

# LA ERUPCIÓN DEL 22 DE DICIEMBRE DE 2012 DEL VOLCÁN COPAHUE, NEUQUÉN, ARGENTINA: CARACTERIZACIÓN DEL CICLO ERUPTIVO Y SUS PRODUCTOS

Ivan A. PETRINOVIC<sup>1</sup>, Gustavo VILLAROSA<sup>2</sup>, Leandro D'ELIA<sup>3</sup>, Silvina P. GUZMÁN<sup>4</sup>, Gerardo N. PÁEZ<sup>5</sup>, Valeria OUTES<sup>2</sup>, Carolina MANZONI<sup>2</sup>, Agustín DELMÉNICO<sup>2</sup>, Catalina BALBIS<sup>6</sup>, Roberto CARNIEL<sup>1</sup> e Irene R. HERNANDO<sup>3</sup>

<sup>1</sup> CICTERRA - CONICET-UNC, Córdoba. E-mail: ipetrinovic@efn.uncor.edu

<sup>2</sup> INIBIOMA - CONICET-UNComa, Bariloche.

<sup>3</sup> CIG - CONICET-UNL, La Plata.

<sup>4</sup> IBiGeo - CONICET-unas, Salta.

<sup>5</sup> INREMI - CONICET-UNLP, La Plata.

<sup>6</sup> UNC, Córdoba.

## RESUMEN

Se describen las características y naturaleza de los productos emitidos durante la erupción del 22 de diciembre de 2012 del volcán Copahue. La erupción tuvo carácter pulsatorio, con máxima explosividad al inicio de la erupción (VEI 2) declinando rápidamente en aproximadamente 48 hs. La máxima altura de la columna eruptiva (1.500-2.000 m) fue registrada al inicio de la erupción y estuvo acompañada por una importante emisión de SO<sub>2</sub>. La pluma alcanzó 250 km en dirección ESE con anchos de 20 km (zonas proximales) y 35 km (zonas distales). Un segundo pulso eruptivo ocurrió por la tarde del 22 de diciembre, generando una pluma de menores dimensiones. Estos pulsos explosivos emitieron i) bloques y bombas balísticas y ii) piroclastos dispersados en suspensión, donde se destacan grandes fragmentos aplanados de escoria altamente vesiculada. El depósito de tefra se distribuyó en ambientes proximales alcanzando distancias de hasta unos 40 km desde el cráter activo y extendiéndose en un área de aproximadamente 200 km<sup>2</sup>. La tefra está constituida por componentes juveniles con diversos grados de vesiculación y componentes accesorios de composición subvolcánica alterados hidrotermalmente. Las bombas y bloques balísticos se dispersaron hasta 1.800-1.900 m alrededor de la boca eruptiva. Se estima un volumen total eruptado de aproximadamente 0,005 km<sup>3</sup>. La fase inicial de la erupción se asoció a una columna de magma en ascenso que al interactuar con el sistema hidrotermal superficial del volcán, gatilló una erupción hidromagmática. Una vez abierto el sistema, la descompresión condujo a la predominancia de una fragmentación magmática pulsatoria.

**Palabras clave:** *Copahue, erupción, hidromagmatismo, depósitos de caída, vei 2, peligro volcánico*

## ABSTRACT

*The December 22<sup>nd</sup> 2012 eruption of the Copahue volcano, Neuquén, Argentina: Characterization of the eruptive cycle and its products*

This paper describes the characteristics, nature and distribution of the products of the 12/22/2012 eruption of the Copahue volcano (Neuquén Province, Argentina). The eruptive cycle was dominated by a pulsatory behavior, with a continuous decrease in the released energy since the onset of the eruption in the morning of December 22, when the eruptive column reached its maximum height (1,500-2,000 m). The volcanic plume extended for almost 250 km toward the ESE of the volcano and was characterized by a mean width of 20 km in proximal areas and 35 km in distal areas. This initial pulse was accompanied by significant SO<sub>2</sub> emissions. A second, less intense, eruptive pulse occurred during the afternoon of December 22, leading to the development of a smaller volcanic plume. Eruption products can be classified as: i) ballistic bombs and blocks emitted from the eruptive center, and ii) fallout pyroclasts deposited directly from the volcanic plume, including large flattened juvenile fragments of highly vesiculated scoria. The characteristics of the eruptive event lead to the accumulation of tephra up to a distance of about 40 km from the crater, distributed along a surface of about 200 km<sup>2</sup> to the SE of the volcano. Petrographic analysis performed on the fallout deposits showed the presence of juvenile fragments with different degrees of vesiculation and accessory fragments of hydrothermally altered subvolcanic rocks. Ballistic bombs and blocks were dispersed to a distance of 1,800-1,900 m from the eruptive center. We estimate a VEI 2 eruption intensity, with an emitted volume of about 0.005 km<sup>3</sup>, which rapidly declined in about 48 hours after the onset of the eruption. The initial stages of the eruption were related to the interaction of an ascending column of magma with the shallow hydrothermal system of the volcano, triggering a hydromagmatic eruption. Once the conduit was open, the progressive decompression of the system led to an eruption dominated by a pulsatory magmatic fragmentation.

**Keywords:** *Copahue, eruption, hydromagmatism, fallout deposits, vei 2, volcanic hazard*

## INTRODUCCIÓN

El volcán Copahue (37°45'S-71°10'O) se ubica en la porción centro-norte de la región andina del Neuquén (Fig. 1a) y en el segmento central de la Zona Volcánica Sur (37°S-41,5°S). Es uno de los volcanes activos más conocidos de la Argentina, debido principalmente a su fácil acceso, a sus atractivos turísticos (baños termales y complejo de esquí) y su actividad eruptiva relativamente frecuente. Su cumbre marca el límite entre Argentina y Chile y gran parte de la secuencia volcánica se desarrolla en ambos países.

Este volcán muestra un extenso registro de erupciones explosivas recurrentes por despresurización explosiva del sistema hidrotermal o bien por la interacción de magmas en ascenso con agua superficial (lagos, glaciar) o del sistema freático/hidrotermal provocando erupciones hidromagmáticas. Estas erupciones en algunos casos están acompañadas por un incremento en la frecuencia e intensidad de las señales sísmicas (Ibañez *et al.* 2008). Se han mencionado ciclos eruptivos en el 2000, 1992, 1961, 1937, 1867(?), 1759(?) y 1750 (González 2005, Linares *et al.* 1999, Pesce 1989, JICA-EPEN 1992, Panarello 2002, Varekamp *et al.* 2001; Polanco 2003, Melnick *et al.* 2006, Vélez *et al.* 2011, Agosto *et al.* 2013). Las erupciones mejor descritas, donde ha habido ascenso probado de magma a la superficie, fueron las de los años 1992 (Delpino y Bermúdez 1993) y 2000 (Naranjo y Polanco 2004).

El objetivo principal de esta comunicación es describir el ciclo eruptivo ocurrido en diciembre del año 2012 y sus productos. Este ciclo comenzó con emanaciones gaseosas desde noviembre-diciembre 2011 y se mantuvo sostenida durante el 2012, incluyendo los eventos freáticos de julio (Agosto *et al.* 2013) y la erupción motivo de ésta contribución. Al igual que en las dos últimas erupciones (1992 y 2000), hubo ascenso y extrusión de magma dando lugar a la formación de piroclastos que fueron en parte proyectados balísticamente y en parte sustentados en una columna convectiva y en una pluma dispersada por el viento en dirección SE

y ESE. A fin de caracterizar los mecanismos eruptivos implicados, se realiza una descripción de los productos emitidos y sus singularidades, y en función de ellas se realiza una reconstrucción de la secuencia de eventos sucedidos durante la evolución de la erupción. Se estima que estas conclusiones podrán aportar a la evaluación de riesgo volcánico asociado al volcán Copahue.

## METODOLOGÍA DE TRABAJO

Durante los meses de febrero a mayo del año 2013 se realizaron campañas al área por un total de 14 días, tomando muestras a lo largo de la dirección de depósito de la pluma eruptiva (ESE) desde el cráter y hasta los 20 km de distancia. Se tomaron muestras subaéreas y testigos sedimentarios con muestreadores a pistón y de gravedad en cuerpos de agua ubicados a lo largo de la dirección de la pluma. De esta manera se obtuvieron datos acerca de composición, granulometría, morfología, espesor y dimensiones de la mayor parte de los productos asociados a la erupción. Las muestras fueron analizadas petrográficamente (lupa y microscopio de polarización), granulométricamente (tamices), con difracción de rayos X (DRX), Microscopio Electrónico de Barrido (MEB) y se tomaron imágenes radiográficas de los testigos.

El análisis de DRX se realizó mediante el sistema de difracción de rayos X marca PANalytical, modelo X'Pert PRO con lámpara de Cu ( $k\alpha=1.5403 \text{ \AA}$ ) que operó a 40 mA y 40 kV en el Centro de Investigaciones Geológicas (CONICET-UNLP). Se escanearon ángulos  $2\theta$  de 4° a 37° para las muestras de roca total, 2° a 32° para las muestras naturales de la fracción arcilla, 2° a 27° para las muestras glicoladas de esa misma fracción y 3° a 15° para las muestras calcinadas, en todos los casos con una velocidad de escaneo de 0,04°/s. Las muestras fueron desagregadas y pulverizadas en un mortero de ágata siguiendo los métodos clásicos. Los minerales de arcilla se obtuvieron a partir del pipeteo de la fracción  $<2 \mu\text{m}$  en una

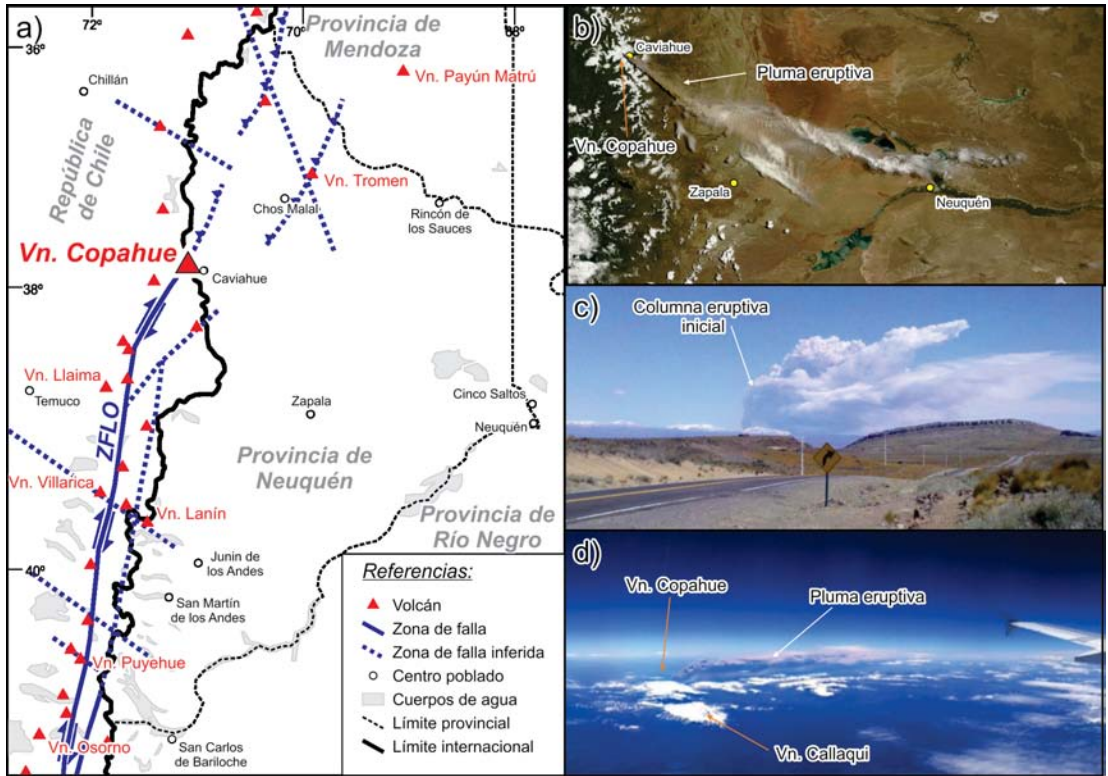
suspensión con agua destilada siguiendo la ley de Stokes. Se prepararon 3 muestras según el método de los portaobjetos de vidrio: a) natural, muestra secada al aire en el laboratorio a T ambiente; b) glicolada, muestra expuesta a los vapores de una solución de etilenglicol por lo menos durante 24 horas; c) calcinada, muestra llevada a 550°C durante 2 horas.

El análisis mediante microscopio electrónico de barrido (MEB) se realizó con un equipo marca Carl Zeiss, modelo Evo LS 15, equipado con detector de electrones secundarios (SE) y detector de electrones retrodispersados (BSD) perteneciente al Centro de Investigaciones Fiscales (CIF) de la provincia de Salta. Las fotografías se realizaron con un voltaje de aceleración de 18 kV. Los piroclastos se montaron en *stubs* usando cemento de carbón y luego se realizó un baño de Au para reducir la conducción. Se tomaron imágenes radiográficas digitales de los testigos sedimentarios con propósitos de identificación de niveles minerales densos y tefras, los que posteriormente fueron abiertos en secciones longitudinales y submuestreados para estudios de detalle. Los análisis granulométricos se realizaron en INIBIOMA utilizando tamizador vibratorio para las fracciones psamíticas y psefiticas y con tamizadora sónica para las fracciones finas.

## LA ERUPCIÓN DE DICIEMBRE DEL 2012

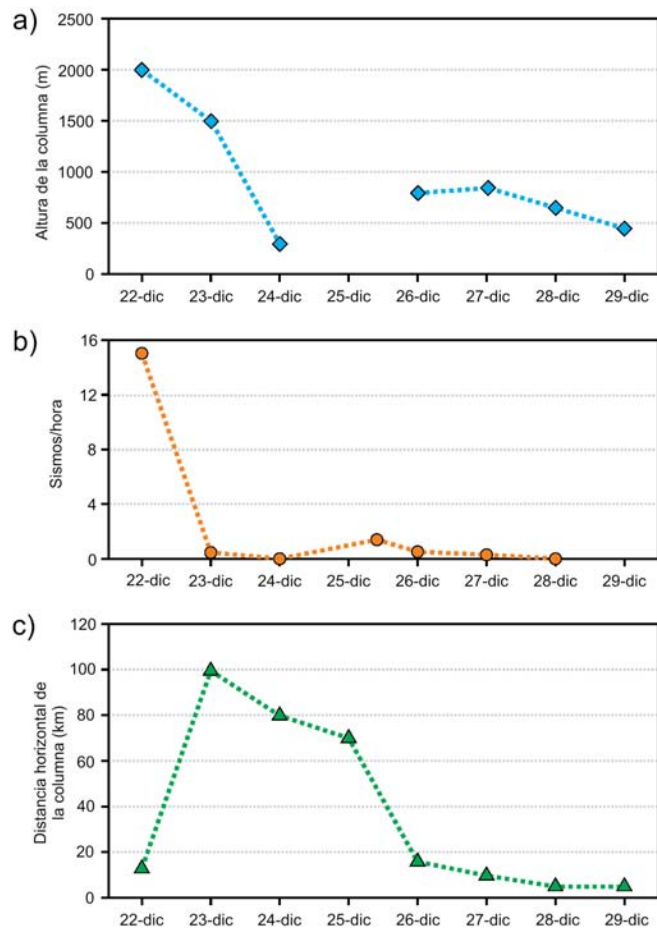
En función de la información disponible acerca de la evolución, tamaño, altura y color de la pluma eruptiva reportada oficialmente por el SERNAGEOMIN (REAV Bio-Bio N° 16; 17; 18; 20; 21; 22; 23; 24; 25) ampliada con reportes verbales de habitantes de las localidades de Copahue, Caviahué, Loncopué y Las Lajas, reconstruimos la fenomenología de la erupción.

La erupción comenzó entre las 9 y 10 de la mañana del día 22 de diciembre (Fig. 1 b, c y d) y declinó notablemente hacia la madrugada del día 24 de diciembre. Durante esas horas la columna eruptiva alcanzó una altura de al menos de 2 km, para luego ir disminuyendo en correspondencia

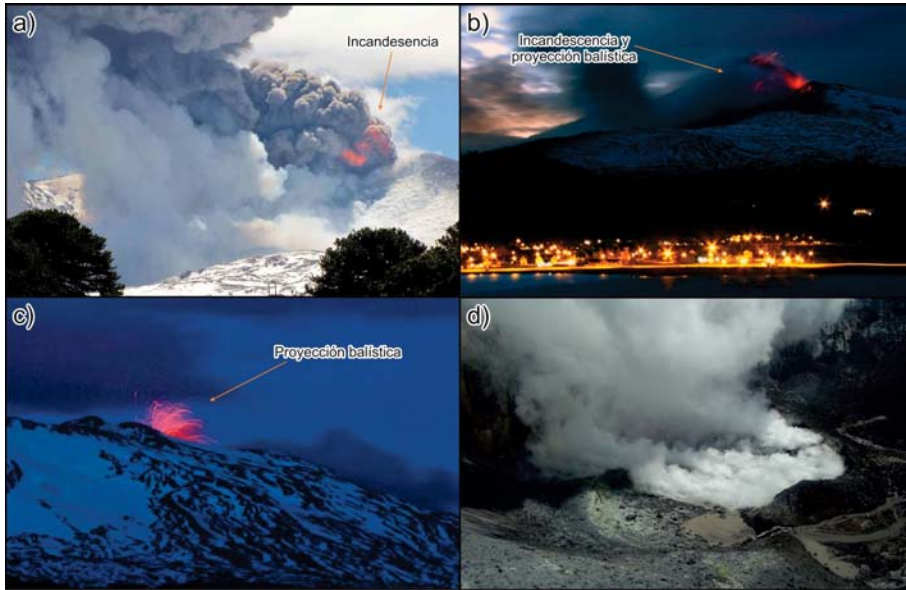


con la frecuencia de los sismos registrados por el SERNAGEOMIN (Fig. 2 a y b). De igual manera, esta disminución en la altura de la columna hizo que la distancia alcanzada por la pluma fuera cada vez menor (Fig. 2c).

En base al relato de los pobladores afectados por la erupción, las primeras explosiones registradas fueron las más intensas y se correlacionan con el momento en que la columna alcanzó su mayor desarrollo (Fig. 1c; 2). Las características de estas explosiones y su significado serán abordados una vez analizada la naturaleza de los productos emitidos durante la erupción. Posteriormente a estos instantes iniciales, hubo una alternancia de explosiones esporádicas con momentos donde la columna se mantuvo estable (Fig. 1d), pero siempre conservando una tendencia decreciente tanto en altura de la columna como en dispersión de la pluma. Estas explosiones se correlacionaron con aumentos en la incandescencia registrada en el interior del cráter (Figs. 3a y b), con eventos de proyección balística de material incandescente (Fig. 3b y c) y con aumentos temporarios en la altura de la columna eruptiva.



**Figura 2:** Gráficos mostrando la relación observada entre la altura de la columna (a), la cantidad de sismos por hora (b) y distancia máxima alcanzada por la pluma eruptiva (c), en relación al tiempo que duró la erupción. Fuente de los datos REAV 16, 18, 20, 21, 22, 23, 24, 25 SERNAGEOMIN, información de pobladores e imágenes TERRA y AQUA (MODIS, NASA).



**Figura 3:** a) Foto del 22 de diciembre de 2012, mostrando incandescencia en la columna eruptiva (foto de Andres Ferraro para el Archivo Nacional de Volcanes, Chile). b) foto de la madrugada del 23 de diciembre de 2012, mostrando incandescencia y proyección balística de piroclastos en el cráter del volcán (foto de Antonio Huglich para el diario La Nación). c) Proyección balística de piroclastos en las inmediaciones del cráter vista desde el lado chileno del volcán durante la noche del 23 de diciembre (foto de José Luis Saavedra para america.infobae.com). d) Foto del 22 de febrero del 2013 del cráter producido durante la erupción del día 22 diciembre. La arroyada ingresa al cráter produciendo evaporación inmediata al contacto con las fumarolas y la roca caliente.

La actividad eruptiva comenzó con una columna de vapor que se mantuvo por alrededor de 40 minutos hasta iniciarse la fase eruptiva *ss*. Durante esta primera etapa de la erupción, la pluma se caracterizó por una coloración de gris-parda a blanquecina, indicando un elevado contenido de vapor de agua con cantidades variables de material sólido particulado en suspensión (Fig. 1d y 3a). Estas partículas sólidas en suspensión podrían corresponder a roca de caja fragmentada por explosiones freáticas o bien, a partículas juveniles derivadas de magma fragmentado en el conducto a nivel de la disrupción de la fase gaseosa.

De cualquier manera, la presencia de una mayor carga de material piroclástico en la pluma durante el 22 de diciembre quedó evidenciada en los instrumentos del *Ozone Mapping and Profiler Suite* de la NASA (“Aerosol index”; Fig. 4a), que fue acompañado también por una importante emisión de SO<sub>2</sub> a la atmósfera (“SOI index”; Fig. 4a). Esta información es particularmente importante ya que la emisión de SO<sub>2</sub> es comúnmente una evidencia directa de la participación magmática en la erupción.

Estos pulsos iniciales de ceniza y SO<sub>2</sub> prácticamente desaparecen en las imágenes de los días subsiguientes (Figs. 4b y c) en concordancia con la rápida declinación del evento eruptivo, y sus remanentes son transportados hacia el noreste por las corrientes atmosféricas. Las figuras 5a y b permiten visualizar la existencia de dos pulsos explosivos discretos registrados en las imágenes MODIS Terra y Aqua (11:45 y 16:00 hora local). El instrumento AIRS del satélite Aqua permite detectar una importante pluma de SO<sub>2</sub> desarrollada sobre el centro-norte de la provincia de Río Negro es coincidente con los remanentes diluidos de la pluma generada en el primer pulso de emisión piroclástica y otra menor asociada al segundo pulso (Fig. 5c).

En los meses subsiguientes (enero a julio), la columna sobre el cráter ha estado compuesta principalmente por una fase vapor de coloración clara (blanquecina) que ha manteniendo una altura del orden de los cien metros. Esta altura varía en función de la intensidad y la dirección del viento, de manera que en días calmos puede elevarse hasta unos 1000 m por encima del nivel del cráter; y es producto

de la interacción de la actividad fumarólica concentrada en un círculo de 100 m de diámetro y la arroyada de agua dulce que ingresa en la misma, proveniente del deshielo del glaciar de la cumbre del volcán (Fig. 3d). Hacia mediados de mayo, se han reportado algunas explosiones asociadas a incandescencia nocturna (REAV 27/5/2013 SERNAGEOMIN).

## DISTRIBUCIÓN Y DESCRIPCIÓN DE LOS DEPÓSITOS

Las tefras de caída se restringen a una franja angosta de unos 6 km de ancho que se extiende por cerca de 40 km hacia el SE (Fig. 5d). En los alrededores de la boca eruptiva, se depositaron tanto eyectos balísticos de hasta 2 m de diámetro como fragmentos de tamaño lapilli/ceniza gruesa caídos desde la pluma, sumando en total un espesor promedio de 40 cm. Hacia las secciones más distales se dispersaron escorias altamente vesiculadas de hasta 20 cm en su eje mayor y piroclastos de granulometrías desde lapilli fino a ceniza gruesa/fina con gran cantidad de fragmentos cubiertos por polvo muy fino (*adhering dust*) típico de productos hidromagmáticos, con un espesor de hasta 5 mm. Sobre la base de la distribución y espesores registrados se estima una área cubierta de aproximadamente 200 km<sup>2</sup> (Fig. 5d), con un volumen de material fragmentado de entre 2.500.000 a 5.000.000 m<sup>3</sup> (0,0025 - 0,005 km<sup>3</sup>).

Los productos piroclásticos emitidos (Fig. 6a y b) poseen características particulares que ameritan una descripción física y petrográfica detallada. De esta manera, se agrupan de acuerdo a su origen, rasgos morfológicos, composición y a su granulometría en dos grandes grupos: 1) bloques y bombas balísticas y 2) piroclastos dispersados en suspensión. Dentro de éste último grupo, incluimos una clase particular con características especiales ya que dimensional, y composicionalmente son similares a las bombas balísticas, pero dada su alta vesiculación y su geometría aplanada fueron dispersados a más de 17 km de la boca eruptiva, no por trayecto-

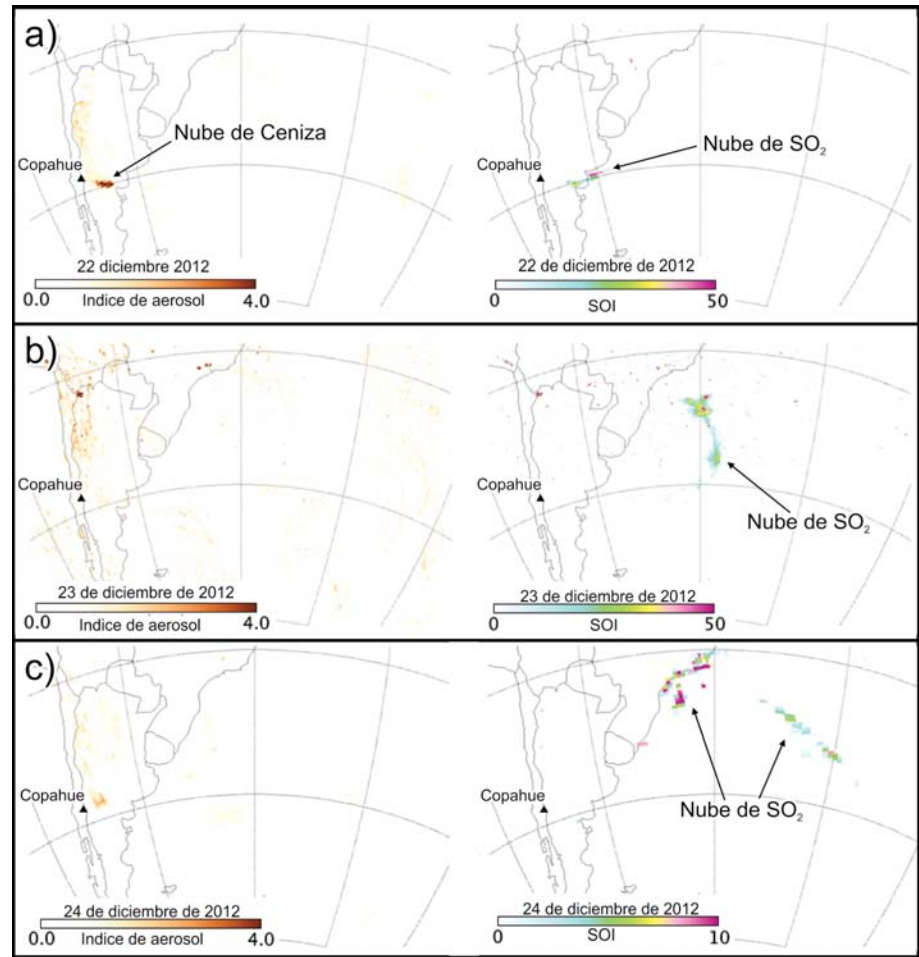
ria balística, sino sustentados dentro de la pluma eruptiva, las denominamos “escorias aplanadas de alta vesiculación”.

### Bloques y bombas balísticas

**Bombas:** Este material es el más abundante en el entorno del cráter activo (Fig. 6a y b: Cop1) y fue emitido de manera constante desde el día 22, depositado luego del transporte balístico alrededor del cráter activo (Figs. 3b y c). Bombas de hasta 40 cm de diámetro alcanzaron una distancia máxima de 1.900 m, mientras que en las cercanías a la boca eruptiva se han observado bombas de hasta 2 m de diámetro (Fig. 7a). Toda la ladera E del cráter activo se encuentra cubierta por estas bombas (Fig. 7b), registrándose variaciones granulométricas que van desde decenas de centímetros a metros en cortas distancias, evidenciando variaciones del ritmo eruptivo desde el inicio de la erupción hasta su final. Se destaca la asimetría hacia el E del cráter en la emisión de bombas y bloques balísticos en las últimas erupciones, dada la configuración actual del cráter con una pared verticalizada hacia el O (donde las trayectorias con ángulos más bajos quedan impedidas) y una pared más tendida hacia el E.

La vesiculación de estos componentes muestra dos episodios que le otorgan una textura de tipo espumosa (*foamy texture*). El primero de ellos se caracteriza por la formación de vesículas irregulares subecuantes con diámetros mayores a 0,3 mm, mientras que el segundo evento está evidenciado por la presencia de microvesículas ecuantes con diámetros menores a 0,01 mm dentro de los tabiques vítreos de las vesículas primigenias (Fig. 7c). El alto porcentaje de vesículas reconocido y la presencia de una textura espumosa, sugieren una vesiculación de tipo isotrópica del material juvenil debida a sobresaturación de volátiles. A su vez, la presencia de dos episodios de vesiculación indica dos tiempos distintos de desgasificación, el primero de ellos a nivel de la disrupción gaseosa y el segundo con posterioridad, en algún nivel posterior a la disrupción y anterior a su enfriamiento (Fig. 7d).

**Bloques balísticos:** Durante todo el día 22 y



**Figura 4:** Mapas mostrando la distribución y concentración relativa del material particulado (“aerosol index”) y de  $\text{SO}_2$  (“SOI index”) en la atmósfera para los días 22, 23 y 24 de diciembre de 2012. Modificado del blog del Ozone Mapping and Profiler Suite, NASA (<http://ozoneaq.gsfc.nasa.gov/>).

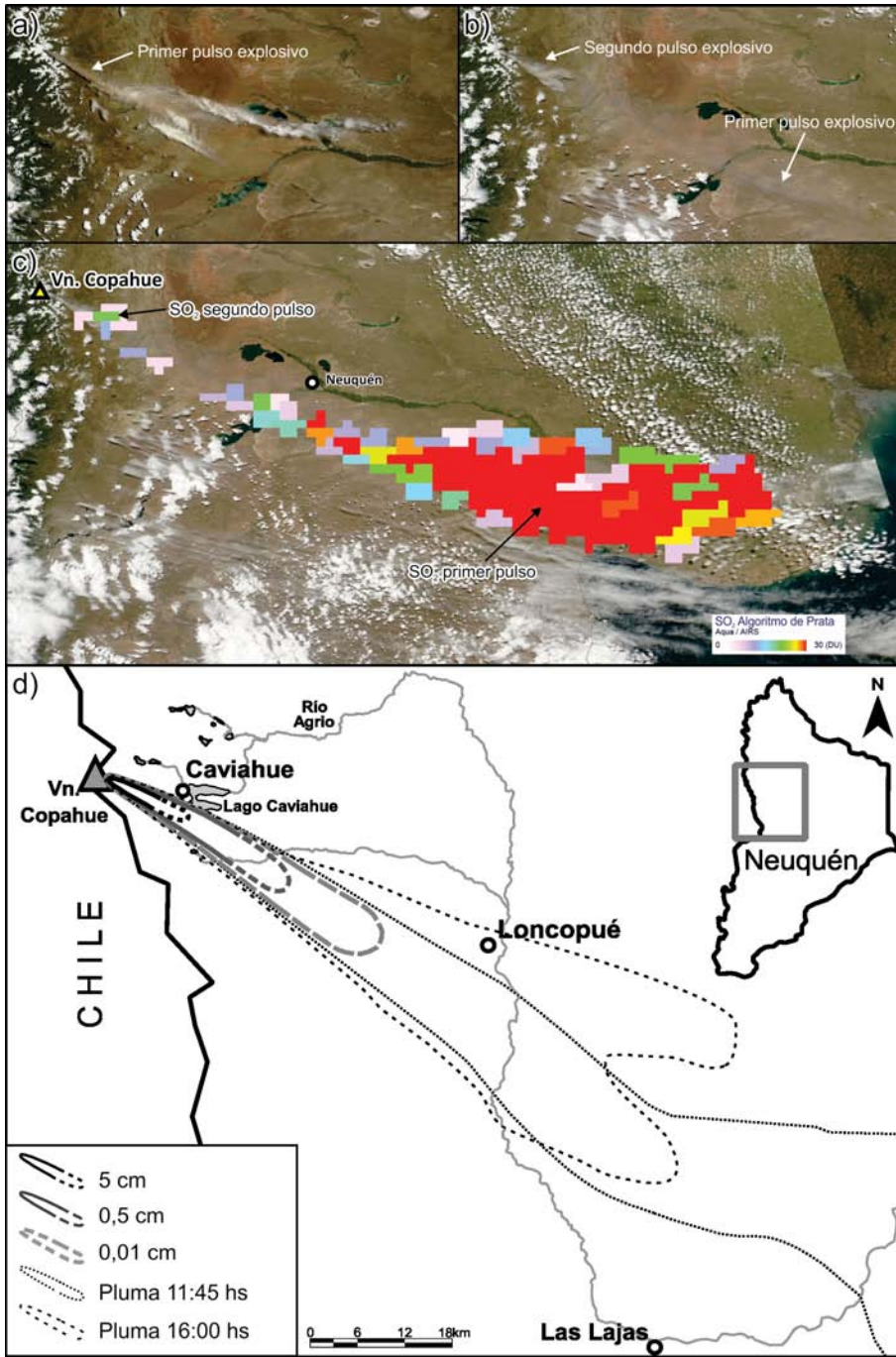
la noche del 22 y 23 de diciembre fueron arrojados bloques balísticos provenientes de la roca de caja del conducto (Fig. 6a y b: Cop2). La dispersión fue predominante en sentido E/ESE con tamaños de hasta 25 cm alcanzando distancias de hasta 1.800 m desde la boca eruptiva. Son de color grisáceo y se los distingue en todos los casos por la presencia de costras, canales y vesículas rellenas con azufre nativo amarillo semifluido (Fig. 7e) al momento del impacto. Estos bloques en todos los casos, provienen de la roca de caja que componen hoy las paredes del cráter activo; esto es, roca proveniente de erupciones previas de naturaleza mayormente lávica a subvolcánica con elevada alteración hidrotermal.

Petrográficamente se trata de rocas de composición básica a intermedia en don-

de aún se distinguen fenocristales de plagioclasa y augita en una matriz desvitrificada y argilizada, con venillas de azufre pervasivo (Fig. 7e y f). Petrográficamente se puede establecer la secuencia de eventos como: i) alteración hidrotermal, ocurrida en la roca de caja debido a la percolación constante y mantenida de fluidos hidrotermales dentro del edificio volcánico (Varekamp *et al.* 2001), ii) fragmentación de la roca de caja a nivel del conducto y precipitación simultánea de azufre nativo. Las relaciones porcentuales entre estos bloques y las bombas vesiculadas, estimadas en los bordes del cráter como un total acumulado, es de aproximadamente 1 (bloque) a 5 (bombas).

### Piroclastos dispersados en suspensión

**Escoria aplanada de alta vesiculación:** En al-



**Figura 5:** Imágenes MODIS mostrando las plumas correspondientes a los dos pulsos explosivos principales del 22 de diciembre: a) situación de la pluma inicial a las 11:45 hora local (Terra), b) extensión de la pluma del segundo pulso, dilución y dispersión hacia el ESE de la pluma inicial a las 16:00 hs (Aqua). c) Voluminosa pluma inicial de SO<sub>2</sub> emitida en el pulso inicial y una segunda emisión menos importante asociada al segundo pulso registradas por el instrumento AIRS del satélite Aqua. d) Mapa isopáquico del depósito de tefra y posición la pluma a las 11:45 y 16:00, se visualiza porqué las localidades cercanas al volcán prácticamente no sufrieron los impactos de la erupción.

gún momento de la erupción fueron eyectadas porciones de magma semifluido con muy alta vesiculación y muy baja densidad que se distribuyeron en la dirección del eje de la pluma. Se reconoció este

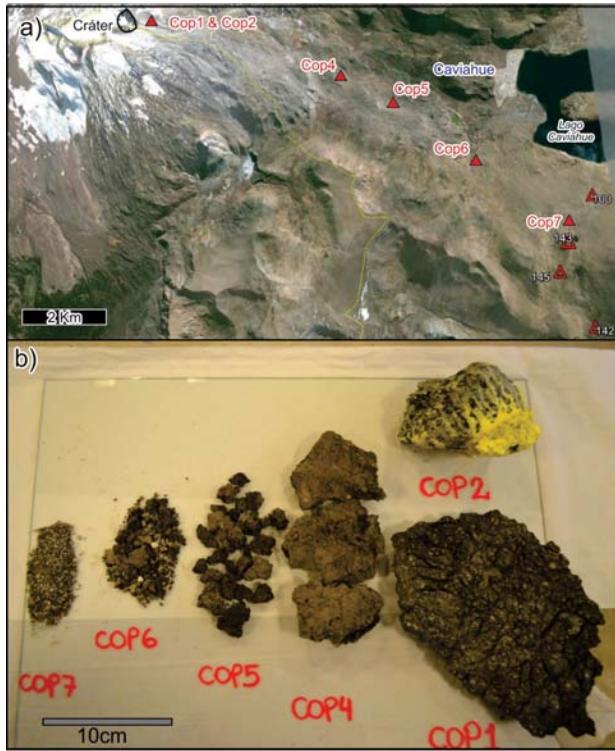
material fundamentalmente desde los 5 km de la boca eruptiva (Fig. 6a y b: Cop4; y Fig. 8a) y hasta los 13 km de la misma (Fig. 6a y b: Cop7; y Fig. 8b), siempre por sobre depósitos de granulometría lapilli-

ceniza previos que presentan alta concentración de accesorios.

Como característica principal, estos fragmentos poseen formas aplastadas con relaciones 1/10 (espesor/eje mayor) promedio y diámetro máximo de hasta 20 cm. Son similares a las bombas proximales semifluidas comunes en las erupciones estrombolianas, no obstante en todos los casos cayeron consolidadas (Fig. 8a, b y c). No se apreció un cambio destacable en el tamaño de estos fragmentos desde los 5 km a los 12-15 km de distancia a la boca eruptiva (Fig. 8b y c) y tampoco hemos encontrado referencias similares a escoria de tamaños anómalos sustentadas en plumas eruptivas por lo que remarcamos el interés que supone un estudio más detallado de todas sus características.

En todos los casos poseen un alto grado de vesiculación (80- 90%) y una densidad variable entre 0,49 y 0,75 g/cm<sup>3</sup>, lo que sumado a sus características aerodinámicas particulares les habría permitido sustentarse por los procesos convectivos dentro de la columna eruptiva, al igual que la tefra de idénticas características pero de menor tamaño (lapilli/ceniza gruesa) y ser transportadas por el viento en la dirección de la pluma. Es posible que estos piroclastos correspondan a un pulso puntual con columna más alta que posiblemente alcanzó niveles de la atmósfera con vientos de mayor velocidad, alcanzando distancias mayores a las de tamaños de partícula menores. Las secciones petrográficas muestran un muy bajo contenido cristalino (<5%), reconociéndose microfenocristales de plagioclasa en individuos de hasta 0,2 mm (Fig. 8d) de composición oligoclasa-andesina y clinopiroxeno (augita?) en individuos de hasta 0,1 mm. La pasta vítrea presenta microlitos de plagioclasa y clinopiroxenos menores a 0,01 mm (Fig. 8d).

El análisis bajo lupa binocular y MEB (Fig. 9a1, a21, a3) determinó un contenido de vesículas muy elevado, con frecuente coalescencia de burbujas y constituyendo en algún caso reticulitas. Las vesículas son generalmente elongadas con un tamaño que varía de 25 a 420 μm. Al igual que en las bombas balísticas, es



**Figura 6:** Productos emitidos durante la erupción del 22 diciembre de 2012. a) Ubicación de las observaciones de campo y puntos de muestreo. b) Aspecto general de los piroclastos muestreados en cada uno de los puntos de la figura 4a.

la vesiculación de algunos fragmentos coexistiendo con otras morfologías son indicativas de distinto grado de deformación de las mismas durante el ascenso en el conducto. En función de la morfología de los vitroclastos, y su vesiculación fundamentalmente isótropa con fracturación asociada a los bordes de las vesículas, indica que la fragmentación es el resultado de la exsolución de los volátiles disueltos en el magma (fragmentación magmática; e.g. Németh y Ulrike 2007). La forma irregular de las partículas, dominada por texturas controladas por las paredes de las vesículas, con una tendencia a la coalescencia de las mismas, indica que el contenido de gas fue lo suficientemente alto como para inducir una fragmentación por descompresión (Dellino y De Rosa 2003).

Los vitroclastos blocosos con moderada a baja vesicularidad, se presentan opacos a algo translúcidos, con vesiculación anisótropa, con tendencia a una forma subcuante con bordes definidos por fracturas concoides o irregulares (Fig. 9c y d). Las vesículas miden de 15 a 500  $\mu\text{m}$  y están débilmente elongadas. A partir de la observación mediante MEB se destacan la presencia de fracturas y depresiones en forma de V. Estudios realizados sobre fragmentos juveniles y trabajos experimentales permiten interpretar estas características como originadas en respuesta a contracción térmica, o bien asociadas a ondas de esfuerzo tensionales producidas por el colapso de un film de vapor; permitiendo así su interpretación como fragmentos de origen hidromagmático (Heiken 1974; Wohletz y Krinsley 1978). En este último caso, las partes del magma que se fragmentan son las más viscosas y frías (baja vesicularidad), mientras que los vitroclastos con moderada vesicularidad pueden responder a la rápida expansión detrás de la onda de shock que a su vez puede inducir a un segundo estadio de vesicularización, mostrando superficies rotas y planares (Dellino y De Rosa 2003). Los fragmentos de tipo *drop like* o esferas vítreas (Fig. 9 e) (Wohletz y Krinsley 1978, Wohletz 1993) están formados por esferas soldadas entre sí (Heiken 1974); las mis-

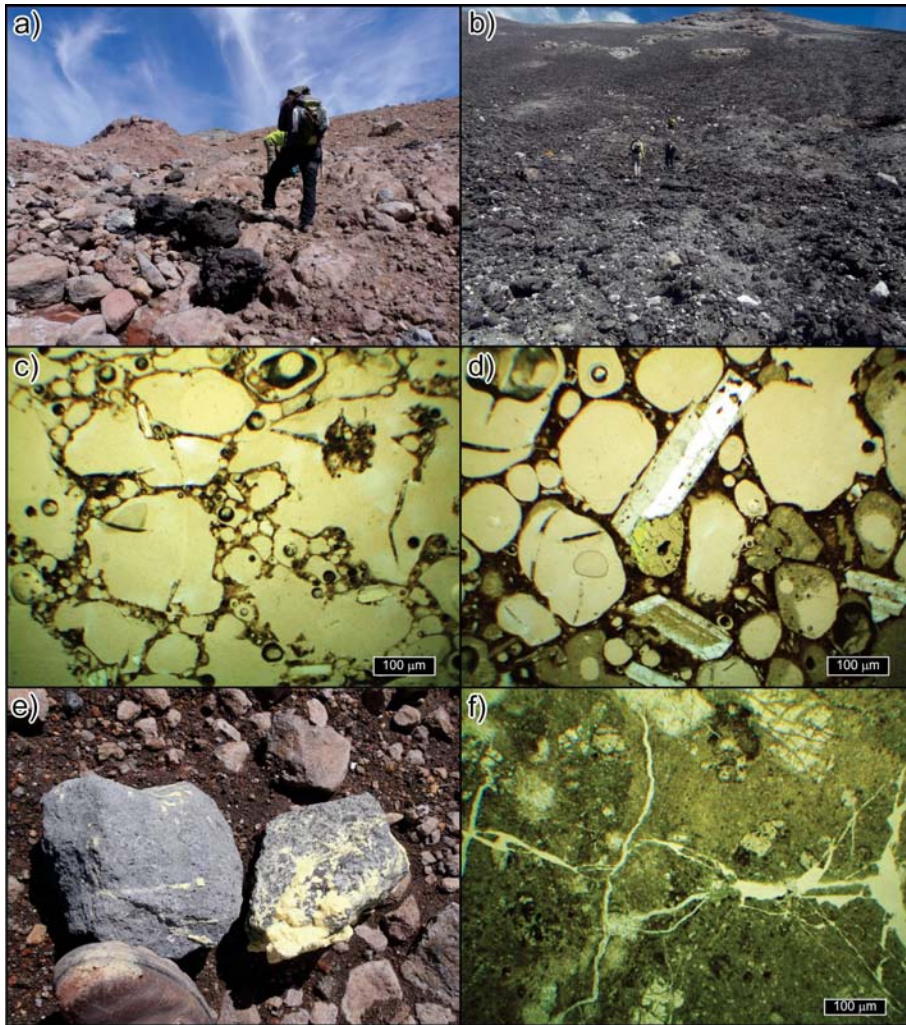
también frecuente observar el desarrollo de vesículas menores a lo largo de tabiques que separan vesículas mayores (Fig. 9a2). La geometría y abundancia de las vesículas distribuidas de manera isótropa sugieren una vesiculación contemporánea con la fragmentación determinando un tipo de disrupción magmática (Németh y Ulrike 2007), mientras el desarrollo de vesículas menores evidencia una vesiculación post-magmática sugiriendo una baja viscosidad efectiva del magma (Dingwell 1998).

**Lapilli-ceniza gruesa:** Dentro de este rango granulométrico (Fig. 8e y f) se han detectado cuatro variedades de fragmentos tanto juveniles como líticos: i) fragmentos juveniles vesiculados (Fig. 9 b), ii) fragmentos vítreos blocosos con moderada a baja vesicularidad (Fig. 9c y d), iii) fragmentos vítreos con vesículas tipo *drop like*, *droplets soldados* o esferoidales (Fig. 9e) y iv) fragmentos líticos hidrotermalizados (Fig. 9f). Los agregados ii, iii y iv denotan diferentes estilos de fragmentación hidromagmática, controlados esencialmente por la temperatura y viscosidad efectiva del magma y el nivel de disrupción que determina la presión de confinamiento a la cual ocurre la fragmentación

(Büttner *et al.* 2002). Se describen sus características en base a observaciones a través del estudio petrográfico (Fig. 9b1, c1, d1, e1 y f1) e imágenes MEB (Fig. 9 b2, b3, c2, c3, d2, d3, e2, e3, f2 y f3).

Los fragmentos juveniles vesiculados están constituidos por dos clases de vidrio, uno de color amarillento y otro de color negro verdoso a gris oscuro. En ambos casos son vidrios traslúcidos de alto brillo, sin (o con muy escasos) componentes cristalinos. Se distinguen fragmentos equidimensionales con vesiculación isótropa (vesículas subsféricas?) (Fig. 9b1) conformando una textura espumosa (*foamy*) y otros alargados con vesículas elongadas (Fig. 9b2). En ambos casos es muy frecuente la formación de grandes vesículas por coalescencia de burbujas, llegando a formar hebras de vidrio como único relicto de las paredes originales. Se presentan con tendencia ecuate o prolada con bordes irregulares definidos por los tabiques de las vesículas.

El análisis por MEB (Fig. b3) determinó una vesiculación abundante con vesículas de diámetro de 13 a 800  $\mu\text{m}$ , con variaciones en la morfología, desde elongadas, redondeadas a poligonales. Las características elongadas o anisótropas de



**Figura 7:** a) Bombas de hasta 4 m en el borde E del cráter. b) Ladera E del cráter tapizada de bombas y bloques balísticos. c ), d) Secciones delgadas de las bombas indicando dos episodios de vesiculación y fenocristales de plagioclasa intersticiales en las vesículas mayores (d). e) Bloque balístico de la roca de caja en la ladera E del volcán mostrando la presencia de costras de azufre nativo. f) Sección delgada del bloque mostrando los canales rellenos de azufre y los fantasmas de fenocristales de plagioclasa alterada, evidenciando el origen volcánico de la roca.

mas tienen tamaños variables de 35 a 440  $\mu\text{m}$ , mientras que las vesículas (frecuentemente contenidas en las mismas) son redondeadas a elongadas, con tamaños de 3 a 200  $\mu\text{m}$ ; en muchos casos muestran halos de colores más claros en los bordes. Este tipo de vitroclastos ha sido obtenido a partir estudios experimentales (Wholletz 1993) y en ciertas sucesiones (Heiken 1974) vinculados a erupciones hidromagmáticas. Serían el resultado de efectos de tensión superficial asociada a sucesivos colapsos de un film de vapor (Heiken 1974, Büttner *et al.* 2002).

Los fragmentos accesorios provenientes de la roca de caja hidrotermalizada del

volcán, varían en el tipo y grado de alteración presente. Los más abundantes son en general de color blanquecino y muestran arreglos texturales microcristalinos a criptocristalinos (Fig. 9f1), que en ocasiones pueden presentarse bandeados. La imagen del MEB (Fig. 9f2 y f3) muestra las mismas características que las observadas a la lupa (Fig. 9f1), un agregado silíceo poco cristalizado con textura sacarosa penetrada pervasivamente por venillas finas de distinta naturaleza, y con frecuentes cavidades de disolución. Los estudios por difracción de rayos X muestran dos tipos de paragénesis de alteración, un primer tipo compuesto por cuarzo y azufre

en fragmentos porosos, y un segundo tipo de alteración caracterizado por una silicificación pervasiva con tridimita/cristobalita, sobrepuesta sobre rocas volcánicas intermedias con alteración leve a calcita, laumontita y trazas de arcillas (indeterminables por su bajo contenido).

La profundidad a la cual se originaron estos fragmentos líticos es de difícil determinación, aunque las paragénesis de alteración reconocidas permiten ubicarlas en las partes más altas de un sistema volcánico-hidrotermal (equivalente a un sistema epitermal de alta sulfuración, *sensu* Hedenquist *et al.* 2000 y Varekamp *et al.* 2001), donde los fragmentos silíceos con tridimita/cristobalita podrían corresponderse a un nivel de alteración por aguas calentadas por vapor (“*steam-heated alteration blanket*”, Hedenquist *et al.* 2000, Simmons *et al.* 2005) desarrollado por arriba del nivel freático; mientras que los fragmentos porosos con la asociación cuarzo + azufre pueden también corresponderse a este nivel, o bien representar fragmentos de una zona de tipo “*vuggy silica*”, fuertemente lixiviada desarrollada por debajo del nivel freático en las proximidades de los conductos del sistema hidrotermal (Hedenquist *et al.* 2000 y Simmons *et al.* 2005). Finalmente, los fragmentos bandeados probablemente representen los sedimentos químicos, mayormente silíceos, depositados en el fondo del lago intracraterico con anterioridad a su desaparición en 2012 (Fazio *et al.* 2008, Agosto *et al.* 2012).

## CARACTERÍSTICAS GRANULOMÉTRICAS DE LOS DEPÓSITOS DE DISPERSIÓN AÉREA

Se tomaron 32 muestras del depósito de tefra en varios sitios cubriendo desde los sectores próximos al cráter activo hasta zonas ubicadas a unos 15 km en dirección del eje de dispersión. Los análisis granulométricos muestran distribuciones unimodales típicas de depósitos de caída con algunas particularidades que permiten identificar la existencia de pulsos de emisión con mayor altura de columna y episodios de fragmentación hidromag-





**Figura 8:** a) Detalle de las escorias aplanadas con alta vesiculación. b) Escorias aplanadas encontradas a 5 km de la boca eruptiva. c) Escoria vesiculada dispersada a 14,6 km de la boca eruptiva. d) Sección delgada de una escoria vesiculada mostrando la elevada proporción de vesículas y la presencia de escasos microfenocristales de plagioclasas. e) Depósitos de lapilli-ceniza gruesa *in-situ*. f) Detalle de los depósitos de lapilli-ceniza gruesa mostrando la granulometría dominante del depósito en sus partes medias.

mática. Se presentan los análisis de cuatro muestras representativas de los sectores medios del depósito (Fig. 10: Muestras LP145, LP143, LP142 y LP100), tomados entre 12 y 14 km del cráter activo, cubriendo todo el ancho del depósito (Fig. 6a).

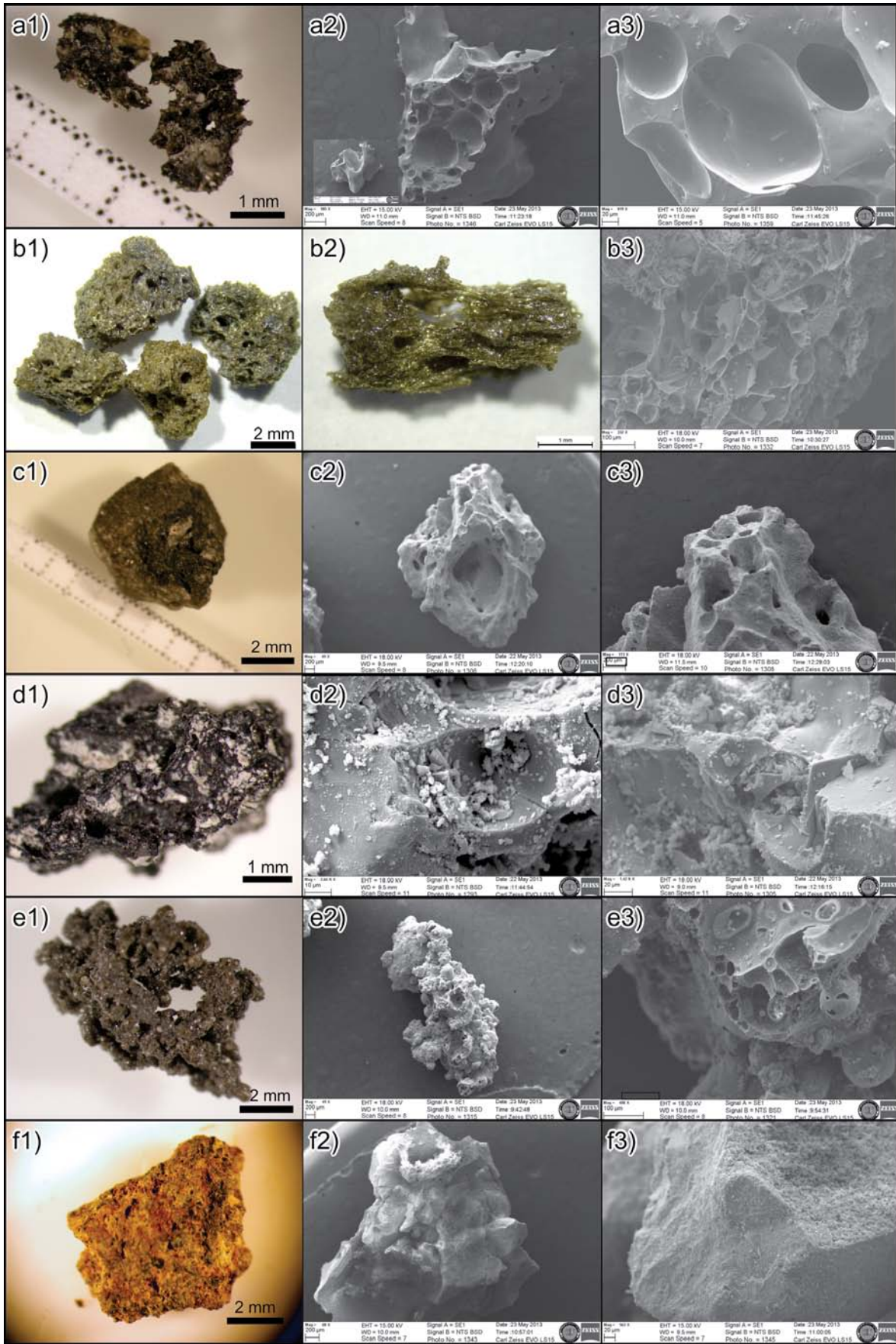
La cola de finos tamaño arena fina a limo grueso que aparece en todos los casos corresponde en gran medida a los fragmentos blocosos, esféricos y globulares que dominan esta fracción, y en parte también al polvo fino, y que resultan típicos derivados de procesos de fragmentación hidromagmática. Una moda secundaria poco abundante corresponde a lapilli formado por escoria vesicular, mientras que la cola gruesa resulta de las bombas de escoria altamente vesiculada que en estas muestras presentan tamaños de entre 5 y 14 cm

en su eje mayor y que se asocian a un pulso magmático breve con importante altura de la columna eruptiva. Las medianas se ubican en todos los casos en tamaños equivalentes a arena gruesa. El contenido de tamaños finos,  $<63 \mu$ , es muy bajo en todas las muestras, no alcanzando al 4% en peso. Considerando que las muestras fueron colectadas varias semanas después de la erupción y hubo lluvias y nevadas post-erupción, no se descarta una pérdida de finos destacable por removilización (Fig. 10).

## CONSIDERACIONES FINALES

En base a los datos analizados y a la información recolectada, la erupción del

22-24 diciembre de 2012 del volcán Copahue puede ser interpretada como de naturaleza magmática-hidromagmática, caracterizada por una serie de explosiones iniciales que abrieron conductos y eyectaron distintos tipos de materiales de proyección aérea (juveniles y accesorios) con diversas características y granulometrías. Los productos emitidos durante todo el ciclo eruptivo están formados tanto por fragmentos vesiculados (juveniles) como de la roca de caja (accesorios), se reconocen dos grandes grupos: i) compuesto por fragmentos balísticos acumulados en el flanco E y SE del volcán y ii) fragmentos dispersados por vía cólica y depositados por caída gravitatoria desde la pluma. Dentro de éste último grupo se reconocen dos tamaños principales, uno de

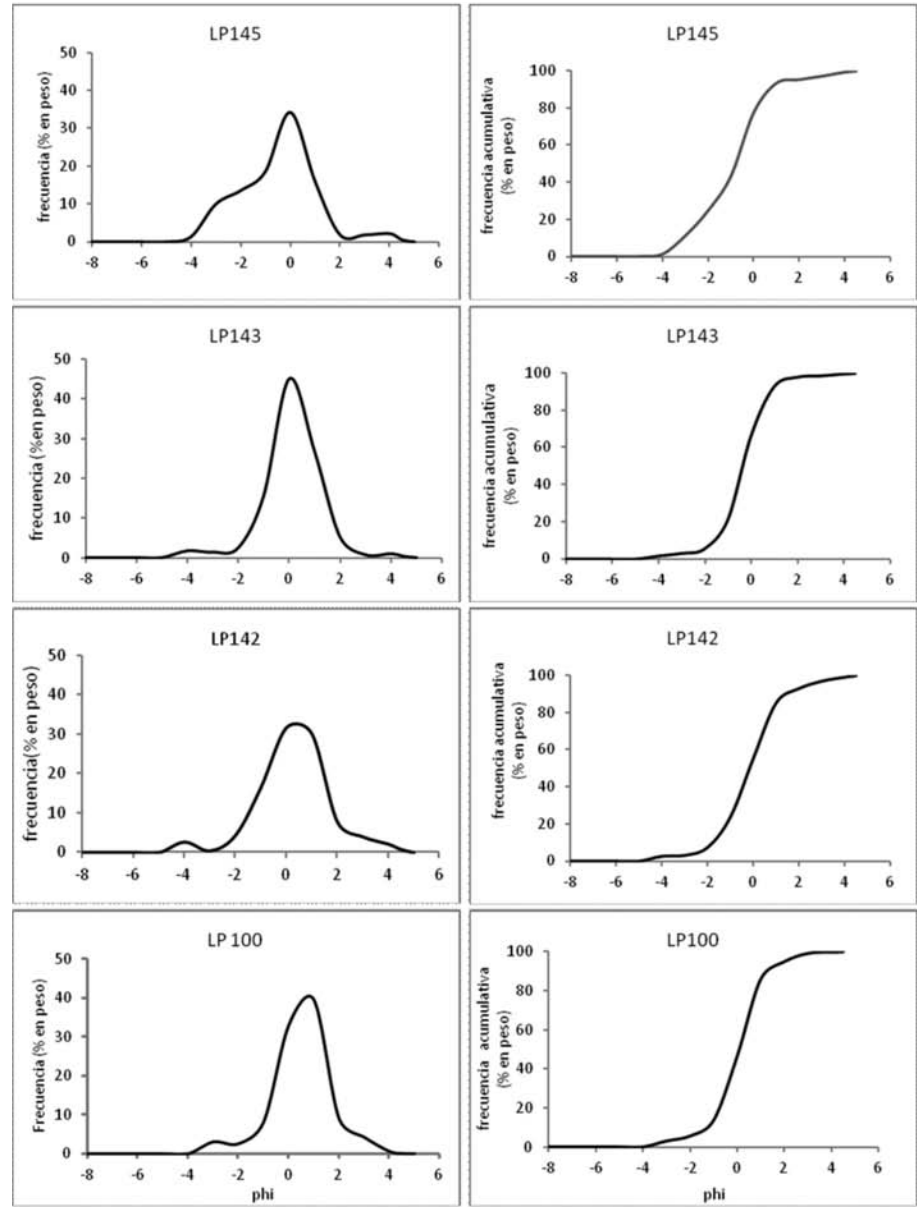


**Figura 9:** a1, b1, b2, c1, d1, e1 y f1): Fotos con lupa (escala gráfica indicada). a2-3, b3, c2-3, d2-3, e2-3) y f2-3) Imágenes MEB. a) Porción de escoria aplanada de alta vesiculación. b) Fragmentos juveniles vesiculados. c) y d) Vitroclastos con moderada a baja vesiculación. e) Vitroclastos de tipo *drop-like*. f) Clastos accesorios hidrotermalizados.

granulometría lapilli fino a ceniza gruesa/ media (dependiendo de la facies) y otro de tamaño excepcional representado por escorias altamente vesiculadas con tamaños de hasta 20 cm y dispersadas a más de 15 km del volcán con densidad menor a 0,49-0,89 g/cm<sup>3</sup>. Estas escorias muy vesiculadas tuvieron una gran dispersión longitudinal restringidas al eje de la pluma (dirección SE) y constituyeron un episodio aislado ocurrido en las primeras horas de iniciada la erupción. No obstante, la posición que ocupan estos fragmentos de escorias aplanadas altamente vesiculadas en el depósito de tefra es siempre por sobre el espesor de tefra de granulometría más fina, sin que se hayan detectado fragmentos de estas escorias apoyando directamente sobre el suelo o por debajo de los depósitos finos. Esto señala que su origen corresponde a un pulso explosivo posterior al inicial, que posiblemente produjo una columna de mayor altura, capaz de dispersar estas granulometrías gruesas a grandes distancias.

Durante las etapas iniciales, la columna eruptiva alcanzó una altura aproximada de 2.000 m sobre la boca eruptiva para luego ir decreciendo paulatinamente hasta el día 24 de diciembre (SERNAGEOMIN 2012: REAV 16, 17), manteniéndose con una columna de gases que varía entre 100 y 500 m de altura hasta el presente. Los momentos iniciales de la erupción fueron acompañados por una importante descarga de SO<sub>2</sub> a la atmósfera, especialmente en horas de la tarde del 22 de diciembre (Fig. 4a), evento que no se repitió durante los días subsiguientes.

Según reportes periodísticos y fotos (Fig. 1 y 3), la coloración de la columna varió de blanquecina a gris-parda a lo largo de la erupción. Estos cambios de coloración se interpretan como variaciones porcentuales entre los contenidos de sólidos y gases (principalmente vapor de agua), evidenciando el carácter pulsatorio que tuvo la erupción. Durante los trabajos de campo realizados en febrero y mayo del año 2013 pudo constatar que estas explosiones continuaban, aunque con mucha menor magnitud y en forma ocasional, evidenciando que la actividad explosiva persis-



**Figura 10:** Curvas de frecuencia granulométricas (% en peso vs. tamaño de partículas expresados en unidades Phi) y curvas acumulativas para muestras de tefra de la erupción de diciembre de 2012 colectadas a lo largo de una sección perpendicular al eje de la pluma.

te en el volcán hasta la fecha (SERNAGEOMIN 2012: REAV 7/5/2013). En función de las características reportadas, la explosividad del evento eruptivo no superó el VEI 2 y el volumen total de rocas volcánicas desalojadas (DRE) puede ser estimado en 5.000.000 m<sup>3</sup> (0,005 km<sup>3</sup>). El análisis de toda la información recolectada permitió concebir la evolución dinámica de la erupción en una fase de apertura de conducto y una fase posterior de conducto abierto. La fase inicial (aproximadamente 40 mi-

nutos) se caracterizó por una columna eruptiva de vapor debida a la despresurización súbita del sistema lo que en conjunto con el registro sísmico reportado por el SERNAGEOMIN (Fig. 2b), sugiere un rápido ascenso de magma hasta los niveles superficiales del edificio volcánico. La apertura de conducto estuvo acompañada por la formación de una columna eruptiva de color blanquecina de aproximadamente 2.000 m de altura sobre el cráter, acompañada de la emisión balística de bloques de roca de caja y escorias

altamente vesiculadas, marcando de esta manera el inicio de la fase eruptiva ss. Durante esta etapa se alcanzó la máxima altura de la columna con una prominente zona de chorro desde donde se dispersaron tefras de lapilli y ceniza gruesa caracterizados por las diferentes variedades de vitroclastos de origen hidromagmático: vitroclastos blocosos escasamente vesiculados, agregados globulares, *drop-like* y *moss-like* (Fig. 9c-e). Estas características sugieren una apertura del conducto dominada por una fragmentación hidromagmática superficial asociada al sistema hidrotermal del volcán. Una vez iniciada la fase de conducto abierto la columna eruptiva se tornó de color gris oscuro cambiando su estilo hacia una columna dominada por convección y fragmentación magmática arrojando balísticamente bloques y bombas preferentemente hacia el E de la boca eruptiva y la dispersión de los fragmentos aplanados y altamente vesiculados. Esta etapa se caracterizó por una actividad pulsatoria con tendencia decreciente. A las evidencias observadas en los cambios de la columna eruptiva, la variación en la morfología de los vitroclastos (ej. *foamy* o *pipe-like*) indicaría diferente tasa de exsolución de volátiles, la cual puede ser directamente correlacionada con la variación en la tasa eruptiva o con la dinámica dentro del conducto. En este marco, la variación de la presión interna del sistema magmático facilitó el ingreso del agua al sistema, ocasionando la actividad pulsatoria. De esta forma, esta etapa se caracterizó por la predominancia de un estilo eruptivo magmático estromboliano intercalado con episodios hidromagmáticos. La caracterización petrográfica y los análisis mediante MEB y DRX evidencian la ausencia de minerales hidratados en el material juvenil, sugiriendo la baja actividad (~ concentración) de volátiles en el magma (Best y Christiansen 2001). El registro sismológico y la abrupta aparición de una columna de vapor marcan un ascenso rápido del magma hasta las partes cuspidales del edificio volcánico. Durante el ascenso inicial, la existencia de un conducto cerrado dio lugar a que la fragmentación durante la etapa de apertura

del mismo se caracterice por vitroclastos blocosos, *drop-like* y *moss-like* resultado de la interacción agua-magma con escasa vesicularización, relacionados a una erupción hidromagmática gatillada por la interacción del sistema hidrotermal con la columna de magma en ascenso. Una vez abierto el sistema, la descompresión condujo a la predominancia de una fragmentación magmática. Dos son los procesos que pueden haber gobernado esta etapa, a) una elevada velocidad de ascenso magmático que favoreció la nucleación (por sobre la coalescencia) de burbujas y la exsolución de los volátiles en los estadios previos a la fragmentación (Schmincke 2004), constituyendo un factor determinante para que magmas subsaturados en volátiles alcancen la sobresaturación en burbujas pequeñas de manera isotrópica, determinando una erupción con una columna sostenida; b) una vez abierto el conducto a presión atmosférica, es esperable que el nivel de fragmentación magmático haya descendido dentro del conducto ocasionando cambios en la dinámica eruptiva producto de la fluctuación de los niveles de fragmentación magmático e hidromagmático. Esta característica pulsatoria entre eventos hidromagmático-magmático con oscilaciones en la profundidad del nivel de fragmentación podría caracterizar la actividad del volcán en erupciones pasadas. Estudios posteriores sobre productos de erupciones históricas recientes podrían arrojar luz sobre ésta hipótesis.

#### AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se realizó en el marco del convenio CONICET-Legislatura del Neuquén "Análisis de la susceptibilidad eruptiva de los volcanes neuquinos", del PICT Raíces 265 y del SECyT 2012-2013 resol #360. Se agradece especialmente el trabajo de revisión de los Dres. Mariano Augusto y Patricia Sruga quienes colaboraron en la mejora sustancial del manuscrito original. A los editores de la revista, Dres. Pablo Pazos y Vanesa D. Litvak por todas las sugerencias que mejoraron la calidad del manuscrito.

#### TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Agusto, M., Caselli, A., Tassi, F., Dos Santos Afonso, 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., 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). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 257: 44-56.
- Best, M.G. y Christiansen, E.H. 2001. *Igneous Petrology*. Blackwell Science Inc., 460 p., Oxford.
- Büttner, R., Dellino, P., La Volpe, L., Lorenz, V. and Zimanowski, B. 2002. Thermohydraulic explosions in phreatomagmatic eruptions as evidenced by the comparison between pyroclasts and products from Molten Fuel Coolant Interaction experiments. *Journal of Geophysical Research* 107: 1-14.
- Cembrano, J. y Lara, L., 2009. The link between volcanism and tectonics in the southern volcanic zone of the Chilean Andes: A review. *Tectonophysics* 471: 96-113.
- Dellino, P. y De Rosa, R. 2003. Caratteri morfoscopici dei clasti, metodi di Studio e loro significato. En: *Processi di frammentazione, trasporto e deposizione delle eruzioni esplosive: aspetti teorici, metodologici e tecniche di indagine*. Gruppo Italiano di Vulcanologia (INCV-GNV), (inédito), 119 p., Roma.
- Delpino, D. y Bermúdez, A., 1993. La actividad del Volcán Copahue durante 1992. Erupción con emisiones de azufre piroclástico, Provincia del Neuquén, Argentina: 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 4: 292-301.
- Dingwell, D.B., 1998. Modelling Physical Processes of Explosive Volcanic Eruptions. En: Freund, A., Rosi, M. (Eds.), *From Magma to Tephra: Developments in Volcanology*. Elsevier, Amsterdam: 1-24.
- Fazio, A.M., Agusto, M., Farías, S.S. y Caselli, A.T. 2008. Evaluación de posibles fases minerales en equilibrio en el sistema volcánico Copahue (Neuquén) y su vinculación con pa-

- rámetros químicos. 17º Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 1343-1344.
- Gonzalez Diaz, E. 2005. Geomorfología de la región del volcán Copahue y sus adyacencias (centro-oeste del Neuquén). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 60: 72-87.
- Hedenquist, J. W., Arribas, A. y Gonzalez-Urrien, E. 2000. Exploration for Epithermal Gold Deposits. In Hagemann, S.G. y Brown, P.E. (eds.), *Reviews in Economic Geology Number 13: Gold*. Society of Economic Geologists 13: 245-277.
- Heiken, G.H. 1974. An atlas of volcanic ash. *Smithsonian Earth Science Contributions*, 12: 1-101.
- Ibañez, J.M., del Pozo, E., Bengoa, C., Caselli, A., Baldi, G., Almendros, J. 2008. Volcanic tremor and local earthquakes at Copahue volcanic complex, Southern Andes, Argentina. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 174: 284-294.
- JICA -EPEN 1992. The feasibility study on the Northern Neuquén Geothermal Development Project. Ente Provincial de Energía de la Provincia del Neuquén. 89 p. Neuquén, (inédito), 444 p., Neuquén.
- Linares, E., Ostera, H.A. y Mas, L.C. 1999. Cronología K-Ar del Complejo Efusivo Copahue-Caviahue, Provincia del Neuquén. *Rev. Asociación Geológica Argentina* 54: 240-247.
- 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: 279-292.
- Németh, K. y Ulrike, M. 2007. Practical Volcanology. Lecture notes for understanding volcanic rocks from field-based studies. *Occasional Papers of the Geological Institute of Hungary* 27, 221 p., Budapest.
- Panarello, H.O. 2002. Características isotópicas y termodinámicas de reservorio del campo geotérmico Copahue-Caviahue, provincia del Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 57: 182-194.
- Pesce, A. 1989. Evolución volcano-tectónica del complejo efusivo Copahue-Caviahue y su modelo geotérmico preliminar. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 44: 307-327.
- Polanco, E. 2003. Evolución del volcán Copahue (37° 45 S) Andes del Sur. Tesis de Maestría, Univ. Autónoma de México, (inédito), 103 p., México.
- Schmincke, H.U. 2004. Volcanism. En: (Schmincke ed.), *Volcanism*, Ed. Springer, 324 p., Heidelberg.
- Sernageomin 2012. Reportes Especiales de actividad volcánica (REAV 16, 18, 20, 21, 22, 23, 24, 25, 62). (<http://www.sernageomin.cl/volcan.php?pagina=1&Id=54>), Santiago.
- Simmons, S., White, N.C. y John, D.A. 2005. Geological Characteristics of Epithermal Precious and Base Metal Deposits. En: (Simmons ed.), *Economic Geology, 100th Anniversary Volume*, Society of Economic Geologists: 485-522.
- Varekamp, J.C., Ouimette, A., Hermán, S., Bermúdez, A. y Delpino, D. 2001. Hydrothermal element fluxes from Copahue, Argentina: A "beehive" volcano in turmoil. *Geology* 29: 1059-1062.
- Vélez, 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: 117-126.
- Wholetz, K. 1993. Hidrovolcanismo. En: Martí, J. y Araña, V. (eds.), *La Volcanología Actual*, Consejo Superior de Investigaciones Científicas: 99-195, Madrid.
- Wholetz, K. y Krinsley, D.H. 1978. Scanning electron microscopy of basaltic hydromagmatic ash. Los Alamos National Laboratory Report, LA-UR 82-1433 (inédito), 27 p., Nuevo México.

Recibido: 14 de agosto, 2013

Aceptado: 17 de noviembre, 2013