

MECANISMOS DE EMPLAZAMIENTO Y DESTRUCCIÓN DE LOS DOMOS LÁVICOS ASOCIADOS A LA CALDERA DEL CERRO BLANCO, PUNA AUSTRAL

Walter BAEZ¹, Agostina CHIODI¹, Emilce BUSTOS¹, Marcelo ARNOSIO¹, José Germán VIRAMONTE¹, Guido GIORDANO² y Blanca ALFARO ORTEGA¹

¹ Unidad de Recursos Geológico y Geotérmicos, INENCO (Universidad Nacional de Salta - CONICET), Salta. E-mail: focobaez@hotmail.com

² Dipartimento di Scienze Geologiche, Università Degli Studi Roma Tre, Roma, Italia.

RESUMEN

En la Puna Austral se desarrolló durante el Cuaternario un importante sistema de calderas de colapso con depósitos piroclásticos y lavas de composiciones ácidas asociados: El Complejo Volcánico Cerro Blanco. Como parte de su actividad más reciente se destaca la erupción que dio lugar a la caldera del cerro Blanco, a la cual se asocia una serie de domos lávicos cuya buena exposición permite abordar el estudio de los mecanismos de emplazamiento y destrucción de domos de composiciones ácidas. Este trabajo presenta una descripción de la distribución espacial, morfología y características litofaciales de los domos del Complejo Volcánico Cerro Blanco, incluyendo los depósitos piroclásticos asociados a los mismos. Los datos obtenidos permiten inferir que el emplazamiento de los domos se produjo de manera endógena y exógena en función de las variaciones en las tasas de ascenso y efusión del magma, así como en relación con el volumen y duración del emplazamiento de cada cuerpo dómico. La destrucción de los domos fue explosiva (erupciones vulcanianas) y no explosiva (colapsos gravitacionales). Ambas situaciones se vieron favorecidas por tasas de ascenso y efusión globales relativamente bajas. La destrucción gravitacional de los domos se relacionó fundamentalmente a la ocurrencia de morfologías inestables con un importante desarrollo vertical. Las erupciones vulcanianas ocurrieron como resultado de dos mecanismos principales: la sobrepresurización del magma dentro del conducto y la interacción con agua externa. Además ocurrieron explosiones freáticas menores responsables de destruir parcialmente algunos de los cuerpos dómicos.

Palabras clave: *Lavas riolíticas, volcanismo efusivo, crecimiento endógeno y exógeno, flujos de bloques y ceniza, erupciones vulcanianas.*

ABSTRACT

Mechanisms of emplacement and destruction of lava domes related to the Cerro Blanco Caldera, southern Puna

An important quaternary collapse caldera system associated with acid pyroclastic deposits and lavas was developed in the Southern Puna: Cerro Blanco Volcanic Complex. The most important recent activity was the caldera forming Cerro Blanco eruption which has a series of lava domes related. The good exposure of these domes provides the opportunity to study the mechanisms of growth and destruction of silicic lava domes. This paper presents a description of the spatial distribution, morphology and lithofacial characteristics of the lava domes related to the Cerro Blanco Volcanic Complex, including the associated pyroclastic deposits. The data obtained suggest that the growth of the domes was both endogenous and exogenous in response to variations in ascent and effusion rate, as well as in function of volume and span of growth of each dome. The destruction of the lava domes was explosive (vulcanian eruptions) and non-explosive (gravitational collapses). Both situations were favored by slow ascent and effusion rate. The gravitational destruction of the domes occurs as a result of the instability of domes with large vertical development. The vulcanian eruptions occur as a result of two main processes: magma pressurization into the conduit and external water input. Also minor phreatic explosions destroyed partially some of the domes.

Keywords: *Rhyolitic lavas, effusive volcanism, endogenous and exogenous growth, block and ash flows, vulcanian eruptions.*

INTRODUCCIÓN

En los últimos años los estudios enfocados en los mecanismos de emplazamiento y destrucción de domos silíceos han cobrado gran importancia debido al potencial riesgo

asociado a este tipo de volcanismo. Si bien la emisión de lavas ácidas en forma efusiva no implica un alto grado de peligrosidad, el colapso gravitacional de domos con generación de corrientes de densidad piroclásticas y la ocurrencia de explosiones vulcanianas

intempestivas sí representan fenómenos relevantes a la hora de evaluar la peligrosidad y riesgo en áreas volcánicas (*e.g.* volcanes Merapi y Sinabung en Indonesia, Unzen en Japón, Soufriere Hills en la isla de Montserrat, Colima en México, monte Santa

Helena en Estados Unidos). Los diferentes mecanismos de crecimiento y destrucción de domos silíceos son el resultado de una compleja interacción de factores internos y externos (Nakada *et al.* 1995, Watts *et al.* 2002, Druitt *et al.* 2002, Kaneko *et al.* 2002, Lyman *et al.* 2004, Hale y Wadge 2008). Los primeros incluyen variaciones en las tasas de ascenso, cristalización de microlitos y desgasificación, los cuales a su vez controlan la reología del magma en ascenso. Los factores externos incluyen la interacción con agua meteórica y las características de la topografía sobre la que se emplazan los cuerpos dómicos. Estas variaciones quedan registradas en la morfología de los domos (*e.g.* Lyman *et al.* 2004) así como en las estructuras y texturas que se desarrollan en su interior (*e.g.* Bonnichsen y Kauffman 1987). Por otro lado, las características litofaciales de los depósitos piroclásticos asociados al emplazamiento de domos brindan información relevante para la interpretación de los mecanismos de destrucción de los mismos (*e.g.* Heiken y Wohletz 1987). Dentro del ámbito de la Puna Austral se desarrolló durante el Cuaternario un importante volcanismo de composición riolítica cuyo mayor exponente es el Complejo Volcánico Cerro Blanco. El Complejo Volcánico Cerro Blanco es un sistema de calderas anidadas con abundantes depósitos piroclásticos asociados (Seggiaro *et al.* 2000, Viramonte *et al.* 2004, 2008, Arnosio *et al.* 2005, 2008, Montero López *et al.* 2010a, Báez *et al.* 2015). Además de la actividad piroclástica, dentro del Complejo Volcánico Cerro Blanco se reconoce una actividad volcánica efusiva representada por numerosos domos lávicos. La buena preservación y exposición de algunos de los domos asociados al Complejo Volcánico Cerro Blanco permiten abordar el estudio de los mecanismos de emplazamiento y destrucción de domos de composiciones ácidas. En este sentido este trabajo presenta una descripción de la distribución espacial y morfología de los cuerpos dómicos asociados al Complejo Volcánico Cerro Blanco. Por otro lado, se presenta un análisis litofacial de cada uno de ellos, así como de los depósitos piroclásticos asociados a los mismos. A partir de esta información, esencialmente de campo, se discuten desde un punto de vista cualitativo (modelo conceptual) los diferentes procesos que operaron durante el emplazamiento y

destrucción parcial de los domos asociados al Complejo Volcánico Cerro Blanco.

MARCO GEOLÓGICO

Durante el Cuaternario el volcanismo de retroarco dentro del ámbito de la Puna Austral (Alonso *et al.* 1984) fue de tipo bimodal (*e.g.* Petrinovic *et al.* 2006) con un miembro básico (andesitas basálticas) representado por numerosos conos de escoria, flujos de lavas y mares agrupados en pequeños campos volcánicos y un miembro ácido (riolita-

tas) representado por domos, pequeños centros volcánicos freatomagmáticos y calderas de colapso (Kay y Coira 2009, Guzmán *et al.* 2014), incluido el Complejo Volcánico Cerro Blanco. El Complejo Volcánico Cerro Blanco se localiza en el extremo sur de la Puna (provincia de Catamarca, Fig. 1) y fue definido como un sistema de calderas anidadas con domos y depósitos piroclásticos asociados (Seggiaro *et al.* 2000, Viramonte *et al.* 2004, Arnosio *et al.* 2005). Todos los productos emitidos tienen composición ácida (riolitas/riodacitas) y edades que van

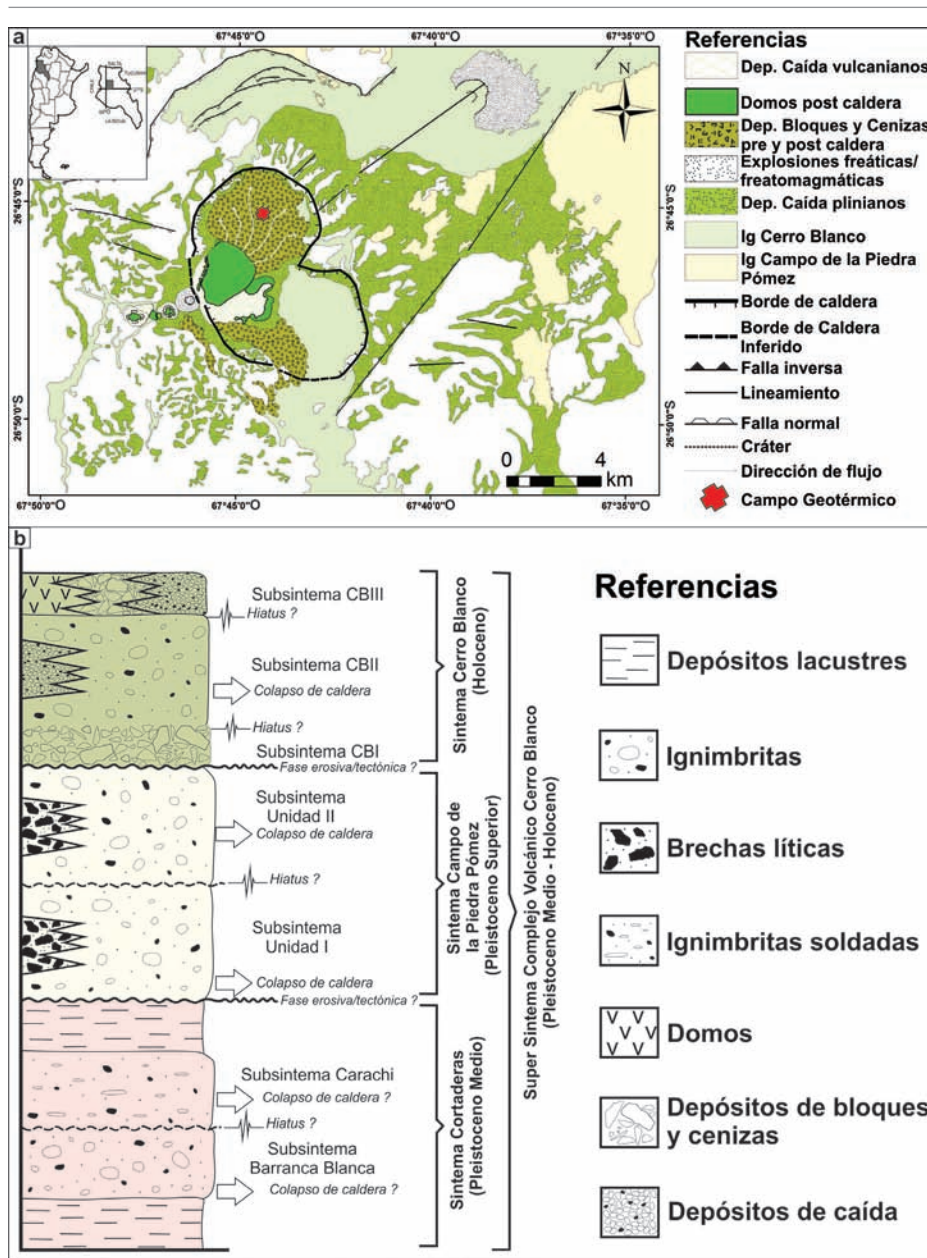


Figura 1: Mapa geológico del área de la Caldera del Cerro Blanco y columna estratigráfica esquemática del Complejo Volcánico Cerro Blanco.

desde el Pleistoceno medio al Holoceno (Viramonte *et al.* 2008, Arnosio *et al.* 2008, Montero López *et al.* 2010a). El Complejo Volcánico Cerro Blanco tiene asociado una serie de manifestaciones hidrotermales superficiales que reflejan la presencia de un importante sistema geotermal en profundidad (Chiodi 2015) y además registra una subsidencia cuya velocidad promedio varió desde 2,6 cm/año a 0,87 cm/año en los últimos 20 años (Pritchard y Simmons 2002, 2004, Brunori *et al.* 2013, Henderson y Pritchard 2013). El Complejo Volcánico Cerro Blanco se desarrolló sobre un basamento complejo que comprende rocas metamórficas del Precámbrico - Paleozoico superior, secuencias volcano-sedimentarias del Ordovícico, depósitos continentales del Paleozoico superior y depósitos que rellenaron la cuenca de antepaís durante el Paleógeno (Seggiaro *et al.* 2000). Además el Complejo Volcánico Cerro Blanco sobreyace a un importante volcanismo mioceno representado por los productos de numerosos estratovolcanes de composiciones andesíticas - dacíticas que conforman la cordillera de San Buenaventura (Seggiaro *et al.* 2000, Montero López *et al.* 2010b, Bustos *et al.* 2015). Recientemente la estratigrafía interna del Complejo Volcánico Cerro Blanco ha sido redefinida mediante la aplicación de la estratigrafía secuencial (Báez *et al.* 2015), identificando unidades separadas por discontinuidades estratigráficas significativas asociadas a periodos de no volcanismo, erosión y/o deformación (UBSU, *Unconformity Bounded Stratigraphic Unit*, Chang 1975, Salvador 1987). Siguiendo este criterio la estratigrafía del Complejo Volcánico Cerro Blanco se divide en tres sistemas principales (Fig. 1): i) Sistema Cortaderas (Pleistoceno medio), representado por las ignimbritas riódacíticas Barranca Blanca y Carachi, las cuales no han sido asociadas a ninguna estructura volcánica en particular. ii) Sistema Campo de la Piedra Pómez (Pleistoceno superior), representado por la ignimbrita riolítica homónima. Respecto a la estructura volcánica que generó esta unidad fueron propuestos dos modelos alternativos, una caldera de tipo *trap-door* o una depresión volcánotectónica. iii) El Sistema Cerro Blanco (Holoceno), representado por depósitos piroclásticos y lávicos de composición riolítica, los que incluyen el material emitido durante la erupción del 4200 AP

que dio lugar a la caldera del cerro Blanco (ignimbrita Cerro Blanco y depósitos de caída plinianos asociados) y que constituye uno de los más grandes eventos volcánicos holocenos en los Andes Centrales (Fernández Turiel *et al.* 2015, Báez *et al.* 2015). Dentro del Sistema Cerro Blanco se reconocen numerosos cráteres de explosiones freáticas/freatomagmáticas y una actividad dómica pre y post caldera del cerro Blanco la cual constituye el objeto de estudio de la presente contribución.

DISTRIBUCIÓN ESPACIAL Y ORDENAMIENTO ESTRATIGRÁFICO

Dentro del Complejo Volcánico Cerro Blanco se reconocen 7 cuerpos dómicos con diferentes grados de preservación (Fig. 2). Todos ellos se concentran en el extremo oeste de la caldera y se encuentran alineados según una dirección preferencial N 60° y no a lo largo de las fallas anulares generadas durante el colapso caldérico (Fig. 1). Esta distribución espacial sugiere un posible control estructural regional en el emplazamiento de los domos del Complejo Volcánico Cerro Blanco (Arnosio *et al.* 2008, Montero López *et al.* 2010a). Asociados a la actividad esencialmente efusiva, representada por los domos lávicos, se reconocieron además depósitos piroclásticos de caída proximales los cuales constituyen conos piroclásticos que rodean algunos de los cuerpos dómicos (Fig. 2) y en algunos casos puntuales se distribuyen hasta 3 km desde el centro emisor (Fig. 2d). Como parte de la actividad dómica asociada a la caldera del Cerro Blanco también se identificaron depósitos de flujos de bloques y ceniza, los cuales rellenan parcialmente el piso de la caldera (Fig. 2c). Los mismos fueron cartografiados en el borde norte de la caldera y fuera de la misma hacia el SO (Fig. 1 y 2c).

El ordenamiento estratigráfico de los domos del Complejo Volcánico Cerro Blanco resulta complejo debido a que no existen edades absolutas y las relaciones estratigráficas son escasas. Sin embargo, fue posible ordenarlos estratigráficamente respecto al colapso de la caldera del cerro Blanco. La actividad dómica pre caldera cerro Blanco está representada indirectamente por depósitos de bloques y ceniza que afloran en las paredes de la caldera y claramente anteceden

a la formación de la misma (Fig. 2c). La actividad post caldera Cerro Blanco está constituida por una serie de domos sobrepuestos ubicados en el sector oeste de la caldera (domos 1-4) (Fig. 2a,c). Las relaciones estratigráficas entre los domos 1, 2 y 3 no son claras y no es posible determinar su orden cronológico. Por otro lado, el domo 4 corta estratigráficamente a los tres domos mencionados anteriormente (Fig. 2a) por lo que se interpreta que representa el cuerpo más joven en este sector. Fuera de la caldera en dirección SO se emplazan otros tres domos (domos 5-7, Fig. 2a,b) que cortan estratigráficamente la ignimbrita Cerro Blanco por lo que son interpretados como parte de la actividad post caldérica. Las relaciones temporales entre estos tres domos (domos 5-7) respecto a los domos ubicados en el borde occidental de la caldera (domos 1-4) no pudieron ser definidas.

ANÁLISIS LITOFACIAL

En este apartado se describen las diferentes litofacies identificadas durante las tareas de campo dentro de los domos. Las litofacies fueron definidas en base a su composición, texturas, estructura interna, grado de vesicularidad, grado de fragmentación, color, etc. Todos los domos, así como los productos piroclásticos asociados, muestran una gran homogeneidad geoquímica y petrográfica (Arnosio *et al.* 2005, 2008, Montero López *et al.* 2010a). Se trata de riolitas calcoalcalinas de alta sílice (73-76,5 %), alto Rb (> 300 ppm) y bajo Sr (< 100 ppm) con relaciones isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0,7068 (Arnosio *et al.*, 2008, Montero López *et al.* 2010a). En secciones delgadas presentan una textura hialocristalina porfídica con fenocristales (~ 15-20 %) principalmente de sanidina, plagioclasa y cuarzo, y en menor proporción de biotita, en una matriz vítrea. Las variaciones texturales más significativas se dan en la matriz donde se reconocen diferentes grados de vesiculación y de cristalización de microlitos (Fig. 3). En particular el domo 3 se caracteriza por el bajo porcentaje de microlitos en comparación con el resto de los domos (Fig. 3).

Facies de lavas coherentes no vesiculadas (Rcnv)

Descripción: Se trata de lavas riolíticas, coherentes, vítreas, de colores oscuros (Fig.

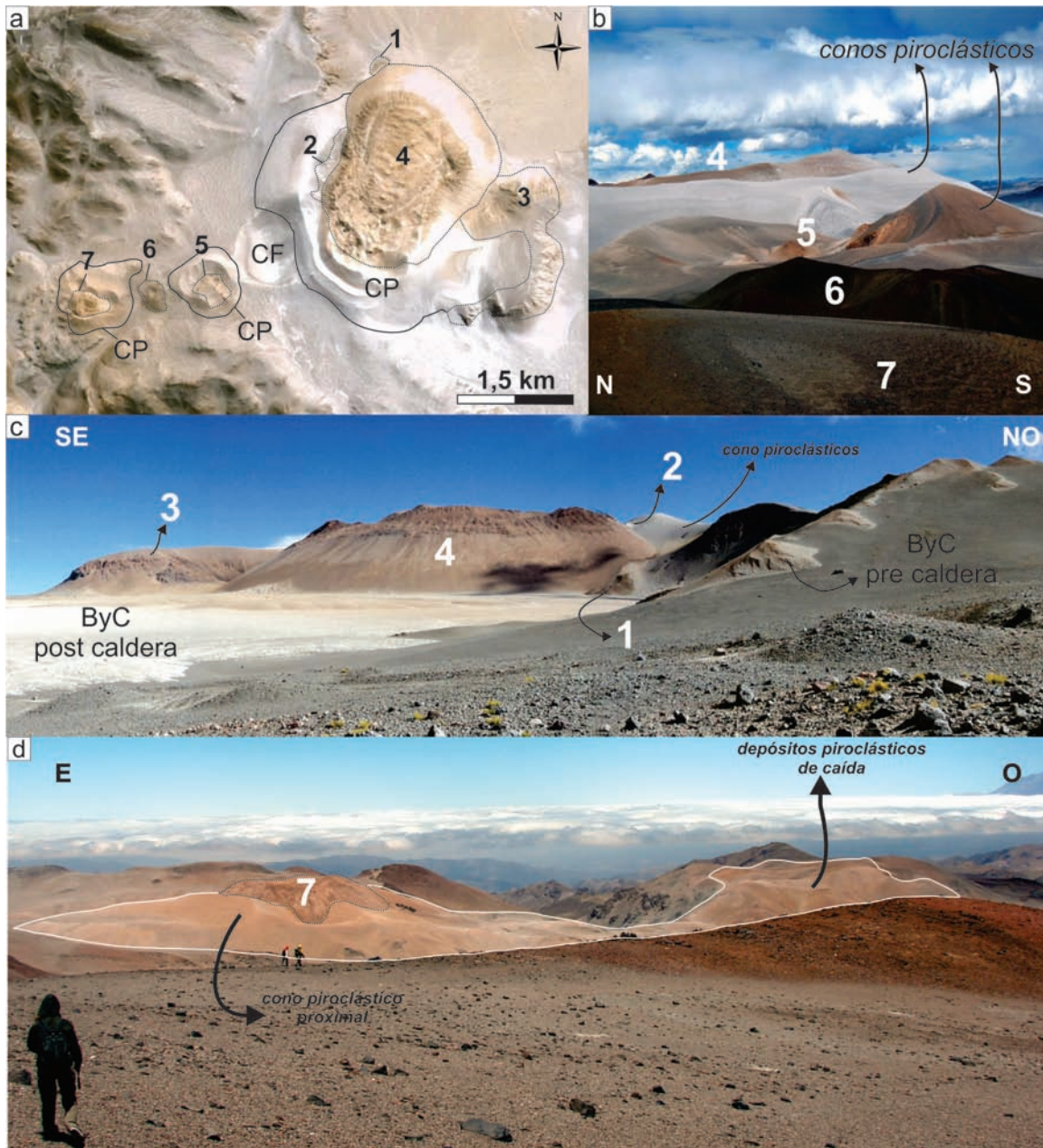


Figura 2: a) Imagen Google Earth donde se observa la distribución espacial de los cuerpos dómicos asociados al Sistema Cerro Blanco. CF: cráter freático. CP: cono piroclástico; b) Vista panorámica de los domos 4, 5, 6 y 7; c) Vista panorámica de la Caldera del Cerro Blanco donde se observan los domos 1, 2, 3 y 4. B y C: depósitos de bloques y cenizas; d) Vista panorámica del domo 7 y los depósitos de caída vulcanianos asociados.

4a) y con escasos fenocristales de cuarzo, feldespato y biotita. Esta facies se caracteriza por el desarrollo de disyunción columnar subvertical y por presentar en la matriz agregados microcristalinos generados por desvitrificación (Fig. 3c,d).

Interpretación: La presencia de disyunción columnar y texturas de desvitrificación indican sectores del domo sometidos a una considerable carga litostática, los que conservaron la temperatura durante un tiempo prolongado luego de su emplazamiento. La ausencia de vesículas también es consistente con zonas sometidas a carga litostática im-

pidiendo la exsolución de los volátiles (e.g. Fink y Manley 1987).

Facies de lavas coherentes vesiculadas (Rcv)

Descripción: Son lavas riolíticas, coherentes, vítreas y con diferentes grados de vesiculación. En general tienen colores claros con escasos fenocristales de cuarzo, feldespato y mica. La vesiculación varía de zonas con vesículas elongadas, fibrosas y de pequeño tamaño (<0,5 cm) a zonas dominadas por vesículas subredondeadas de tamaños mayores (>2 cm) (Fig. 4b).

Interpretación: Se interpretan como sectores del domo sometidos a menor carga litostática que la facies Rcnv permitiendo la exsolución de los volátiles y por consiguiente la vesiculación (e.g. Fink y Manley 1987). La presencia de vesículas con diferentes morfologías indican múltiples estadios de vesiculación durante el ascenso del magma y emplazamiento del domo (e.g. Stevenson *et al.* 1994).

Facies de lavas coherentes foliadas (Rcf)

Descripción: Son lavas riolíticas, coherentes, vítreas, con desarrollo de foliación interna

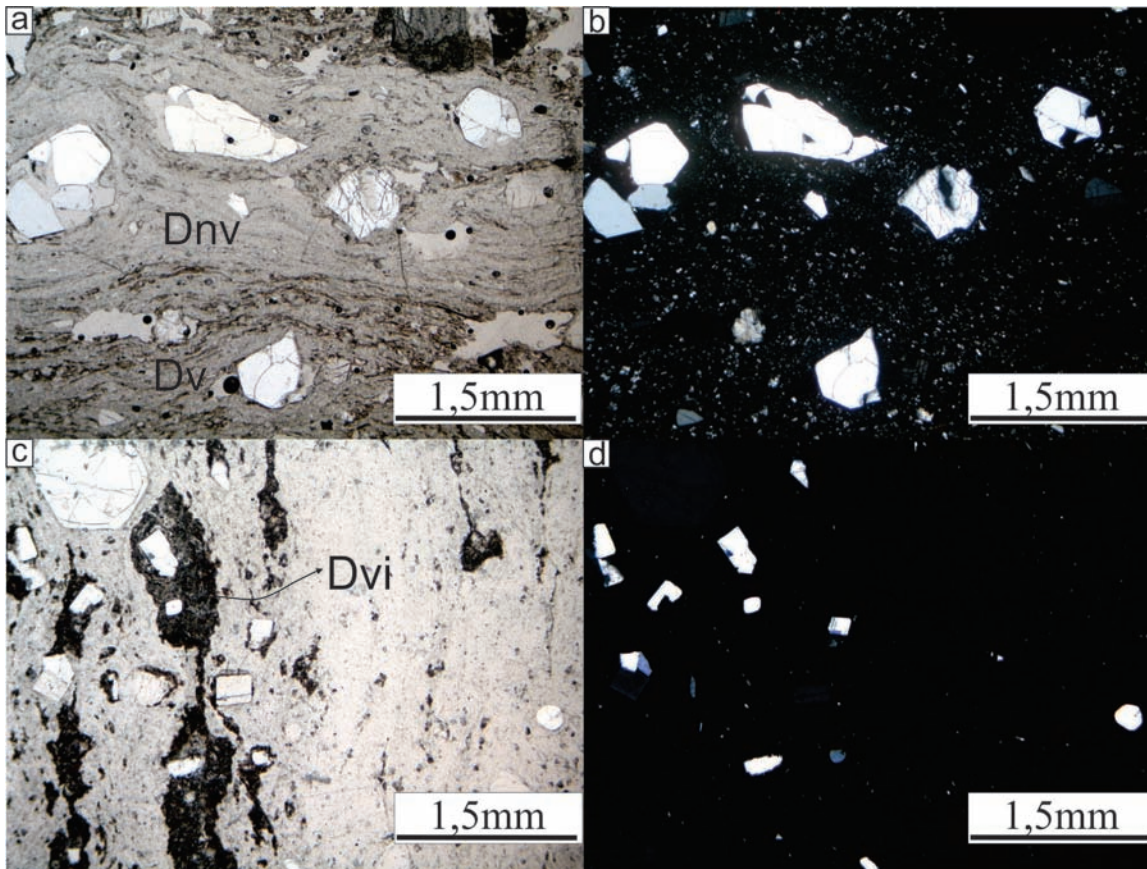


Figura 3: Características petrográficas de la facies Rcf. Dnv: dominio no vesiculado. Dv: dominio vesiculado. Dvi: agregados microcristalinos generados por desvitrificación. a- b) Sección delgada de una muestra representativa del domo 4. Nícoles paralelos y cruzados respectivamente. Nótese la abundancia de microlitos en la matriz; c-d) Sección delgada de una muestra representativa del domo 3. Nícoles paralelos y cruzados respectivamente. Nótese el escaso porcentaje de microlitos en la matriz.

(Fig. 4c, d y e). La foliación está definida principalmente por variaciones en el grado de vesiculación o por el desarrollo de bandas con texturas de desvitrificación (Fig. 3). En algunos sectores se observan pliegues de flujo de grandes dimensiones (~4-6 m de amplitud; Fig. 4c). La facies Rcf se desarrolla tanto en sectores poco vesiculados como en sectores muy vesiculados dentro de los domos (Fig. 4d, e).

Interpretación: La foliación interna y desarrollo de pliegues dentro de estas facies se interpretan como estructuras generadas por el movimiento interno del domo durante su emplazamiento bajo un régimen de deformación dúctil (e.g. Bonnichsen y Kauffman 1987, Fink y Manley 1987).

Facies de lavas brechadas (Rbr)

Descripción: Son lavas riolíticas, vítreas, fragmentadas y con texturas brechosas. La facies Rbr se desarrolla tanto en sectores poco vesiculados como en sectores muy vesiculados dentro de los domos (Fig. 5). En los sectores poco vesiculados la facies Rbr está parcialmente soldada y carece de matriz fina (Fig. 5a). En contraste, en los sectores

muy vesiculados la facies Rbr no está soldada y tiene abundante matriz fina derivada de la trituración de los fragmentos mayores (Fig. 5b). El desarrollo de la facies Rbr ocurre en fajas localizadas de espesores que varían desde ~20 cm a ~25 m (Fig. 5). En algunos sectores los pliegues formados por deformación dúctil son posteriormente deformados en forma frágil dando lugar a texturas brechadas (Fig. 6).

Interpretación: La facies Rbr se interpreta como resultado del autobrechamiento de las lavas riolíticas coherentes. El desarrollo de esta facies en fajas discretas se interpreta como resultado de zonas localizadas con máximo desarrollo de esfuerzo de cizalla dentro de los cuerpos dómicos (e.g. Bonnichsen y Kauffman 1987, Bernstein *et al.* 2013). El pasaje desde deformación dúctil a deformación frágil (Fig. 6) puede ser resultado de un aumento de la tasa de deformación y/o por el enfriamiento en el frente del domo durante el emplazamiento (e.g. Bonnichsen y Kauffman 1987).

Facies de lavas en bloques (Rblo)

Descripción: Son lavas riolíticas con mor-

fologías en bloques, formadas por bloques angulosos de gran tamaño (~0,50 - 1 m) sin matriz fina. El desarrollo de esta facies ocurre en la parte superior de los domos (Fig. 7a,b). **Interpretación:** Estas facies se forman en respuesta al comportamiento frágil de la parte superior del domo en contacto con la atmósfera durante su emplazamiento (Cas y Wright 1987, Fink y Manley 1987).

Facies de depósitos de bloques y ceniza (ByC)

Descripción: Son depósitos piroclásticos monomícticos con gradación inversa y formados por bloques angulosos inmersos en una matriz fina (Fig. 7c). En la figura 7d se observan morfologías de lóbulos con desarrollo de albardones laterales en la superficie del depósito. Los bloques son de riolitas vesiculadas de igual composición que los domos post caldera.

Interpretación: Estos depósitos son interpretados como depositación a partir de flujos granulares generados por colapso gravitacional/explosivo de domos (flujo de bloques y ceniza *sensu* Cas y Wright 1987). La buena preservación de la morfología superficial



Figura 4: a) Características macroscópicas de las facies Rcnv y Rbr; b) Características macroscópicas de la facies Rcv; c) Pliegue de flujo desarrollado en las facies Rcf; d) Facies Rcf asociada a zonas con escasa vesiculación; e) Facies Rcf asociada a zonas muy vesiculadas.

(lóbulos y albardones) de los depósitos de bloques y ceniza que rellenan la caldera permite reconstruir el área de procedencia de estos flujos (Fig. 2).

Facies de depósitos de bloques y lapilli (Byl)

Descripción: Se trata de depósitos mal seleccionados, sin estructuración interna, de granulometría tamaño bloque/lapilli sin matriz fina. Estos depósitos están formados por fragmentos juveniles con grados variables de vesiculación, en muchos casos

con desarrollo de texturas superficiales en corteza de pan, y fragmentos líticos (Fig. 8). Los depósitos de la facies Byl forman conos piroclásticos asociados a los domos 2, 5 y 7. Desde un punto de vista textural los fragmentos juveniles varían desde bloques de lavas densas, pasando por lavas vesiculadas hasta fragmentos pumíceos muy vesiculados, siendo estos últimos muy escasos (< 5%). Los fragmentos juveniles de lavas densas y lavas vesiculadas tienen características macroscópicas similares a las de los domos a los que se asocian. Los fragmentos

con textura en corteza de pan tienen bordes densos y núcleos vesiculados, y los patrones de fracturamiento presentan morfologías variadas (Fig. 8b,c). Dentro de estas facies los fragmentos líticos tienen proporciones muy variables siendo escasos (<10 %) en los depósitos asociados a los domos 2 y 7 (Fig. 8a) y relativamente abundantes (> 20 %) en los depósitos asociados al domo 5 (Fig. 8d). *Interpretación:* A partir de las características descritas anteriormente estos depósitos son interpretados como depósitos de caída proximal de tipo vulcanianos asociados a



Figura 5: a) Desarrollo localizado de facies Rbr dentro de las facies Rcnv y Rcf. b) Desarrollo localizado de facies Rbr dentro de la facies Rcv.



Figura 6: Pliegue de flujo posteriormente deformado en forma frágil.

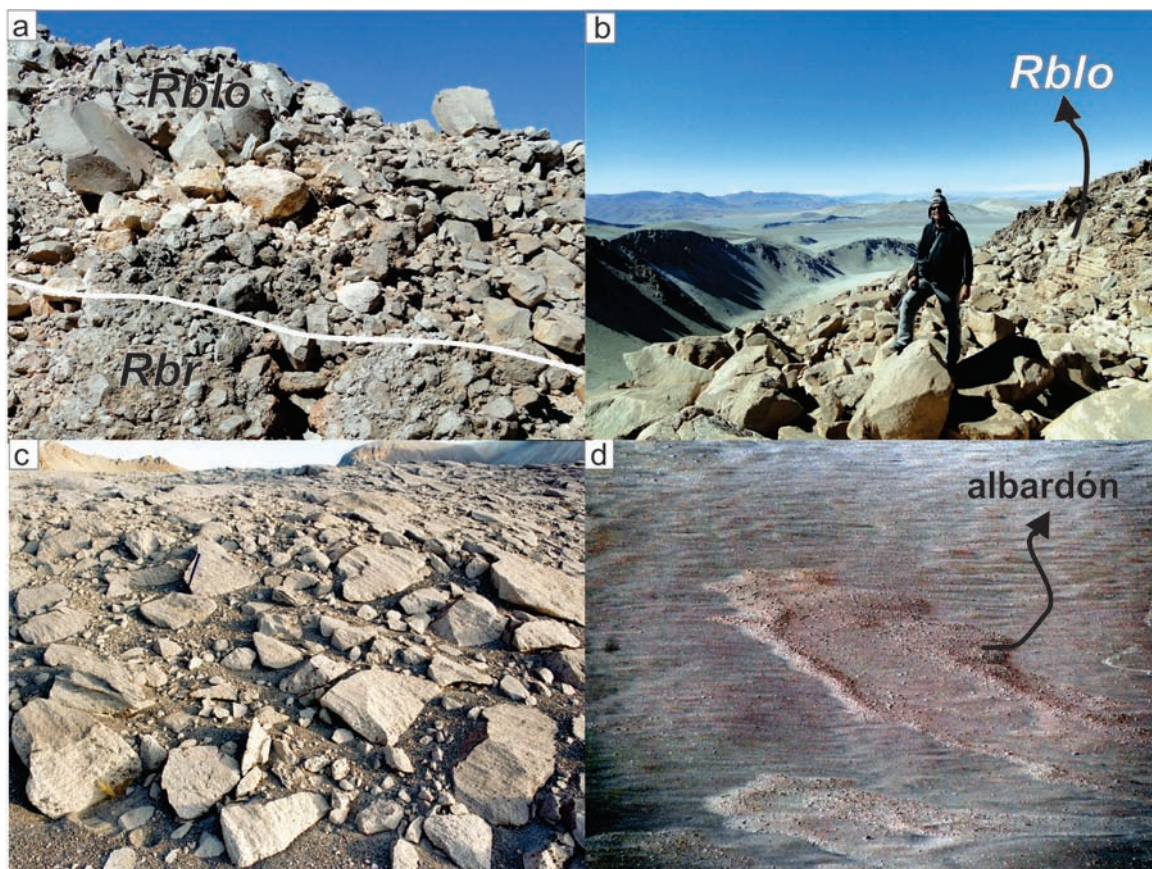


Figura 7: a-b) Características macroscópicas de las facies Rblo en la parte superior del domo 4; c) Depósitos de bloques y ceniza; d) Morfología superficial de los depósitos de bloques y ceniza.

la destrucción explosiva de domos (*e.g.* Cas y Wright 1987). La ocurrencia de bloques con texturas en corteza de pan constituye uno de los rasgos más característicos de los depósitos de caída proximales asociados a erupciones vulcanianas (Clarke *et al.* 2015). El desarrollo de la corteza de pan indica principalmente un proceso de desgasificación y expansión tardía dentro del fragmento (Wright *et al.* 2007).

ARQUITECTURA INTERNA Y MORFOMETRÍA

En este apartado se describe la morfología, estructura interna y distribución de las facies presentes en los domos asociados al Sistema Cerro Blanco. Los volúmenes fueron estimados a partir de las áreas ocupadas por los afloramientos y los espesores medidos en el terreno (Cuadro 1).

Domo 1

Está escasamente preservado y sólo representado por un afloramiento de pequeñas dimensiones ubicado en el margen occidental del domo 4 (Fig. 2). Internamente presen-

ta una foliación subvertical y está constituido principalmente por la facies de lavas coherentes vesiculadas (Rcv) y de lavas coherentes foliadas (Rcf). El volumen preservado de este cuerpo dómico es $\sim 0,00177 \text{ km}^3$.

Domo 2

Se encuentra muy poco preservado y sólo representado por una serie de afloramientos saltuarios sobre el margen occidental del domo 4 (Fig. 2), está constituido por las facies de lavas coherentes vesiculadas (Rcv) y de lavas coherentes foliadas (Rcf). En la mayor parte de los afloramientos la foliación interna es subvertical. Los afloramientos del domo 2 están cubiertos por depósitos de caída proximales de tipo vulcaniano que constituyen un cono piroclástico. El volumen preservado es $\sim 0,00500 \text{ km}^3$.

Domo 3

El domo 3 está mejor preservado que los descriptos anteriormente, aunque gran parte de sus afloramientos están cubiertos por depósitos de caída proximales de tipo vulcanianos. Este domo tiene una morfología con alta relación de aspecto (Fig. 9a)

de tipo lobular (*sensu* Lyman *et al.* 2004) y un volumen preservado de $\sim 0,68960 \text{ km}^3$. Internamente se reconoce un sector basal (expuesto) poco vesiculado (Fig. 9b) constituido por las facies de lavas coherentes no vesiculadas (Rcv) y de lavas coherentes foliadas (Rcf). En forma subordinada y formando fajas discretas que no superan los 2 m se desarrolla la facies de lavas brechadas (Rbr). La foliación en este sector es de bajo ángulo ($\sim 10^\circ$ - 15°) con desarrollo de grandes pliegues de flujo (Fig. 9c). En algunos casos los pliegues de flujo son posteriormente afectados por una deformación frágil (Fig. 6). La parte superior del domo (Fig. 9b) está formada esencialmente por las facies de lavas coherentes vesiculadas (Rcv) y en forma localizada por la facies de lavas brechadas (Rbr). La foliación en este sector es más vertical y puede alcanzar los 30° . El tope del domo 3 está formado por la facies de lavas en bloque (Rblo) y no presenta estructuras de tipo espigas o rampas.

Domo 4

Este domo es el que presenta mayor grado de preservación y no está cubierto por

depósitos de caída proximales. Tiene una morfología de baja relación de aspecto con un importante desarrollo vertical (Fig. 9a) de tipo spiny (*sensu* Lyman *et al.* (2004) y un volumen preservado de $\sim 1,71202 \text{ km}^3$. Todo el domo presenta una importante foliación vertical (Fig. 10a) y un predominio de facies de lavas coherentes vesiculadas (Rcv). En particular la parte superior del domo se caracteriza por la presencia de la facies de lavas en bloque (Rblo), abundantes espigas y estructuras en rampa (Fig. 10b). En la parte superior de este domo también se reconoció un rasgo morfológico elíptico (Fig. 9a y 10e) al cual se asocia un importante desarrollo (más de 25 m de espesor) de la facies brechadas (Rbr) alterada hidrotermalmente (Fig. 10c-e). Las zonas de alteración hidrotermal contienen abundantes óxidos de hierro, minerales de arcilla, alunita y depósitos silíceos con hábitos fibrosos. Este rasgo es interpretado como una importante zona de cizalla interna cuya permeabilidad diferencial respecto al resto del domo permitió la circulación de fluidos hidrotermales (e.g. Bonnicksen y Kauffman 1987).

Domo 5

El domo está parcialmente destruido, cubierto por abundantes depósitos de caída proximales de tipo vulcanianos (Fig. 11) y tiene un volumen preservado de $\sim 0,00330 \text{ km}^3$. Internamente presenta una marcada foliación subvertical (Fig. 11) y un alto grado de vesiculación. Está formado por intercalaciones de las facies de lavas foliadas (Rcf) y lavas brechadas (Rbr).

Domo 6

Este domo es de pequeñas dimensiones (volumen preservado de $\sim 0,00284 \text{ km}^3$) y sólo pudo observarse su parte más superficial la cual no presenta estructuras de espigas, rampas o lóbulos de cizalla internos y está formada esencialmente por la facies de lavas en bloque (Rblo). El único rasgo superficial de relevancia es la presencia de numerosos cráteres de explosión freática menores (Fig. 11).

Domo 7

Es un domo de pequeñas dimensiones, bien preservado y sólo se pudo reconocer la parte más superficial del mismo formada principalmente por la facies de lavas en bloques

(Rcv). Se encuentra rodeado por depósitos de caída proximales vulcanianos que constituyen un cono piroclástico (Fig. 11). En su superficie se reconocen múltiples cráteres de explosión freática (Fig. 11) y no están

CUADRO 1: Resultados de los cálculos de volúmenes de los domos del CVCB.

domo	área	altura	volumen
1	0,0443	40	0,0017
2	0,1000	50	0,0050
3	2,7584	250	0,6896
4	4,2800	400	1,7120
5	0,0942	35	0,0033
6	0,0947	30	0,0028
7	0,1193	50	0,0059
Total			2,6134

Área expresada en km^2 , altura expresada en m y volumen expresado en km^3 .

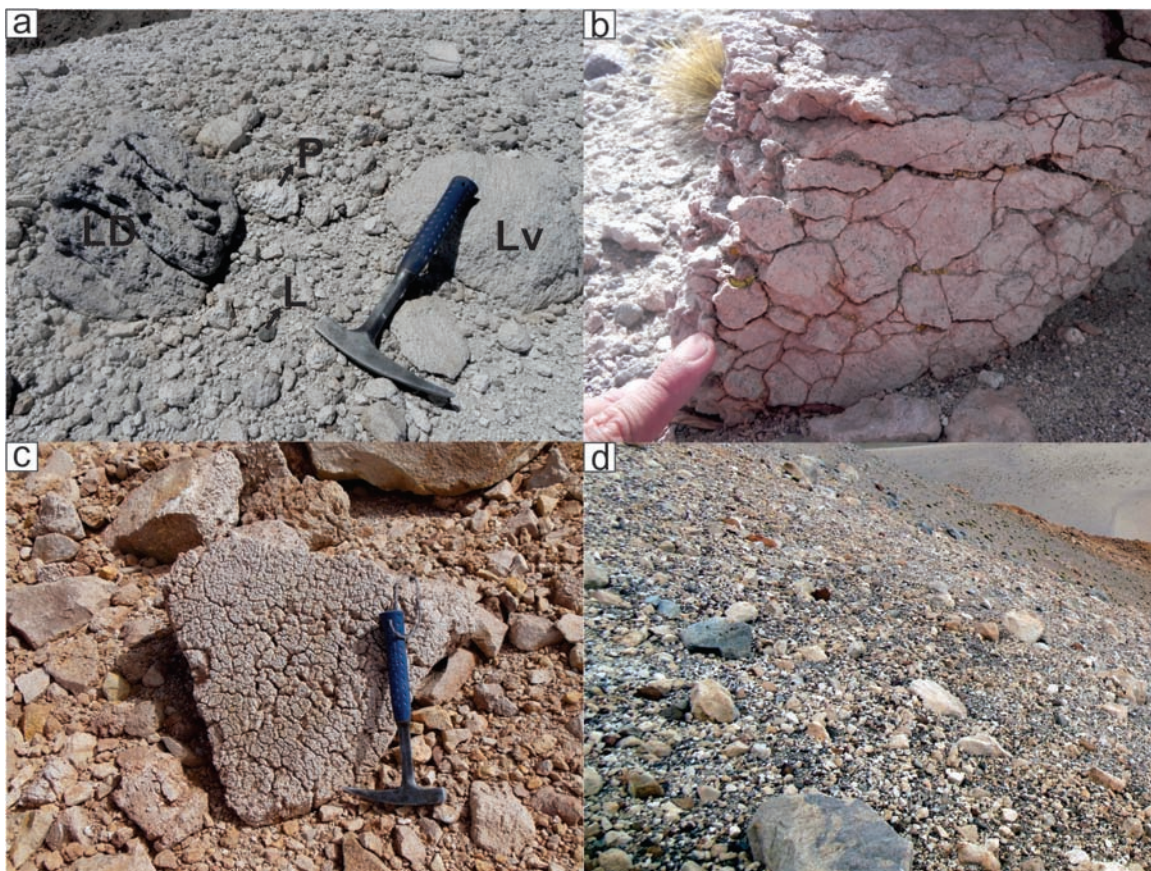


Figura 8: a) Detalle de los depósitos de caída proximales de tipo vulcaniano asociados al domo 2 mostrando la variabilidad textural de los fragmentos juveniles asociados al mismo. Nótese la baja proporción de fragmentos líticos no juveniles. LD: fragmento de lava densa. LV: fragmento de lava vesiculada. P: fragmento pumíceo. L: fragmento lítico (no juvenil); b-c) Detalles de fragmentos juveniles tamaño bloque con textura superficial en corteza de pan asociados al domo 2 y 7 respectivamente. Nótese la variabilidad morfológica del patrón de fracturamiento; d) Depósitos de caída proximales de tipo vulcanianos asociados al domo 5. Nótese la abundancia de fragmentos líticos no juveniles.

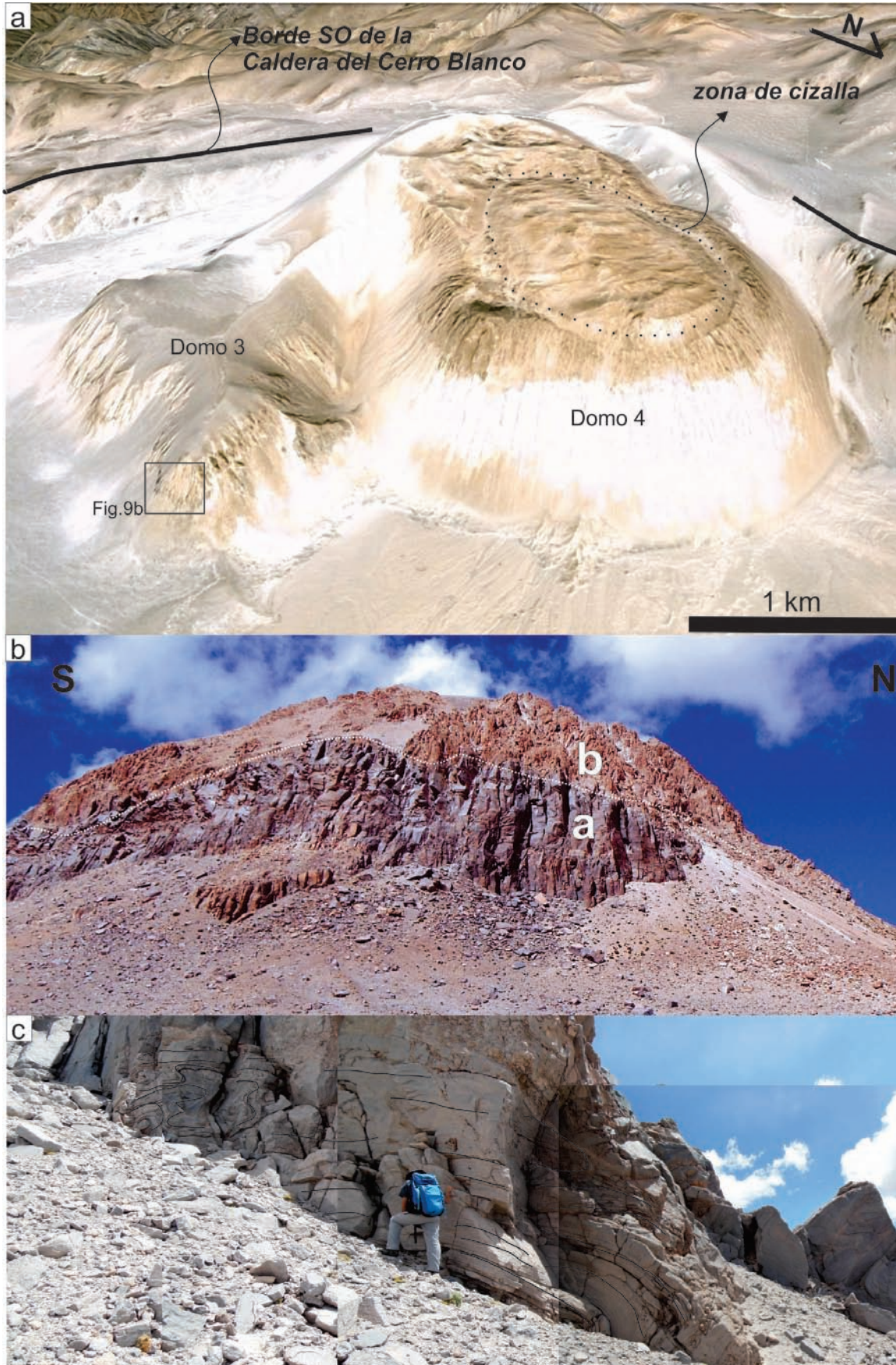


Figura 9: a) Imagen tomada de *Google Earth* donde se observan las morfologías de los domos 3 (alta relación de aspecto) y 4 (baja relación de aspecto). Nótese el rasgo morfológico elíptico en la superficie del domo 4 interpretado como una zona de cizalla que limita un lóbulo emplazado de manera exógena; b) Estructura interna del domo 3. a: zona poco vesiculada con desarrollo de disyunción columnar. b: zona muy vesiculada; c) Detalle de la zona inferior del domo 3 en donde se observa el desarrollo de una foliación interna subhorizontal.

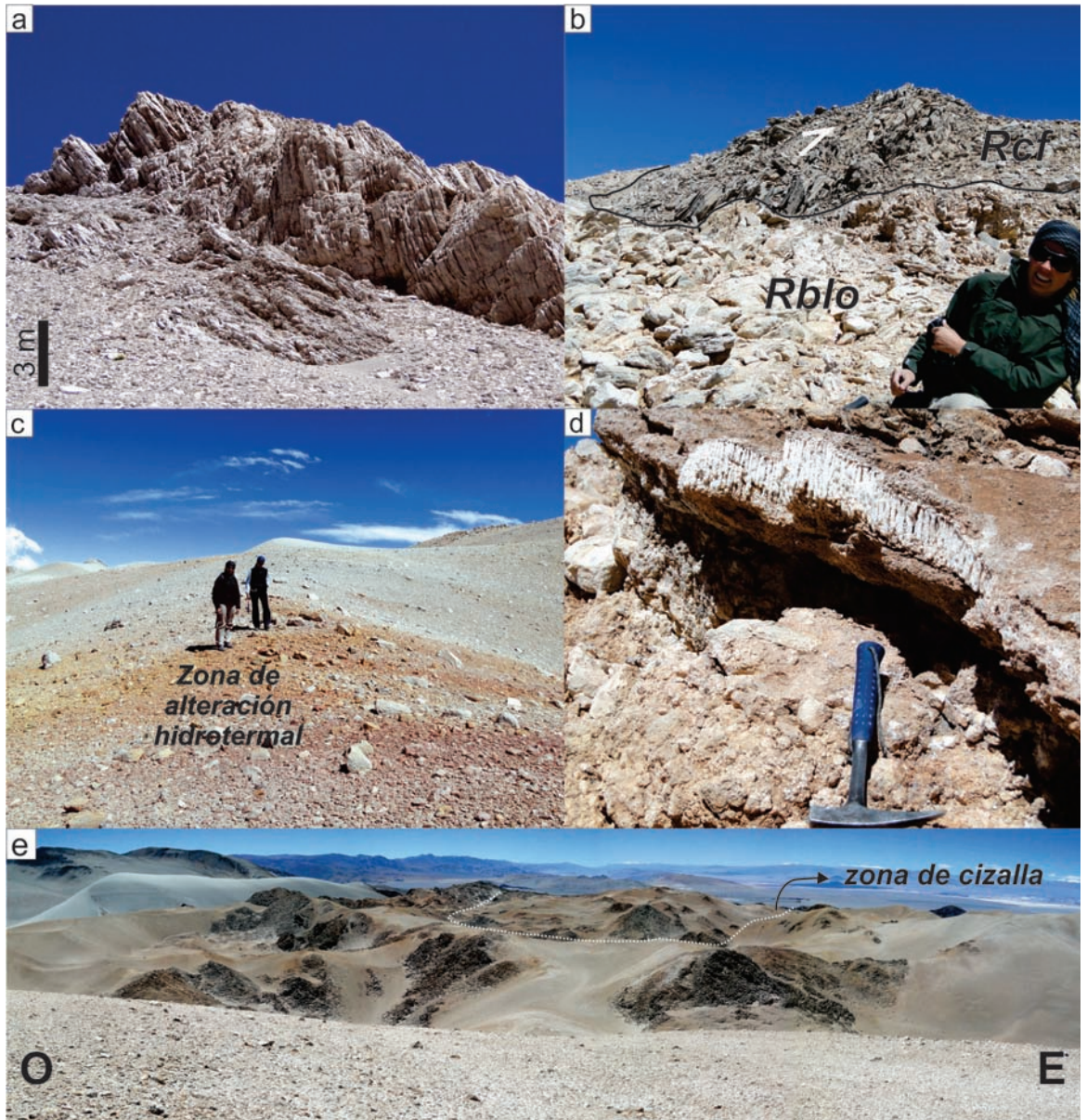


Figura 10: a) Foliación vertical en el domo 4; b) Estructuras de rampa formadas en la parte superior del domo 4; c) Zonas con desarrollo de alteración hidrotermal asociadas a la zona de cizalla principal en la parte superior del domo 4; d) Detalle de la zona de cizalla principal en el domo 4 donde se observa el desarrollo de depósitos silíceos con hábitos fibrosos asociados a facies de lavas brechadas; e) Vista panorámica de la parte superior del domo 4. Nótese el rasgo morfológico elíptico en la parte superior del domo 4 interpretado como una zona de cizalla.

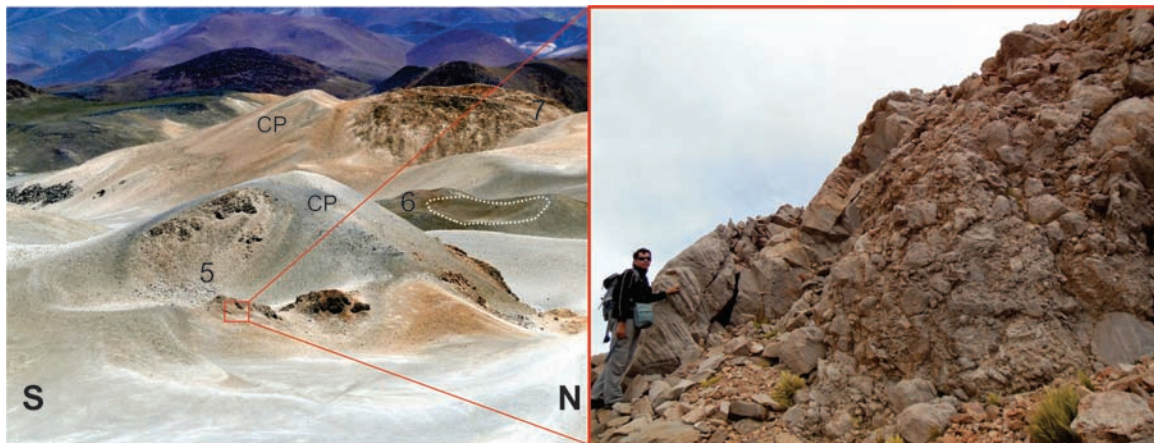


Figura 11: a) Vista panorámica de los domos 5, 6 y 7. Línea punteada blanca: cráter de explosión freática. Recuadro rojo detalle del domo 5 mostrando el desarrollo de una foliación interna sub vertical.

presentes estructuras de espinas, rampas o lóbulos de cizalla internos. El volumen preservado de $\sim 0,00597 \text{ km}^3$.

DISCUSIONES

A continuación se discuten, a partir de las observaciones de campo realizadas y en forma complementaria a partir de rasgos texturales definidos petrográficamente, los diferentes mecanismos de emplazamiento y destrucción de los domos lávicos asociados al Complejo Volcánico Cerro Blanco.

Los escasos afloramientos del domo 1 son relictos de un domo mayor destruido casi en su totalidad. La destrucción de este cuerpo dómico pudo haber ocurrido en forma explosiva o por colapso gravitacional con generación de flujos de bloques y ceniza (Heiken y Whohletz 1987). El domo 1 constituye parte de la actividad post caldera del cerro Blanco y se ubica en la zona proximal de algunos de los depósitos de bloques y ceniza que rellenan el piso de la caldera (Fig. 1). En este sentido la destrucción del domo 1 pudo estar asociada al colapso gravitacional del mismo con generación de corrientes de densidad piroclásticas (flujos de bloques y ceniza; Fig. 12a). El principal factor que controla el colapso gravitacional de domos es el crecimiento de morfologías de gran desarrollo vertical intrínsecamente inestables (e.g. espinas o domos tipo Peléanos, Calder *et al.* 2015, Husain *et al.* 2014). Este estilo de crecimiento es favorecido por una elevada viscosidad del magma y por tasas de efusión relativamente lentas (Ryan *et al.* 2010, Husain *et al.* 2014). En el domo 1 el crecimiento predominantemente vertical está evidenciado por su foliación interna.

Los afloramientos del domo 2 están cubiertos por depósitos de caída vulcanianos, formados por fragmentos juveniles tamaño lapilli a bloque, con diferentes grados de vesiculación, que constituyen un cono piroclástico. Los afloramientos del domo 2 son saltuarios y rodean parcialmente al domo 4 y por esta razón se infiere que estos afloramientos son los relictos de un domo mayor destruido prácticamente en su totalidad y probablemente emplazado en el mismo punto que el domo 4. La relación espacial con los depósitos piroclásticos de caída de tipo vulcanianos sugiere que el domo 2 fue destruido en forma explosiva (Fig. 12b). Las

erupciones vulcanianas ocurren como resultado de la destrucción explosiva de un domo o porción de magma desgasificado emplazado en la parte superior del conducto generando a su vez una rápida descompresión y fragmentación del magma parcialmente desgasificado alojado en la parte inferior del conducto (Clarke *et al.* 2015). La erupción puede ser generada por la presión ejercida por el magma en ascenso por debajo del cuerpo que obstruye el conducto y/o por la presencia de agua externa en el sistema (Clarke *et al.* 2015). El bajo porcentaje de fragmentos líticos ($< 5 \%$) encontrados en los depósitos vulcanianos asociados al domo 2 indican un origen magmático (Clarke *et al.* 2015). Sin embargo, no es posible descartar una combinación de procesos donde la interacción con agua meteórica ayudara a desequilibrar el sistema detonando la erupción (e.g. Adams *et al.* 2006). En este sentido tasas de ascenso del magma relativamente bajas favorecieron la desgasificación y cristalización del magma, y por ende generaron las condiciones reológicas propicias para lograr la obstrucción de la boca del conducto y la sobrepresurización del magma remanente dentro del mismo (Clarke *et al.* 2015).

El domo 3 está bien preservado indicando que no sufrió importantes fases de destrucción. Trabajos experimentales de modelado análogo sugieren que una morfología lobular con alta relación de aspecto, como la del domo 3, desarrollada sobre una topografía previa plana (piso de la caldera), sería resultado de una alta tasa de efusión ($>> 10 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$, Lyman *et al.* 2004). El bajo porcentaje de microlitos en la matriz del domo 3 (Fig. 3) sugiere un rápido ascenso del magma, lo cual disminuyó su capacidad de desgasificación e inhibió la nucleación y crecimiento de microlitos (Hammer y Rutherford 2002, Castro y Gardner 2008). El relativamente rápido ascenso e inhibición de la cristalización del magma tienen un fuerte impacto en la reología del mismo y favorecen un comportamiento fluido durante el emplazamiento del domo, permitiendo su expansión lateral desde el conducto y un crecimiento de tipo endógeno (Watts *et al.* 2002, Hale y Wadge 2008, Ryan *et al.* 2010, Bernstein *et al.* 2013, Husain *et al.* 2014; Fig. 13a). La ausencia en la parte superior del domo 3 de estructuras de tipo espinas o rampas es consistente con un modelo de crecimiento de

tipo endógeno asociado a tasas de efusión relativamente altas. Sin embargo, para inhibir la fragmentación explosiva del magma debe ocurrir una desgasificación parcial del mismo, ya que la eficiencia del escape del gas durante el ascenso de magmas silíceos gobierna la transición entre estilos eruptivos efusivos y explosivos (Jaupart y Allegre 1991, Slezin 2003, Degruyter *et al.* 2012). Las fajas discretas de facies de lavas brechadas dentro del domo 3 representan zonas internas del domo sometidas a una tasa de deformación elevada pero no necesariamente el desarrollo de lóbulos de cizalla emplazados mediante un mecanismo de tipo exógeno (Watts *et al.* 2002). En este sentido las evidencias de una transición en el estilo de deformación interna desde un estilo dúctil a uno frágil sugieren que el desarrollo de las facies de lavas brechadas también se relaciona con el progresivo enfriamiento del domo durante su emplazamiento. Durante

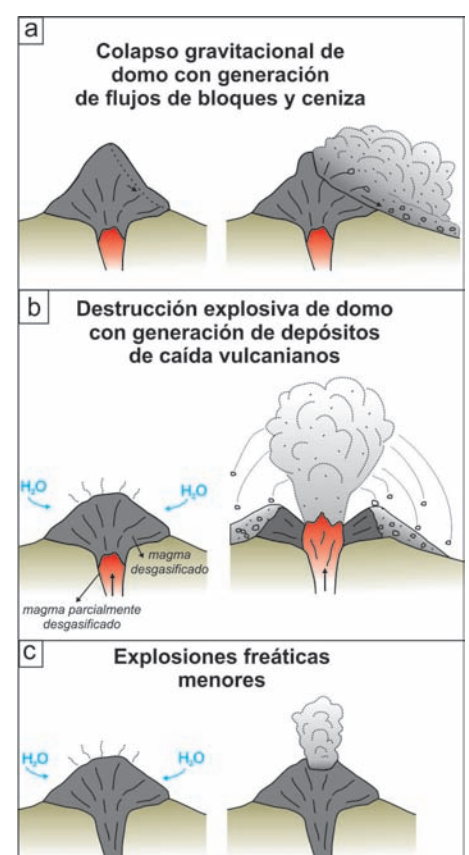


Figura 12: Modelos conceptuales donde se explican los diferentes mecanismos de destrucción de domos asociados al Complejo Volcánico Cerro Blanco. a) Colapso gravitacional de domo; b) Destrucción explosiva de domo (explosión vulcaniana); c) Generación de cráteres como resultado de explosiones freáticas menores.

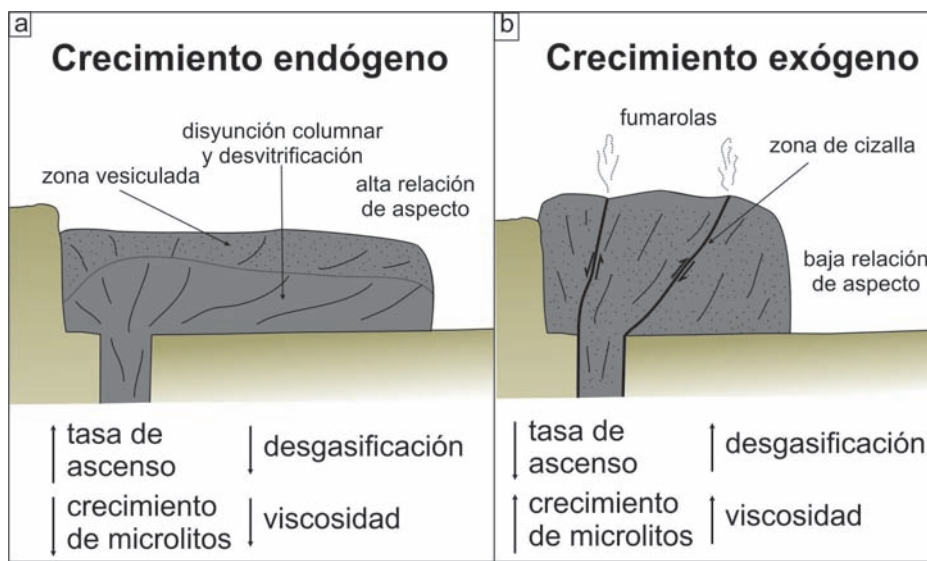


Figura 13: Modelos conceptuales donde se explican los diferentes mecanismos de crecimiento de domos asociados al Complejo Volcánico Cerro Blanco. a) Crecimiento de domo esencialmente endógeno; b) Crecimiento principalmente exógeno con desarrollo de lóbulo de cizalla interno.

la década de los años 80 e inicios de los 90, existió un fuerte debate entre dos modelos que explicaban el estado en que los magmas riolíticos alcanzaban la superficie para emplazarse como domos o coladas. El primero de los modelos, denominado espuma permeable (*permeable foam model*), sugería que los magmas riolíticos alcanzaban la superficie totalmente desgasificados, como una espuma expandida que colapsaba durante el emplazamiento, dando lugar a riolitas coherentes (Eichelberger *et al.* 1986, Westrich *et al.* 1998). En contraste el segundo modelo, el cual explicaba mejor las observaciones de campo en domos riolíticos, proponía el desarrollo de una vesiculación primaria dentro del conducto y una vesiculación secundaria durante el emplazamiento (Fink *et al.* 1992, Stevenson *et al.* 1994). En este modelo los magmas riolíticos alcanzan la superficie parcialmente desgasificados y es la disminución de la carga litostática la responsable de la vesiculación comúnmente observada en la parte superior de los domos riolíticos (Fink *et al.* 1992). En este sentido, la estructura interna del domo 3 con un sector basal poco vesiculado y una zona superior muy vesiculada es consistente con una desgasificación desarrollada al menos parcialmente durante el emplazamiento del domo (Fink *et al.* 1992; Fig. 13a). El desarrollo de cargas litostáticas mayores en las zonas basales del domo impide la exsolución de los volátiles

y favorece la conservación del calor (Fink y Manley 1987, Fink *et al.* 1992). Este último aspecto queda evidenciado por el desarrollo de disyunción columnar y texturas de desvitrificación en la zona basal y central del domo. El desarrollo de una foliación interna de bajo ángulo, con formación de pliegues de flujo y zonas de deformación localizadas, sugiere que el domo 3 se expandió lateralmente desde el conducto (Cas y Wright 1987).

El domo 4 está totalmente preservado indicando que no sufrió una fase de destrucción importante. Su morfología con una baja relación de aspecto y un importante desarrollo vertical (*spiny*) sugiere una tasa de efusión relativamente baja ($< 20 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$, Lyman *et al.* 2004). El alto contenido de microlitos en la matriz del domo 4 (Fig. 3) indica una tasa de ascenso baja que permitió la desgasificación del magma y favoreció la nucleación y crecimiento de microlitos (Watts *et al.* 2002). Estos dos factores tienen un fuerte impacto en la reología del magma e imprimen un comportamiento relativamente viscoso durante el emplazamiento del domo, favoreciendo su crecimiento vertical desde el conducto. Este último aspecto está evidenciado por el desarrollo de una foliación subvertical dentro del domo 4. La presencia en la superficie del mismo de estructuras de rampas o espinas representan un crecimiento de tipo exógeno como resultado de

una reología muy viscosa, la cual a su vez se asocia a bajas tasas de ascenso del magma (Watts *et al.* 2002, Hale y Wadge 2008, Husain *et al.* 2014). Por otro lado, si consideramos que la mayor parte de la desgasificación ocurrió en el conducto, es probable que el magma llegara a la superficie como una espuma expandida (*permeable foam model*, Eichelberger *et al.* 1986). La importante zona de cizalla con morfología elíptica (en planta), que se reconoció en la parte superior del domo 4, representa la superficie que permitió el crecimiento exógeno de un gran lóbulo de cizalla en la parte central del domo (*shear lobe* sensu Watts *et al.* 2002; Fig. 13b). La nucleación de estas zonas de cizalla ocurre preferencialmente en las paredes del conducto exactamente en el punto donde se conecta con la base del domo (Hale y Wadge 2008). Normalmente el desarrollo de este tipo de estructuras requieren un periodo de crecimiento del domo relativamente largo que incluya una fase inicial de crecimiento endógeno (Husain *et al.* 2014). La deformación frágil genera una mayor permeabilidad dentro de estas zonas de cizalla permitiendo el escape del gas (Tuffen *et al.* 2003, Gonnemann y Manga 2003; Fig. 13b). Este aspecto está evidenciado por la concentración de la actividad fumarólica en la zona de cizalla elíptica reconocida en esta zona. Los afloramientos saltuarios del domo 5 son relictos de un domo mayor destruido prácticamente en su totalidad. El domo 5 está cubierto por depósitos de caída vulcanianos, formados por fragmentos tamaño lapilli y bloque de lavas densas y abundantes fragmentos líticos que constituyen un cono piroclástico. Esta asociación espacial entre relictos de un domo y depósitos piroclásticos proximales sugieren que luego de su emplazamiento el domo 5 fue destruido por una o más explosiones vulcanianas (Fig. 12b). A diferencia del domo 2 la abundancia de fragmentos líticos de la roca de caja sugiere que la interacción agua-magma fue el factor fundamental en el mecanismo eruptivo que destruyó el domo 5 (Clarke *et al.* 2015). La cercanía del borde NE del domo 5 con un cráter de explosión freática/freatomagmática (Fig. 1) también es consistente con la interpretación de un mecanismo freatomagmático para explicar la destrucción explosiva del mismo. El domo 6 no tiene evidencia de haber sufrido una fase de destrucción importante

se interpreta como el emplazamiento de un cuerpo dómico desgasificado de pequeñas dimensiones en la boca del conducto con escaso desarrollo vertical y lateral (*e.g.* Adams *et al.* 2006). La ausencia de estructuras superficiales como espinas, rampas o lóbulos de cizalla sugieren un emplazamiento de tipo endógeno (Watts *et al.* 2002, Hale y Wadge 2008). Las dimensiones y morfología del domo 6 sugieren un historia de emplazamiento simple y de corta duración, durante la cual solo actuó un mecanismo de crecimiento de tipo endógeno (Husain *et al.* 2014). La presencia de numerosos cráteres de explosión en su superficie se interpretan como resultado de erupciones freáticas menores asociadas al sistema hidrotermal dentro del domo en enfriamiento (Heiken y Whohletz 1987; Fig. 12c).

El domo 7 está bien preservado y no presenta estructuras superficiales como espinas, rampas o lóbulos de cizalla. Al igual que el domo 6 se interpreta al domo 7 como el emplazamiento de un cuerpo dómico desgasificado de pequeñas dimensiones en la boca del conducto mediante un mecanismo de crecimiento esencialmente endógeno. Sin embargo, a diferencia del domo 6, el domo 7 está rodeado por un cono piroclástico formado por depósitos de caída proximales vulcanianos similares a los asociados al domo 2. Esta observación de campo sugiere que el emplazamiento de domo 7 ocurrió luego de la destrucción de uno o más domos previos durante una o más erupciones explosivas vulcanianas de pequeña magnitud (Fig. 12b). La presencia de pequeños cráteres de explosión en su superficie se interpreta como resultado de erupciones freáticas menores asociadas al sistema hidrotermal dentro del domo en enfriamiento (*e.g.* Heiken y Whohletz, 1987; Fig. 12c).

CONCLUSIONES

La actividad efusiva dentro del Complejo Volcánico Cerro Blanco está representada por el emplazamiento y destrucción de domos pre y post caldera del cerro Blanco. El emplazamiento de los domos se produjo de manera endógena y exógena en función de las variaciones en las tasas de ascenso y efusión del magma, así como en relación con la duración del emplazamiento y el volumen de cada cuerpo dómico. Los períodos de crecimiento de tipo predominantemente

endógeno se asocian a tasas de efusión del magma relativamente altas. En contraste, los períodos de crecimiento de tipo predominantemente exógeno se asocian a tasas de efusión del magma relativamente bajas. La destrucción de domos fue de tipo explosiva (erupciones vulcanianas) y no explosiva (colapsos gravitacionales con generación de corrientes de densidad piroclásticas). La destrucción fundamentalmente al desarrollo de morfologías con un importante desarrollo vertical intrínsecamente inestables. Las erupciones vulcanianas ocurrieron como resultado de dos mecanismos principales: la sobrepressurización del magma dentro del conducto por debajo del cuerpo dómico que obstruía la boca del mismo y la interacción con agua externa. Finalmente también ocurrieron explosiones freáticas menores que destruyeron parcialmente algunos de los cuerpos dómicos. Si bien los resultados presentados en esta contribución son de carácter cualitativo constituyen la base para futuros trabajos de mayor detalle (distribución de tamaños de cristales, inclusiones fluidas, espectroscopía FTIR, química mineral, etc.) que permitan cuantificar parámetros como la tasa de ascenso y viscosidad del magma, porcentajes de desgasificación durante el ascenso, etc. de gran importancia para el entendimiento de la dinámica de erupciones efusivas/explosivas de composición ácida y de la peligrosidad asociada a las mismas.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo fue financiado por el proyecto PICT 2014-3436 "Petrogénesis de magmas vinculados a un sistema magmático de larga duración, Mioceno Medio - Holoceno, en el límite austral de la Puna. Complejos Volcánicos La Hoyada y Cerro Blanco, provincia de Catamarca". Se agradece al Dr. Pablo Caffé y a un revisor anónimo por los comentarios y sugerencias que permitieron mejorar la calidad del artículo. Los autores quieren agradecer a Gabriela Fuentes, Alfonso Sola, Néstor Suzaño, Francisco López, Rubén Filipovich y Ana Santillan por la colaboración durante las tareas de campo. También se agradece a la Secretaría de Medio Ambiente de la Provincia de Catamarca y a la delegación municipal de la localidad del Peñón por el apoyo logístico durante las tareas de campo.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Adams, N.K., Houghton, B.F. y Hildreth, W. 2006. Abrupt transitions during sustained explosive eruptions: examples from the 1912 eruption of Novarupta, Alaska. *Bulletin of Volcanology* 69: 189-206.
- Alonso, R., Viramonte, J.G. y Gutierrez, R. 1984. Puna Austral - Bases para el subprovincialismo geológico de la Puna Argentina. 9º Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 43-63, San Carlos de Bariloche.
- Arnosio, M., Becchio, R., Viramonte, J.G., Gropelli, G., Norini G. y Corazzato, C. 2005. Geología del Complejo Volcánico Cerro Blanco (26° 45' LS- 67° 45' LO), Puna Austral. 16º Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 851-858, La Plata.
- Arnosio, M., Becchio, R., Viramonte, J.G., de Silva, S. y Viramonte, J.M. 2008. Geocronología e isotopía del Complejo Volcánico Cerro Blanco: un sistema de calderas cuaternario (73-12 ka) en los Andes Centrales del sur. 17º Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 177-178, Jujuy.
- 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: 29-49.
- Bernstein, M., Pavez, A., Varley, N., Whelley, P. y Calder, E. 2013. Rhyolite lava dome growth styles at Chaitén Volcano, Chile (2008-2009): Interpretation of thermal imagery. *Andean Geology* 40: 295-309.
- Bonnichsen, B. y Kauffman, D.F. 1987. Physical features of rhyolite lava flows in the Snake River Plain volcanic province, southwestern Idaho. *Geological Society of America, Special Paper* 212: 119-145.
- Brunori, C.A., 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, J. M., y Norini, G. 2015. Análisis morfológico del complejo volcánico La Hoyada puna austral mediante la aplicación de modelos de elevación digital. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 72: 279-291.
- Calder, E.S., Lavalleé, Y., Kendrick, J.E. y Bernstein, M. 2015. Lava dome eruptions. En: Sigurdsson, H., Houghton, B., McNutt, S.R., Rymer, H. y Stix, J. (eds.), *The Encyclopedia of Volcanoes*. Academic Press, 343-362, Londres.

- Cas, R.A. y Wright, J.V. 1987. Volcanic successions, modern and ancient: A geological approach to processes, products, and successions. *Allen y Unwin*, 528 p., Londres.
- Castro, J. M., y Gardner, J. E. 2008. Did magma ascent rate control the explosive-effusive transition at the Inyo volcanic chain, California? *Geology* 36: 279-282.
- Chang, K.H. 1975. Unconformity-bounded stratigraphic units. *Geological Society of America Bulletin* 86: 1544-1552.
- Chiodi, 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), 179 p., Salta.
- Clarke, A.B., Ongaro, T.E. y Belousov, A. 2015. Vulcanian Eruptions. En: Sigurdsson, H., Houghton, B., McNutt, S.R., Rymer, H. y Stix, J. (eds.), *The Encyclopedia of Volcanoes*. Academic Press, 505-518, Londres.
- Degruyter, W., Bachmann, O., Burgisser, A. y Manga, M. 2012. The effects of outgassing on the transition between effusive and explosive silicic eruptions. *Earth and Planetary Science Letters* 349: 161-170.
- Druitt, T.H., Calder, E.S., Cole, P.D., Hoblitt, R.P., Loughlin, S.C., Norton, G.E., Ritchie, L.J., Sparks, R.S.J. y Voight, B. 2002. Small-volume, highly mobile pyroclastic flows formed by rapid sedimentation from pyroclastic surges at Soufrière Hills Volcano, Montserrat: an important volcanic hazard. *Geological Society of London, Memoir* 21: 263-280, London.
- Eichelberger, J.C., Carrigan, C.R., Westrich, H.R. y Price, R.H. 1986. Non-explosive silicic volcanism. *Nature* 323: 598-602.
- 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: 3392.
- Fink, J.H. y Manley, C.R. 1987. Origin of pumiceous and glassy textures in rhyolite flows and domes. *Geological Society of America, Special Paper* 212: 77-88.
- Fink, J.H., Anderson, S.W. y Manley, C.R., 1992. Textural constraints on effusive silicic volcanism: Beyond the permeable foam model. *Journal of geophysical research* 97: 9073-9083.
- Gonnermann, H.M. y Manga, M. 2003. Explosive volcanism may not be an inevitable consequence of magma fragmentation. *Nature* 426: 432-435.
- Guzmán, S., Grosse, P., Montero-López, C., Hongn, F., Pilger, R., Petrinovic, I., Seggiaro, R. y Aramayo, A. 2014. Spatial-temporal distribution of explosive volcanism in the 25–28° S segment of the Andean Central Volcanic Zone. *Tectonophysics* 636: 170-189.
- Hale, A. J. y Wadge, G. 2008. The transition from endogenous to exogenous growth of lava domes with the development of shear bands. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 171, 3: 237-257.
- Hammer, J.E., y Rutherford, M.J. 2002. An experimental study of the kinetics of decompression-induced crystallization in silicic melt. *Journal of Geophysical Research* 107: 1-10.
- Heiken, G. y Wohletz, K. 1987. Tephra deposits associated with silicic domes and lava flows. *Geological Society of America, Special Paper* 212: 55-76.
- 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: 1358-1374.
- Husain, T., Elsworth, D., Voight, B., Mattioli, G. y Jansma, P. 2014. Influence of extrusion rate and magma rheology on the growth of lava domes: insights from particle-dynamics modeling. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 285: 100-117.
- Jaupart, C. y Allègre, C.J. 1991. Gas content, eruption rate and instabilities of eruption regime in silicic volcanoes. *Earth and Planetary Science Letters* 102: 413-429.
- Kaneko, T., Wooster, M.J. y Nakada, S. 2002. Exogenous and endogenous growth of the Unzen lava dome examined by satellite infrared image analysis. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 116: 151-160.
- Kay, S.M. y Coira, B.L. 2009. Shallowing and steepening subduction zones, continental lithospheric loss, magmatism, and crustal flow under the Central Andean Altiplano-Puna Plateau. *Geological Society of America, Memoir* 204: 229-259.
- Lyman, A.W., Koenig, E. y Fink, J.H. 2004. Predicting yield strengths and effusion rates of lava domes from morphology and underlying topography. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 129: 125-138.
- Montero López, M.C., Hongn, F., Brod, J.A., Seggiaro, R., Marrett, R. y Sudo, M. 2010a. Magmatismo ácido del Mioceno Superior-Cuaternario en el área de Cerro Blanco-La Hoyada, Puna Sur. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 67: 329-348.
- Montero López, M.C., Hongn, F., Seggiaro, R., Brod, J.A. y Marrett, R. 2010b. Estratigrafía y geoquímica del volcanismo de composición intermedia (Mioceno superior-Plioceno) en el extremo oriental de la Cordillera de San Buenaventura (Puna Austral). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 67: 63-80.
- Nakada, S., Myake, Y., Sato, H., Oshima, O. y Fujinawa, A., 1995. Endogenous growth of dacite dome at Unzen Volcano (Japan). *Geology* 23: 157-160.
- Petrinovic, I.A., Riller, U., Alvarado, G., Brod, J.A. y Arnosio, M., 2006. Bimodal Volcanism in a tectonic transfer zone: evidence for tectonically controlled magmatism in the southern Central Andes, NW Argentina. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 152: 240-252.
- Pritchard, M.E. y Simons, M. 2002. A satellite geodetic survey of large-scale deformation of volcanic centres in the central Andes. *Nature* 418: 167-171.
- Pritchard, M.E. y Simons, M. 2004. An InSAR-based survey of volcanic deformation in the central Andes. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 5:1-42.
- Ryan, G.A., Loughlin, S.C., James, M.R., Jones, L.D., Calder, E.S., Christopher, T., Strutt, M.H. y Wadge, G. 2010. Growth of the lava dome and extrusion rates at Soufrière Hills Volcano, Montserrat, West Indies: 2005–2008. *Geophysical Research Letters* 37: 1-5.
- Salvador, A. 1987. Unconformity-bounded stratigraphic units. *Geological Society of America Bulletin* 98: 232-237.
- Seggiaro, R., Hongn, F., Folguera, A. y Clavero, J. 2000. Hoja Geológica 2769 – II. Paso de San Francisco. *Boletín* 294. Programa Nacional de Cartas Geológicas. 1:250.000. SEGEMAR, PAGINAS, Buenos Aires.
- Slezin, Y. B. 2003. The mechanism of volcanic eruptions (a steady state approach). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 122: 7-50.
- Stevenson, R.J., Briggs, R.M. y Hodder, A.P.W. 1994. Physical volcanology and emplacement history of the Ben Lomond rhyolite lava flow, Taupo Volcanic Centre, New Zealand. *Journal of Geology and Geophysics* 37: 345-358.
- Tuffen, H., Dingwell, D.B. y Pinkerton, H. 2003. Repeated fracture and healing of silicic magma generate flow banding and earthquakes? *Geology* 31: 1089-1092.

- Viramonte, J.G., Arnosio J.M., Euillades, P., Blanco, M., Ash, G., Heit, B., Poodts, M., Castro Godoy, S., Becchio, R., Gropelli, G. y Klotz, J. 2004. Cerro Blanco volcanic complex: a collapsing caldera in the Southern Central Andes? IAVCEI General Assembly 2004, Abstract: S04-155, Pucón.
- 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 2008, Abstract: 1, Reykjavik.
- Watts, R.B., Herd, R.A., Sparks, R.S.J. y Young, S.R. 2002. Growth patterns and emplacement of the andesitic lava dome at Soufrière Hills Volcano, Montserrat. Geological Society of London, Memoir 21: 115-152, London.
- Westrich, H.R., Stockman, H.W. y Eichelberger, J.C. 1988: Degassing of rhyolitic magma during ascent and emplacement. *Journal of Geophysical Research* 93: 6503-6511.
- Wright, H. M., Cashman, K. V., Rosi, M. y Cioni, R. 2007. Breadcrust bombs as indicators of Vulcanian eruption dynamics at Guagua Pichincha volcano, Ecuador. *Bulletin of Volcanology* 69: 281-300.

Recibido: 2 de febrero de 2016
Aceptado: 5 de octubre de 2016