



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

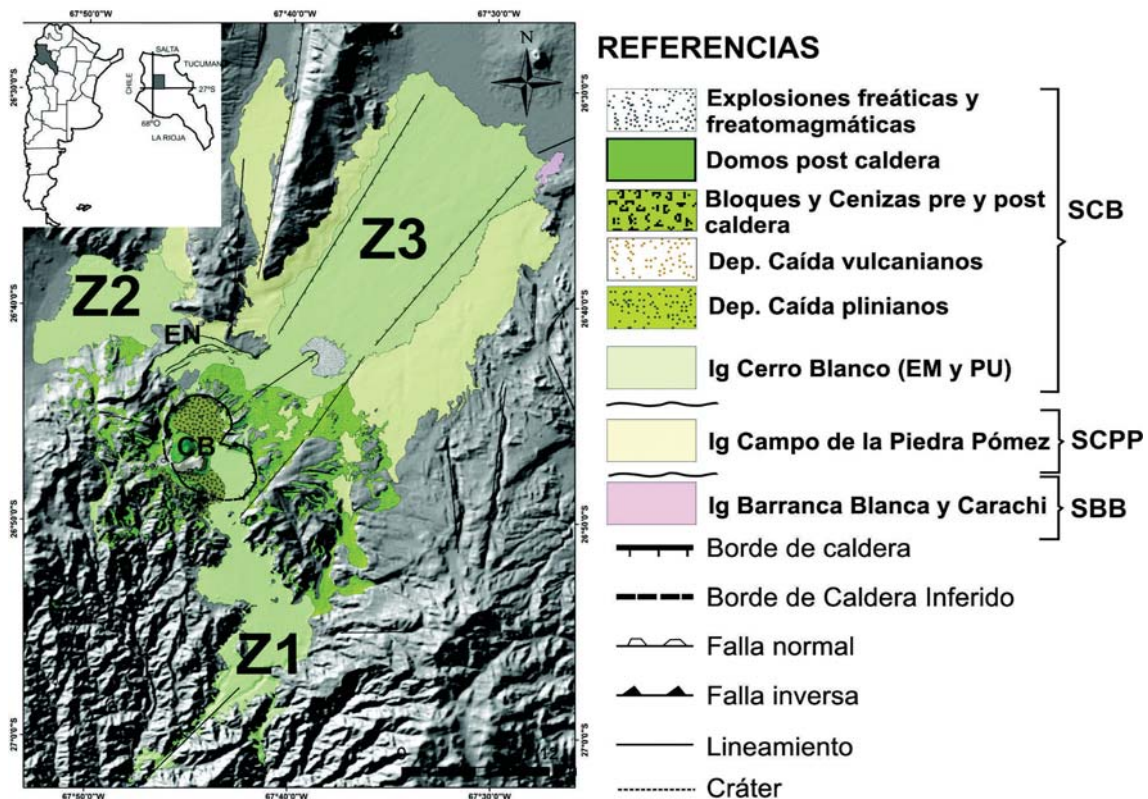


Figura 1. Mapa geológico del Complejo Volcánico Cerro Blanco. CB: Caldera del Cerro Blanco. EN: Escarpa el Niño.

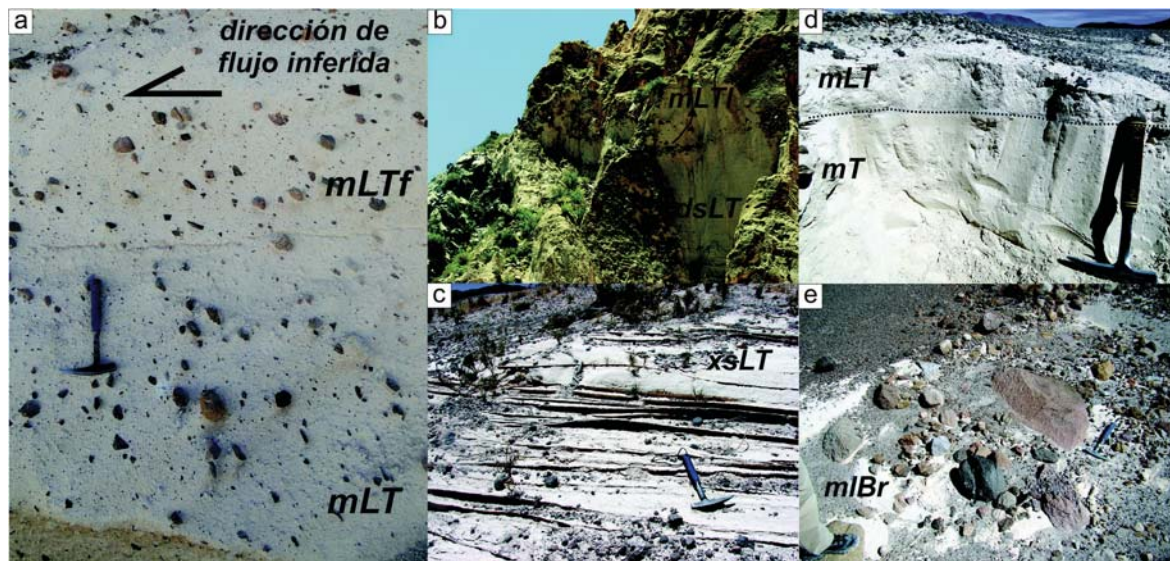


Figura 2. Afloramientos de la ICB donde se observan las diferentes litofacies descritas en el texto.

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 *pipas* 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

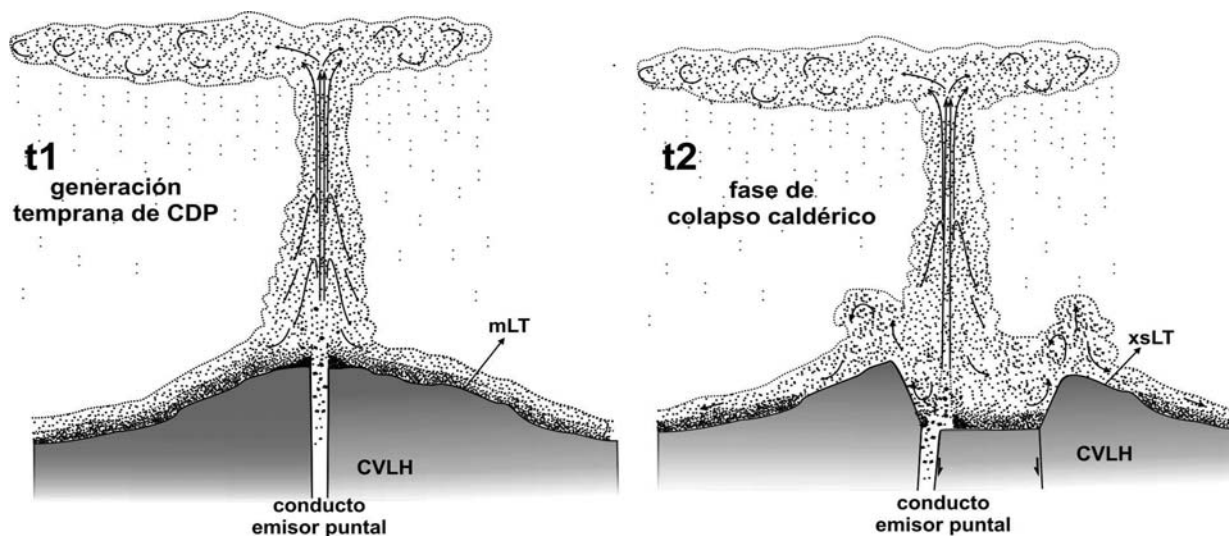


Figura3. Modelo conceptual donde se muestra el estilo eruptivo al cuál se asocia la ICB.

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.