría de energía dispersiva (EDS) acoplado al MEB.

En la secuencia sedimentaria se identificaron 2 niveles de ceniza gruesa y 7 de microtefras para los últimos 200 años. La caracterización geoquímica realizada en la matriz vítrea de las partículas analizadas mostró composiciones elementales ligeramente diferentes entre distintos niveles y también variaciones internas dentro de un mismo nivel. De esta manera, los niveles fueron separados y caracterizados morfológica y texturalmente en tres grupos de acuerdo a las diferencias en la composición del SiO₂: composición intermedia, intermedia a ácida y bimodal.

Composición intermedia (52-58%SiO₂):integrado por los dos niveles de ceniza gruesa T1 (0-0.7cm) y T2 (3-4cm), y el nivel de microtefra MT3 (18-19cm). En T1 y T2, las partículas identificadas fueron *fragmentos pumíceos* <2 mm, de color castaño, con formas irregulares a subredondeadas, vesicularidad de moderada a muy alta y texturas fluidales y vesiculares; *trizas vítreas* <500 μm, de moderada vesicularidad, color castaño oscuro a negro con brillo vítreo o translúcidas, blocosas de color castaño oscuro a negro en menor proporción que las anteriores, y cuspidadas masivas con fracturas concoidales o curvoplanares (<125 μm); *esférulas vítreas* entre 3 y 500 μm, de color castaño oscuro, se encuentran en menor proporción que las partículas anteriores, aisladas, con algunas más pequeñas adheridas a la superficie, o aglomeradas; *fragmentos escoriáceos* de color negro, con formas irregulares a subredondeadas, vesicularidad moderada y vesículas esféricas a subsféricas, con paredes relativamente gruesas y bordes cóncavo-convexos; *crustales rodeados por vidrio* correspondientes principalmente a plagioclasas euhedrales a subhedrales, de hábito prismático, o fragmentos de cristales, incoloros o blancuzcos con inclusiones de minerales máficos en algunos casos; y *fragmentos líticos* silíceos blancos y otros volcánicos alterados.

En el nivel MT3 se identificaron trizas vítreas (<125 μm), con textura fluidal y vesicular, trizas blocosas, planas y cuspidadas, con coloraciones que van desde negro a castaño claro translúcido, masivas o con vesicularidad baja a moderada. Poseen texturas entre afírica y microporfírica, con inclusiones de microfenocristales de plagioclasas esqueléticas (<50 μm), sin una orientación preferencial.

Composición intermedia a ácida(61-64% SiO₂):integrado por las microtefras MT6 (36-37cm), MT7 (45-46cm) y MT8 (50-51cm), representadas por trizas vítreas vesiculares, fluidales, blocosas y cuspidadas, con coloraciones entre negro a castaño translúcido. Poseen texturas entre afanítica y porfírica con inclusiones de plagioclasa, olivino(en vidrios de composición intermedia) y piroxeno, sin una orientación preferencial.En MT6 los fenocristales más abundantes son plagioclasas euhedrales a subhedrales (>50 μm) o esqueléticas (<50 μm),olivinos euhedrales a subhedrales (<20 μm)y, en menor medida, piroxenos prismáticos subhedrales (<10 μm). En MT7 se observaron fenocristales de olivino (<50 μm), mientras

que en MT8 se identificaron fenocristales de plagioclasa euhedral (20-50 μm) y olivino euhedral a subhedral (<20 μm).

Composición bimodal(54-59%, 62-65% SiO₂):integrado por las microtefras MT4 (29-30cm), MT5 (32-33cm) y MT9 (60-61cm),están representadas por trizas vítreas vesiculares, fluidales, blocosas, cuspidadas y planas.Las formas de las vesículas varían entre esféricas a subsféricas de tamaños <90μm.Poseen texturas entre afanítica y porfírica con inclusiones de plagioclasa, olivino y piroxeno, sin una orientación preferencial. Las texturas de las partículas vítreas de composición intermedia (54-59% SiO₂)varían entre afanítica y porfírica con inclusiones de plagioclasa (%An 66) y olivino. Los fenocristales de plagioclasa son los más abundantes, euhedrales a subhedrales con hábito tabular (>50 μm) o esqueléticas (<30 μm).Los fenocristales de olivino (<120 μm)son euhedrales. Las partículas vítreas ácidas (62-65% SiO₂) presentan textura afírica a porfírica con inclusiones de fenocristales de plagioclasa (%An 44). Son euhedrales a subhedrales con tamaños que superan los 50 μm.

El análisis morfológico y textural de los niveles gruesos T1 y T2muestra heterogeneidad en los componentes identificados, tanto en las partículas vítreas como en las fases minerales presentes. Los distintos tipos morfológicos de trizas vítreas están asociados a la fragmentación explosiva del magma ya los procesos hidromagmáticos. La granulometría de los niveles demuestra una posición relativamente cercana al centro de emisión. Los productos de ambos niveles son similares, y junto con el nivel de microtefras MT3,están geoquímicamente caracterizadas como andesitas basálticas, con plagioclasas de composición intermedia y minerales máficos anhidros (olivino y piroxeno). Estos niveles fueron correlacionados con erupciones del volcán Copahue, tanto por el fechado de la secuencia (Villa et al. 2016) y su posición estratigráfica, como por los componentes juveniles, líticos y geoquímica, permitiendo correlacionar T1 con la erupción del año 2012, T2 con la erupción del año 2000 y MT3 con la erupción del año 1961.

El análisis de la matriz vítrea de los niveles de composición intermedia a ácida, MT6, MT7 y MT8, corresponde al límite entre dacitas y traquidacitas, con plagioclasas de composiciones más ricas en Na. Estos niveles fueron depositados desde mediados del siglo 19 a principios del siglo 20. En este sector de la ZVS dominan los productos de composición basáltica a andesita basáltica siendo menos común los materiales más evolucionados. La correlación preliminar de estos niveles con los posibles volcanes de influencia no permitiría discriminar por el momento entre los volcanes Nevados del Chillán, Callaqui o Llaima como posibles fuentes. De acuerdo a la mineralogía tampoco puede descartarse una mezcla de tefras de diferentes volcanes.

Las mayores diferencias composicionales fueron identificadas en los niveles MT4, MT5 y MT9, correspondientes al grupo de composición bimodal. En éstos

se identificaron partículas con valores de SiO_2 similares a los contenidos de los grupos de composición intermedia e intermedia a ácida, como también se observaron similares fases minerales. La variación en este grupo sugeriría que la caracterización macroscópica incluye materiales de distinta composición. Además, permitiría inferir una mezcla de partículas de diferente procedencia en estos niveles, las cuales podrían corresponder a los volcanes que dieron origen a los dos grupos antes mencionados. Estos niveles corresponderían temporalmente a principios del siglo 20 (MT4 y MT5) y 19 (MT9), considerando posibles errores en la extrapolación del fechado de la secuencia sedimentaria. Sin embargo, para la determinación del volcán de origen deberá obtenerse mayor información para elucidar si los niveles corresponden a la mezcla de productos de diferentes volcanes o si corresponden a algún volcán de composición bimodal en la

ZVS.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Caselli, A.T., Agosto, M.R., Velez, M.L., Forte, P., Bengoa, C., Daga, R., Albite, J.M. y Capaccioni, B. 2016. The 2012 eruption. En: Vaselli, O., Tassi F., y Caselli A.T. (eds.) Copahue Volcano. Active volcanoes of the world, Springer-Verlag: 61-77, Berlín-Heidelberg.
- Lowe, D. J. (2011). Tephrochronology and its application: a review. *Quaternary Geochronology* 6(2): 107-153.
- Stern, C.R. 2004. Active andean volcanism: its geologic and tectonic setting. *Revista Geológica de Chile* 31(2): 161-206.
- Villa, S., Daga, R., Caselli, A. y Ribeiro Guevara, S. 2016. Las erupciones históricas del volcán Copahue: registros en una secuencia sedimentaria lacustre. 7° Congreso Latinoamericano de Sedimentología y 15° Reunión Argentina de Sedimentología: 177. Santa Rosa, La Pampa.