



Cartografía y reconstrucción de la historia eruptiva del volcán Cueros de Purulla, Puna Austral, provincia de Catamarca

Esteban S. BERTEA¹, Walter BÁEZ¹, Emilce BUSTOS¹, Rubén E. FILIPOVICH¹, Lorenzo BARDELLI², Marcelo ARNOSIO¹, Agustina VILLAGRÁN¹, Carlos A. SOMMER³, Blanca ALFARO ORTEGA¹ y Agostina CHIODI¹

¹IBIGEO, Universidad Nacional de Salta – CONICET, Salta, Argentina.

²Universidad Nacional de Salta – CONICET, Salta, Argentina.

³Universidade Federal do Rio Grande do Sul-UFRGS, Porto Alegre, Brasil.

Email: estebansantiagoberteate@gmail.com

Editor: Pablo Caffè

Recibido: 13 de abril de 2020

Aceptado: 31 de agosto de 2020

RESUMEN

Los domos riolíticos representan fases efusivas dentro de la evolución de estructuras volcánicas poligenéticas o erupciones que construyen edificios volcánicos monogenéticos espacialmente aislados o formando parte de campos volcánicos. Sin embargo, casos particulares de domos riolíticos no asociados a volcanes poligenéticos pueden desarrollar historias eruptivas complejas, incluyendo múltiples eventos efusivos-explosivos a veces separados por periodos de reposo de miles de años. Uno de los aspectos del volcanismo Neógeno-Cuaternario de la Puna Austral menos estudiados hasta el momento corresponde a la ocurrencia de domos riolíticos aparentemente no asociados a ningún centro volcánico poligenético mayor (e.g. volcanes Cueros de Purulla y Chascón). En esta contribución se presenta una nueva cartografía y estratigrafía de detalle del volcán Cueros de Purulla junto con datos complementarios morfométricos, texturales, petrográficos y geoquímicos de las unidades cartografiadas. Los resultados obtenidos permiten definir que el volcán Cueros de Purulla constituye un complejo de domos con actividad explosiva asociada, aunque la ausencia de dataciones o indicadores de hiatus impiden definir su carácter monogenético o poligenético. Los productos del volcán Cueros de Purulla son riolíticos pobres en cristales. La evolución del volcán Cueros de Purulla se dividió en 3 fases: i) fase efusiva pre-colapso representada por domos y *coulées*, ii) fase de colapso-explosiva representada por un depósito de avalancha de detritos y depósitos piroclásticos de flujo y caída y iii) fase efusiva de post-colapso representada por domos y *coulées*.

Palabras clave: domos de lavas, *coulées*, colapso parcial de edificio, depósitos piroclásticos, volcanismo riolítico.

ABSTRACT

Cartography and reconstruction of the eruptive history of Cueros de Purulla volcano, Southern Puna, province of Catamarca. Rhyolitic domes usually represent effusive phases related to explosive eruptions within the evolution of polygenetic volcanoes, or monogenetic eruptions forming part of volcanic fields. However, some rhyolitic domes not associated with polygenetic volcanoes can develop complex eruptive histories, including multiple effusive-explosive events separated by long-term repose periods (in the scale of ky). One of the least studied aspects of the Neogene-Quaternary volcanism of the Southern Puna is the occurrence of rhyolitic domes apparently not associated with any major polygenetic volcanic centre (e.g. Cueros de Purulla and Chascón Volcanoes). This contribution presents a new cartography and detailed stratigraphy of the Cueros de Purulla Volcano together with complementary morphometric, textural, petrographic and geochemical data of mapped units. The results obtained allow us to classify the Cueros de Purulla Volcano as a dome complex with associated explosive activity, although the lack of absolute ages and/or stratigraphic markers of hiatuses prevent to define a monogenetic or polygenetic character. All Cueros de Purulla Volcano products are crystal-poor rhyolites. The

eruptive evolution of the Cueros de Purulla Volcano was divided into 3 phases: i) pre-collapse effusive phase represented by domes and *coulées*, ii) explosive syn-collapse phase represented by a debris avalanche, pyroclastic flow, and pyroclastic fall deposits and iii) post-collapse effusive phase represented by domes, and *coulées*.

Keywords: lava domes, *coulées*, partial collapse, pyroclastic deposits, rhyolitic volcanism.

INTRODUCCIÓN

Los domos riolíticos usualmente se asocian a la evolución de estructuras volcánicas poligenéticas, muchas veces representando fases efusivas pre y/o post colapso caldérico (e.g. Fink 1983, Miller 1985, Christiansen 2001, Ashwell et al. 2018) o fases pre y/o post paroxismos explosivos en volcanes compuestos (e.g. Fierstein y Hildreth 1992, Bernstein et al. 2013, Pallister et al. 2013, Isgett et al. 2017, Bullock et al. 2018). Alternativamente, los domos riolíticos ocurren como estructuras simples de tipo monogenéticas aisladas o formando campos volcánicos (e.g. Duffield y Dalrymple 1990, Houghton et al. 1991, Aguillón-Robles et al. 2009, Singer et al. 2018). Sin embargo, estudios recientes (Riggs y Carrasco-Núñez 2004, Carrasco-Núñez y Riggs 2008) sugieren que algunos domos riolíticos no asociados a sistemas poligenéticos pueden tener una evolución relativamente compleja, incluyendo numerosas fases efusivas y explosivas con variaciones geoquímicas significativas, separadas por hiatos de tiempo del orden de miles de años.

La región de la Puna Austral está caracterizada por el desarrollo de un importante volcanismo neógeno-cuaternalio representado principalmente por calderas de colapso de composiciones dacíticas/riolíticas, volcanes compuestos mesosilíceos y campos monogenéticos de composición máfica. Este volcanismo ha sido relativamente bien estudiado tanto del punto de vista volcanológico como petrológico (Kay y Coira 2009, Petrinovic et al. 2017, Grosse et al. 2017, Guzmán et al. 2014, 2017, Maro et al. 2017). Sin embargo, existen otras manifestaciones volcánicas poco frecuentes y escasamente estudiadas en el ámbito de la Puna Austral, como son los domos o complejos de domos de composiciones ácidas (e.g. Báez et al. 2017, Escalante Fochi et al. 2017). Un ejemplo de este tipo de volcanismo son los volcanes pleistocenos Cueros de Purulla y Chascón ubicados en el extremo sur de la sierra de Calalaste, los cuales aparentemente no están asociados a ningún volcán poligenético mayor (Seggiaro et al. 2006). Particularmente, en el caso del volcán Cueros de Purulla existen algunas evidencias de que su historia eruptiva incluyó actividad explosiva con generación de depósitos piroclásticos (Báez 2014), lo que sugiere que podría tratarse de un domo riolítico relativamente complejo. A pesar del es-

caso conocimiento sobre la evolución del volcán Cueros de Purulla, recientemente se ha sugerido que podría ser el centro emisor de algunos de los niveles de cenizas cuaternarios ampliamente distribuidos en el NOA (Fernández-Turiel et al. 2019, Sampietro Vattuone et al. 2020). Es entonces importante, para un análisis futuro de la peligrosidad de éste volcán, adquirir un conocimiento más acabado de su historia eruptiva, a fin de precisar su potencialidad como emisor de grandes volúmenes de ceniza.

En este sentido, esta contribución presenta una nueva cartografía de detalle del volcán Cueros de Purulla incluyendo la caracterización litofacial, morfométrica, petrográfica y geoquímica de las diferentes unidades mapeadas. Los resultados obtenidos permiten reconstruir la historia eruptiva del volcán Cueros de Purulla y discutir qué tipo de estructura volcánica representa el mismo.

MARCO GEOLÓGICO

La Puna (Turner 1972) es una provincia geológica ubicada en el extremo sur de la Zona Volcánica Central de los Andes. Geográficamente ocupa las regiones occidentales de las provincias de Jujuy, Salta y Catamarca, y desde el punto de vista geológico está limitada al este por la Cordillera Oriental, al oeste por la Cordillera Occidental, al norte por el Altiplano Boliviano y al sur por las Sierras Pampeanas noroccidentales, Sistema de Famatina y Cordillera Principal. Se la define como una altiplanicie elevada por encima de los 3000 m s.n.m. que constituye la prolongación Sur del Altiplano Peruano-Boliviano (Allmendinger et al. 1983). Estructuralmente se caracteriza por fallas inversas de doble vergentes y sistemas de fallas cenozoicas de rumbo N-S, NO-SE y NE-SO (Allmendinger et al. 1983, Salfity 1985, Seggiaro et al. 2006, Riller et al. 2001). Estas fallas elevaron cordones montañosos y facilitaron el movimiento y emplazamiento de magmas en la corteza superior con la consiguiente estructuración de distintos tipos de edificios volcánicos, especialmente calderas de gran tamaño (e.g. Riller et al. 2001, Chernicoff et al. 2002, Richards y Ville-neuve 2002, Petrinovic et al. 2010, Norini et al. 2013). Uno de los lineamientos tectónicos más conocidos en la Puna es el de Calama-Olacapato-Toro (COT; Salfity 1985), que la divide

en dos subprovincias geológicas: Puna Septentrional o Salto-Jujeña (entre los 22°-24,5°S) y Puna Austral o Salto-Catamarcaña (entre los 25°-28°S) (Alonso et al. 1984), cada una con características particulares que permiten diferenciarlas. La abundancia de volcanismo máfico monogenético asociado en muchos casos a la tectónica extensional y la gran densidad de estructuras neotectónicas (Allmendinger et al. 1989), son algunas de las características geológicas de la Puna Austral que permiten diferenciarla de la Puna Septentrional. El volcanismo imprime rasgos morfológicos característicos en la Puna en función de las variaciones en su distribución y composición a lo largo del tiempo. Durante el Paleógeno, el volcanismo estuvo prácticamente ausente en la Puna Austral, pero en el Neógeno la actividad magmática se intensificó y perduró hasta tiempos recientes. Kay y Coira (2009) proponen cuatro ciclos principales en la evolución del magmatismo durante el Neógeno en esta región: 1) desde los 26 a los 18 Ma (Oligoceno tardío-Mioceno temprano) el volcanismo se concentró principalmente en el actual territorio chileno representado por grandes volúmenes de ignimbritas riodacíticas y complejos de domos, y en la región de retroarco estuvo caracterizado por flujos de lavas máficas; 2) entre los 18 y 16 Ma el volcanismo se expandió hacia el retroarco desarrollando grandes complejos volcánicos andesíticos-dacíticos (Coira et al. 1993, Richards et al. 2006, entre otros); 3) en el Mioceno tardío (~7 Ma) se produce un cambio importante en el volcanismo de retroarco, con la erupción de lavas máficas asociadas a pequeños centros volcánicos monogénicos (Maro et al. 2017 y referencias allí citadas) y la erupción de voluminosas ignimbritas asociadas al Cerro Galán (Cas et al. 2011); 4) en el Plioceno Superior el arco volcánico frontal se estabilizó en la actual Zona Volcánica Central (Mpodozis et al. 1996) y el retroarco estuvo caracterizado por la erupción de la Ignimbrita Galán (Sparks et al. 1985, Folkes et al. 2011, Kay et al. 2011) y por abundantes centros volcánicos monogénicos máficos (Kay et al. 1994, Risse et al. 2008, Maro et al. 2017, Filipovich et al. 2019, Haag et al. 2019). El volcanismo Plioceno-Reciente de la Puna Austral también está representado por numerosas ignimbritas y domos dacíticos-riolíticos de pequeño a mediano volumen (Seggiaro et al. 2006, Siebel et al. 2001, Schnurr et al. 2007, Guzmán et al. 2014, 2017, Báez et al. 2015, 2017, 2020a, b), entre los cuales se incluye el volcán Cueros de Purulla (Seggiaro et al. 2006).

El área de estudio donde está emplazado el volcán Cueros de Purulla se ubica en el extremo sur de la Puna Austral, 30 km al norte de la cordillera de San Buenaventura, más precisamente en el flanco oriental de la sierra de Calalaste (Fig. 1a-c). La estratigrafía de la zona de estudio está repre-

sentada por un basamento de edad ordovícica conformado por sucesiones clásticas con intercalaciones de volcanitas ácidas y básicas con grados variables de metamorfismo (Turner 1967, Aceñolaza et al. 1976, Seggiaro et al. 2006) e intrusivos básicos a ultrabásicos también afectados por metamorfismo de mediano grado (Seggiaro et al. 2006). Por encima yacen en contacto escasos afloramientos de edad Pérmica sobre la Sierra de Filo Colorado, compuestos por sedimentos clásticos continentales de colores rojizos. Estas rocas están en contacto por falla con las unidades ordovícicas y fueron correlacionadas con la Formación Patquía (Seggiaro et al. 2006). El Mioceno-Plioceno está representado por las volcanitas (andesitas y dacitas) del Complejo volcánico La Hoyada (Seggiaro et al. 2006, Montero López 2009, 2010a y c, Bustos et al. 2014a y b, 2019) y diferentes ignimbritas riodacíticas aflorantes en la quebrada de las Papas, sierra de Calalaste y sierra de Filo Colorado (Seggiaro et al. 2006, Montero López et al. 2011, 2014, 2015). Durante el Pleistoceno-Holoceno se desarrolló una importante actividad volcánica bimodal, donde el extremo básico queda representado por los productos de volcanes monogénicos basálticos a andesíticos-basálticos de las regiones del salar de Carachipampa, volcán Peinado y Pasto Ventura (Kay et al. 1994, Maro et al. 2017, Grosse et al. 2018, Filipovich et al. 2019, Haag et al. 2019), mientras que el miembro final ácido corresponde a los depósitos del Complejo volcánico Cerro Blanco (e.g. Montero López et al. 2010b, c, Báez et al. 2015, 2017, 2020a,b), cerro Torta, volcán Chascón y volcán Cueros de Purulla (Seggiaro et al. 2006, Escalante Fochi et al. 2017). El presente trabajo se focaliza en el volcán Cueros de Purulla como caso de estudio. El mismo fue definido como un domo riolítico pleistoceno (Seggiaro et al. 2006). Posteriormente, en función de la distribución espacial, así como de sus rasgos texturales y composicionales, una serie de depósitos piroclásticos originalmente asignados al Complejo volcánico Cerro Blanco (Seggiaro et al. 2006) fueron correlacionados con el volcán Cueros de Purulla (Báez 2014, Alfaro Ortega 2015, Fernández-Turiel et al. 2019). Estos depósitos piroclásticos tienen rasgos litofaciales generales (e.g. estructuras, color y ausencia de litificación por alteración en fase vapor) muy similares a los depósitos asociados a la actividad más joven del Complejo volcánico Cerro Blanco (Báez et al. 2015, 2020a), sin embargo tienen composiciones mineralógicas y geoquímicas contrastadas (Fernández-Turiel et al. 2019). Por otro lado, los depósitos asignados al volcán Cueros de Purulla tienen composiciones geoquímicas y mineralógicas muy similares a los depósitos más antiguos del Complejo volcánico Cerro Blanco, específicamente respecto a la Ignimbrita Campo de la Piedra Pómez (Báez et al. 2015,

2020b). Sin embargo, los depósitos piroclásticos asociados al volcán Cueros de Purulla no tienen el característico color y elevado grado de litificación (alteración en fase vapor) de la Ignimbrita Campo de la Piedra Pómez (Báez et al. 2015, 2020b). A estos rasgos distintivos de los depósitos asociados al volcán Cueros de Purulla se le suma un elevado porcentaje de fragmentos de lavas, dentro de la población de fragmentos líticos, con rasgos macroscópicos similares a las lavas que constituyen el cuerpo del volcán. Por otro lado, en el valle de Incahuasi (Fig. 1b) es posible observar que los depósitos piroclásticos del volcán Cueros de Purulla presentan relaciones estratigráficas marcadas por importantes discordancias erosivas respecto a la Ignimbrita Campo de la Piedra Pómez (Fig. 2), lo que indica la separación temporal de ambas unidades y permiten asignarle una edad máxima de 73 ka al evento explosivo asociado al volcán Cueros de Purulla.

METODOLOGÍA

El volcán Cueros de Purulla fue cartografiado en terreno a una escala 1:30000 y posteriormente se elaboró un mapa

de detalle a escala 1:30000 utilizando el programa ArcGIS 10 (Fig. 3). La base topográfica del mapa geológico se obtuvo a partir de la extracción de curvas de nivel desde un modelo digital de elevación con 12.5 m de resolución espacial (ALOS PALSAR).

El nuevo esquema estratigráfico propuesto para el volcán Cueros de Purulla se basa en un enfoque aloestratigráfico (e.g. Norini et al. 2014, Báez et al. 2015, Petrinovic y D'Elia 2018, Bustos et al. 2019). Durante las tareas de campo se definieron y describieron diferentes unidades litoestratigráficas informales de mapeo en función de características objetivas observables en el terreno (e.g. composición, textura, relaciones estratigráficas, morfología). Estas unidades litoestratigráficas informales de mapeo fueron agrupadas dentro de unidades limitadas por discontinuidades mayores en función del reconocimiento de discordancias, relacionadas a fases constructivas y destructivas en la historia eruptiva del volcán (UBSU, Unconformity Bounded Stratigraphic Unit, Chang 1975, Salvador 1987, ISSC 1994).

El análisis de facies del volcán Cueros de Purulla se llevó a cabo siguiendo metodologías clásicas (e.g. Cas y Wright 1987, Petrinovic y D'Elia 2018) categorizando las descrip-

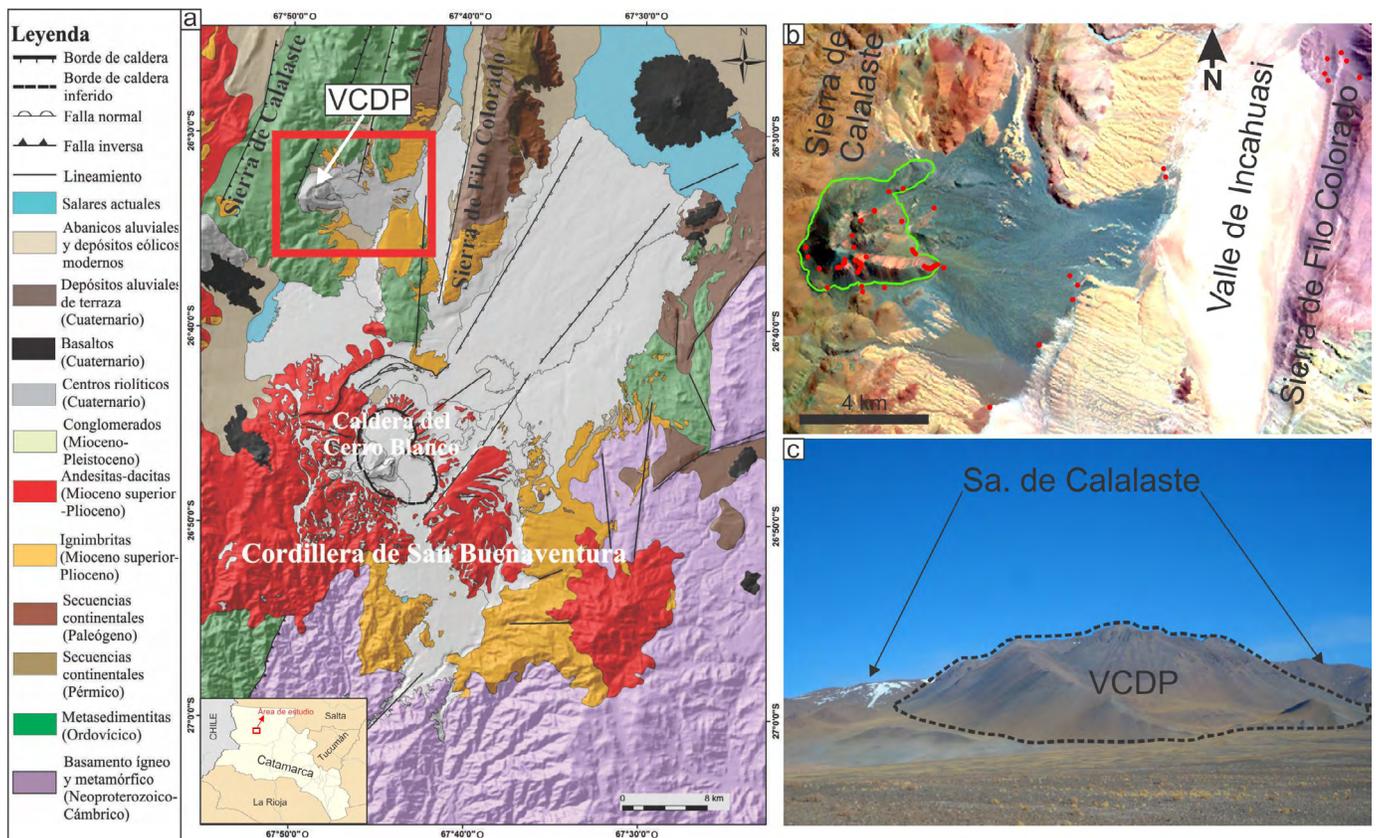


Figura 1: a) Mapa geológico del área de estudio (recuadro rojo) y alrededores (modificado de Báez et al. 2015); b) Imagen satelital del área de trabajo con los sitios relevados (puntos rojos). En verde el volcán Cueros de Purulla (VCDP). c) Fotografía con vista al noroeste del volcán Cueros de Purulla, emplazado sobre el flanco este de la sierra de Calalaste.

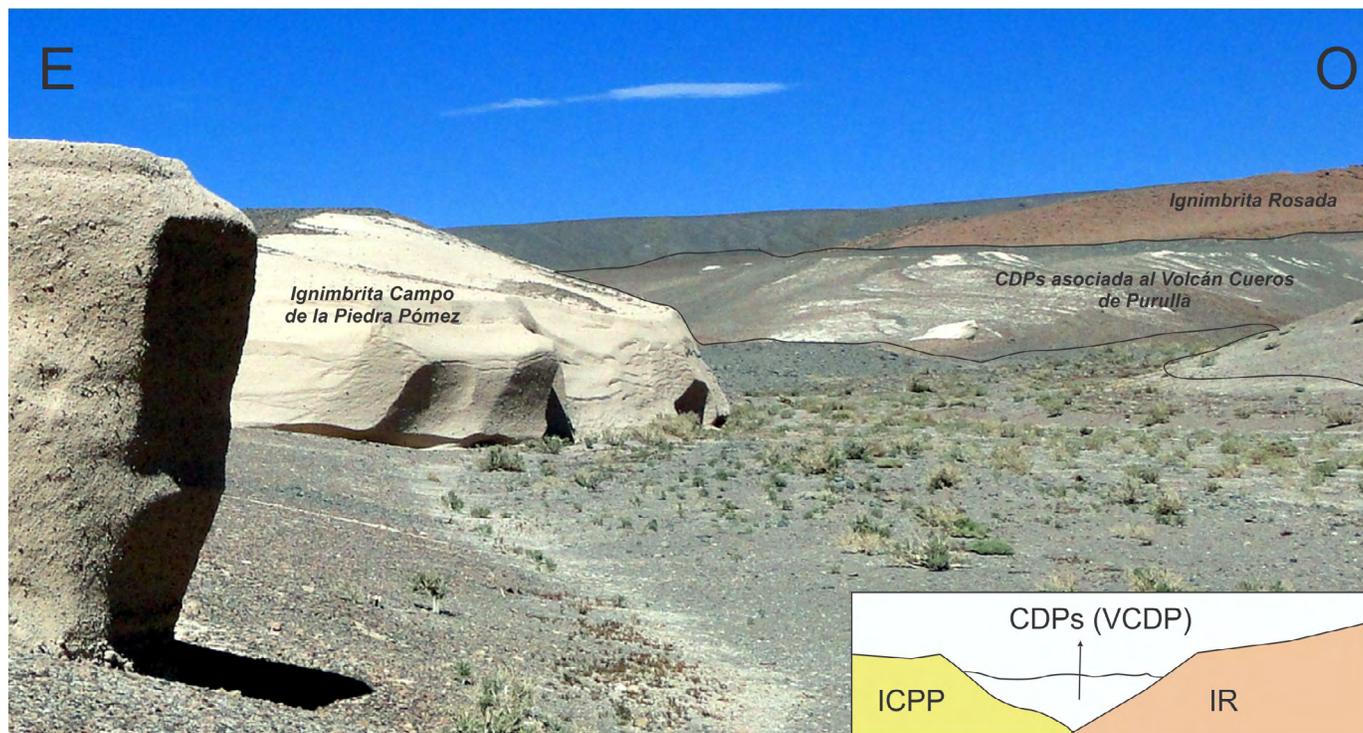


Figura 2: Relación estratigráfica entre la Ignimbrita Rosada (IR), Ignimbrita Campo de la Piedra Pómez (ICPP) y corrientes de densidad piroclásticas (CDPs) asociados al volcán Cueros de Purulla.

ciones de las diferentes litofacies en tres grupos principales: lavas coherentes, depósitos piroclásticos y depósitos volcánico-clásticos secundarios (Cuadro 1).

Con el objetivo de mejorar el entendimiento de la evolución del edificio volcánico se realizaron estimaciones de los volúmenes de las diferentes etapas constructivas y destructivas del volcán representadas por las unidades UBSU. El volumen actual del edificio volcánico se definió utilizando el software MORVOLC siguiendo la metodología propuesta por Grosse et al. (2009, 2012). Los volúmenes independientes de las diferentes unidades UBSU fueron estimados utilizando software ArcGIS 10 mediante la creación de superficies TIN (red irregular de triángulos). El volumen de cada unidad fue estimado como la diferencia entre dos superficies TIN que representen la base y el techo de cada unidad respectivamente. La superficie del techo fue obtenida a partir de un modelo digital de elevación con 12.5 m de resolución espacial (ALOS PALSAR). La superficie de base fue construida a partir de la interpolación de valores de altura en puntos de medición en el terreno. En el caso particular de las unidades UBSU cuya morfología original no fue preservada (parcialmente destruida por las etapas evolutivas posteriores), la misma fue reconstruida manualmente modificando las curvas de nivel en función de las interpretaciones realizadas a partir de los datos de campo. Finalmente fueron estimados los volúmenes de los

domos y *coulées* individuales de una manera menos precisa, integrando su superficie en planta con su espesor promedio.

Por otro lado, durante las tareas de campo se realizó el muestreo de todas las unidades cartografiadas para su posterior caracterización petrográfica y geoquímica. El estudio petrográfico con microscopio óptico de polarización, complementó la descripción mineralógica y textural de las diferentes litofacies. También se obtuvieron porcentajes modales de fenocristales, microlitos, vidrio y vesículas mediante el método de conteo de puntos (~350 puntos/lámina delgada, DeHoff y Rhines 1968). Por último, los análisis geoquímicos de elementos mayoritarios y traza se realizaron en el laboratorio BV Upstream Minerals mediante la combinación de fluorescencia de rayos X (siglas en inglés: XRF) y espectrometría de masas con plasma acoplado inductivamente (siglas en inglés: ICP-MS).

RESULTADOS

Estratigrafía del volcán Cueros de Purulla

El principal resultado de este trabajo es el nuevo mapa de detalle a escala 1:30000 del volcán Cueros de Purulla, de donde se desprende una nueva estratigrafía para el volcán (Fig. 3). En el volcán Cueros de Purulla se reconocen 3 secuencias aloestratigráficas: pre-colapso (A), sin-colapso (SC)

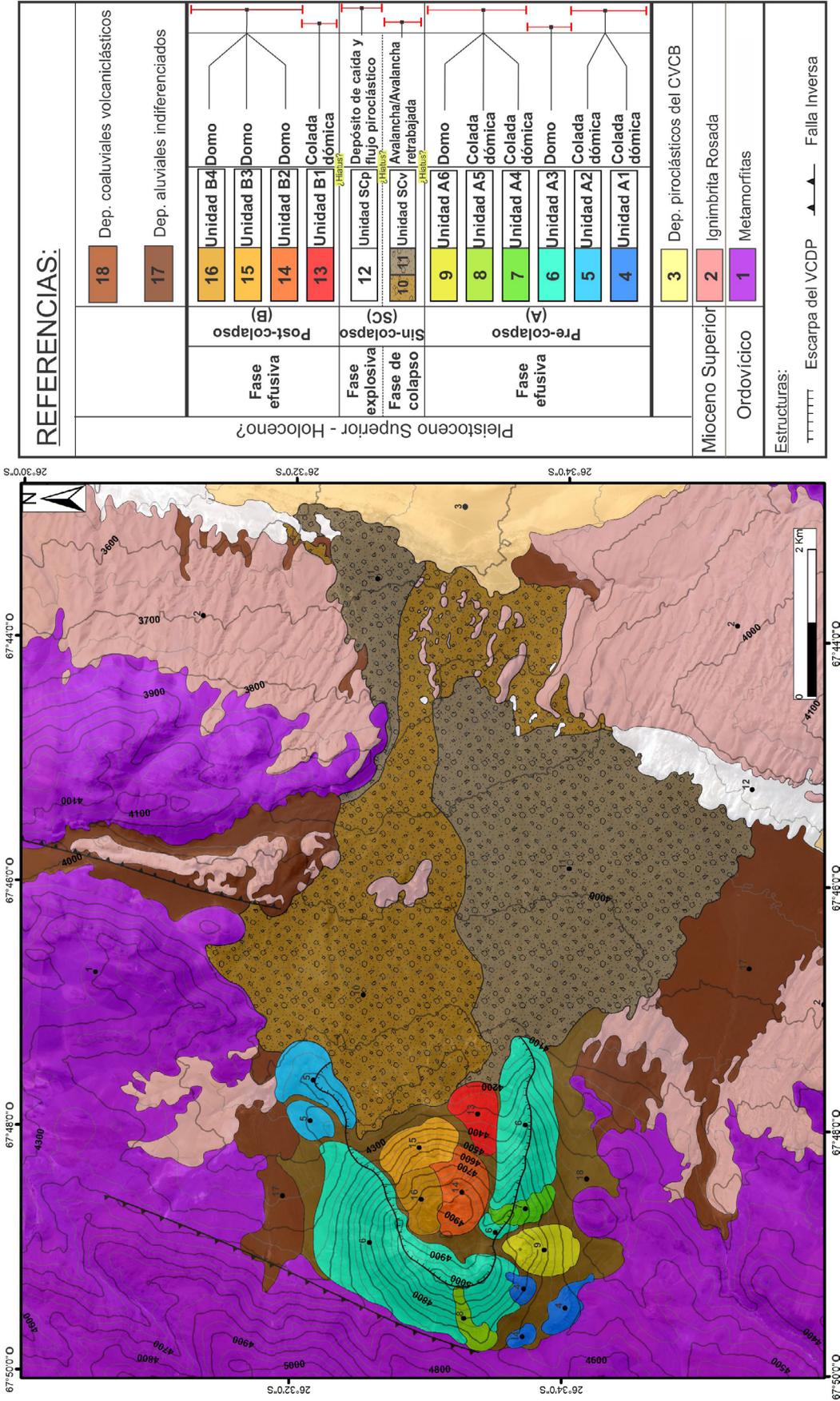


Figura 3: Mapa geológico a escala 1:30000 del volcán Cueros de Purulla (VCDP). CVCB: Complejo volcánico Cerro Blanco".

Cuadro 1. Litofacies del volcán Cueros de Purulla.

Litofacies	Código	Unidades	Generalidades	Estructura	Interpretación
Pre y post-colapso efusivo					
Lavas con foliación fina	Lff	A2, A3, A4, A6, B2 y B3	Marrón claro-gris, textura (tx) afanítica-vítrea; foliación fina (láminas de 0,5 a 2 cm de espesor), meso y microplegues, microfallas, esferulitas (mm), litofisas (cm) y vesículas irregulares.	Foliada	Movimiento del magma durante su emplazamiento bajo un régimen de deformación dúctil (Bonnichsen y Kauffman 1987) de gran intensidad.
Lavas con foliación gruesa	Lfg	A1, A2, A3, A4, B1, B2 y B4	Negra, tx afanítica-vítrea; con foliación gruesa (láminas de 10 a 50 cm), zonas bandeadas (lenticulares) y de brechas, con plegamientos; presentan esferulitas (mm), axiolitas, litofisas (cm) y tufisitas.	Foliada	Movimiento del magma durante su emplazamiento bajo un régimen de deformación dúctil (Bonnichsen y Kauffman 1987) con un grado de intensidad menor que la Lff.
Lavas brechadas	Lbr	A3 y B2	Tx brechosa; forma tabular, lenticular; matriz soportada; con clastos (20 a ≤ 1 cm) angulares y elongados de Lm inmersos en una matriz afanítica marrón claro-gris.	Maciza	Resultado del autobrechamiento de los domos en zonas con un máximo esfuerzo de cizalla (Bonnichsen y Kauffman 1987).
Lavas bandeadas	Lb	A2, A3, B2, B3 y B4	Bandas (cm) negras y marrones (vesiculadas) con tx afanítica-vítrea; zonas de brechas; esferulitas (mm), litofisas (cm), tufisitas; macro, meso y microplegues.	Bandeada	Se interpretan como zonas de transición (frágil-dúctil) entre las Lbr y Lff-Lfg.
Lavas macizas	Lm	A2, A3 y A6	Negra, tx afanítica-vítrea, maciza; con zonas alteradas, lentes marrones-grises, fino bandeamiento y algunas fracturas; esferulitas (mm a cm), litofisas (cm) y tufisitas.	Maciza	Se interpreta que forma parte del núcleo de los cuerpos lávicos-dómicos (Fink 1984, Cas y Wright 1987) con bajo régimen de deformación.
Lavas grises macizas	Lgm	A5	Gris, maciza, tx afanítica porfírica, con microcristales de biotita (bt); presenta zonas vesiculadas; con litofisas.	Maciza	Asociada a la parte superior vesiculada de la litofacies Lm. La desgasificación se produce de manera desigual durante su emplazamiento, generando zonas con diferentes grados de vesículas (Szepesi et al. 2019).
Brechas poco soldadas	Br	A6	Marrón claro, con tx brechosa clasto soportada; con clastos de Lm (≈ 25 -1 cm) subangulosos inmersos en una matriz marrón afanítica. Bastante erosionada, con presencia de bloques sueltos.	Maciza	El cizallamiento de lavas coherentes riolíticas induce fragmentación autoclástica en zonas superficiales solidificadas de los domos (Szepesi et al. 2019) generando estas brechas, que corresponden a la parte superficial del domo, denominada carapacha.
Sin-colapso (volcanoclásticas secundarias)					
Facies de detritos mal seleccionados	Dms	SCv	Depósito clástico, mal seleccionado, formado por detritos volcánicos (facies de Lff, Lfg, Lb y Lm) tamaño pefitas inmersos en una matriz tamaño arena-pelita. Se observan grandes bloques y montículos de detritos volcánicos en la parte media y proximal del depósito.	Maciza	Se interpreta como un depósito de avalancha volcánica de detritos.
Sin-colapso (piroclásticas)					
Facies de lapilli con gradación normal	L _(n)	SCp	Moderadamente seleccionado, clasto soportado tamaño lapilli-ceniza, con pómez blancas subangulosas y levemente alargadas, cristaloclastos de bt y cuarzo (qz), litoclastos de Lm-Ignimbrita Rosada (IR) (Seggiaro et al., 2006)-basamento; gradación normal por capas.	Gradada	Interpretada como un depósito de caída piroclástica asociada a un estilo eruptivo explosivo probablemente de tipo subpliniano.
Facies de lapilli-ceniza maciza rica en pómez	pmLT	SCp	Mal seleccionado, matriz soportado (cinerítica pobre en cristales), macizo, no litificado, con pómez blancas subredondeadas-subangulosas (promedio 2-3 cm y máximo de 6,5 cm), cristaloclastos de bt y qz, litoclastos de basamento e IR, en forma minoritaria de Lb-Lm (promedio 1 cm y máximo de 3,5 cm). Con zonas lenticulares de concentración de líticos.	Maciza	Interpretada como una corriente de densidad piroclástica concentrada (CDPC), que se emplazó en sucesivos pulsos eruptivos, formados a partir de colapsos de una columna eruptiva.
Facies de brecha lítica maciza	mIBr	SCp	Mal seleccionado, lenticular de grandes dimensiones, clasto sostenido (abundantes líticos angulosos de 7-8 a 28 cm de Lb, Lm y Lbr), con una matriz formada por pómez ($\approx 0,2$ -0,5 cm), cristales de bt y qz y ceniza.	Maciza	Interpretada como una facies gruesa de la CDPC que incorporó una gran cantidad de líticos producto de un aumento significativo en la intensidad de la erupción, erosionando las paredes del conducto y el substrato por el que se desplazó.
Facies de lapilli-ceniza maciza rica en líticos	ImLT	SCp	Mal seleccionado, macizo, matriz soportado (abundante ceniza y escasos cristales), con pómez blancas subredondeadas (0,5 a 2,5 cm) y abundantes líticos subangulosos de Lb, Lbr y Lm, de manera subordinada de basamento e IR y cristaloclastos de bt y qz.	Maciza	Se interpreta como una facies de la CDPC rica en líticos, producto de la reestructuración del conducto, aportando importantes volúmenes de líticos y desarrollando una fontana con escaso desarrollo vertical, aunque es posible también que durante esta fase se llevara a cabo una restitución parcial de la columna eruptiva arrancando nuevamente fragmentos de rocas del conducto.

y post-colapso (B), las que a su vez están integradas por diferentes unidades litoestratigráficas (Fig. 3). Este ordenamiento estratigráfico resulta de la relación espacial de las unidades cartografiadas respecto al rasgo morfológico más sobresaliente dentro del volcán Cueros de Purulla: una gran escarpa de colapso de ~1.5 km de diámetro promedio, con forma de herradura que afecta una importante porción del edificio volcánico. Las unidades de la secuencia sin-colapso (SC) fueron interpretadas como unidades relacionadas al evento que dio lugar a la escarpa. Estas unidades no tienen una relación estratigráfica directa con la escarpa ya que se distribuyen fuera de los límites morfológicos del edificio volcánico y están representadas por depósitos volcanoclásticos secundarios (SCv) y depósitos piroclásticos (SCp). Por el contrario, las unidades pertenecientes a las secuencias pre-colapso y post-colapso están formadas por cuerpos de lava asociados a eventos efusivos del volcán, previos y posteriores respectivamente a la generación de la escarpa de colapso. Los cuerpos de lava fueron clasificados como domos o *coulées* en función de su morfología. Los cuerpos de lava con alta relación de aspecto y morfologías en planta sub-circulares a elípticas fueron definidos como domos y los cuerpos de lava con baja relación de aspecto y morfología en planta elongada fueron definidos como *coulées*. El concepto de relación de aspecto fue aplicado entendiéndolo como la relación de la altura H respecto al diámetro en planta (Fink y Bridges 1995). Esta clasificación se realizó de manera cualitativa y relativa, ya que hasta el momento no existe en la bibliografía una clasificación morfométrica cuantitativa para este tipo de estructuras volcánicas (Calder et al. 2015). Las unidades, formadas por cuerpos de lava, fueron ordenadas estratigráficamente en base a la relación con la escarpa de colapso y las relaciones estratigráficas existentes entre ellas. Desde el punto de vista litofacial el volcán Cueros de Purulla presenta dos grandes grupos de litofacies: las que caracterizan los eventos efusivos y las que representan la etapa de sin-colapso. En total se identificaron 10 litofacies cuyas características e interpretaciones son resumidas en el cuadro 1 así como en las figuras 4 y 5. En los párrafos siguientes se describen en detalle las unidades correspondientes a las secuencias pre-, sin- y post-colapso del volcán Cueros de Purulla y se realiza una interpretación sobre su origen. Estas interpretaciones, presentadas preliminarmente en el capítulo de resultados, son luego utilizadas para abordar las discusiones sobre la evolución y tipología del volcán Cueros de Purulla.

Pre-colapso (A): Dentro de la secuencia pre-colapso se reconocen 6 unidades (Fig. 3), compuestas por litofacies de Lff, Lfg, Lb, Lm, Lbr, Lgm y Br (Cuadro 1, Fig. 4). Las unidades

A1 y A2 están estratigráficamente por debajo de la A3, aunque la relación temporal entre ellas no pudo ser definida. Las unidades A1 y A2 son *coulées* formadas por lóbulos con morfologías achatadas (baja relación de aspecto) y frentes con pendientes elevadas, donde predominan las litofacies de Lfg (Cuadro 1, Fig. 4b) con el desarrollo de esferulitas, axiolitas y litofisas, exclusivamente en la unidad A1. En la unidad A2 se observan rasgos superficiales relacionados a su dinámica de emplazamiento como son crestas de presión y albardones. La unidad A3 es la más importante volumétricamente dentro del volcán Cueros de Purulla y representa la mayor parte del edificio pre-colapso, con una superficie de ~5.31 km² y alturas máximas de ~400 m desde el substrato en el cual está emplazado. Sus afloramientos tienen forma de herradura y constituyen un domo de grandes dimensiones, cuya morfología original en planta fue levemente elongada hacia el E siguiendo la pendiente general del flanco oriental de la sierra de Calalaste. Las facies de esta unidad presentan un elevado desarrollo de texturas de desvitrificación de tipo esferulitas esféricas y elongadas de hasta 2 cm de diámetro, estructuras tipo tufisitas milimétricas a centimétricas, litofisas y plegamientos (Fig. 6), principalmente en las facies de Lfg, Lb y Lm (Cuadro 1, Fig. 4b, d y e). Las unidades A4, A5 y A6 se encuentran estratigráficamente por encima de la unidad A3, pero la relación temporal entre estas tres unidades no pudo ser definida. Las unidades A4 y A5 son cuerpos de lava con baja relación de aspecto y morfologías en planta elongadas definidas como *coulées* que descienden desde la zona cumbral del volcán Cueros de Purulla. La unidad A6 está formada por un cuerpo de lava con una relación de aspecto más alta y morfología en planta levemente elongada N-S, por lo que se la define como un domo. Esta última es la única con evidencia de espinas de lavas (Lff) que cortan un depósito de brechas superficiales (Br) (Cuadro 1, Fig. 4g y h). El desarrollo de texturas de desvitrificación, litofisas y tufisitas es limitado en estas unidades.

Sin-colapso (SC): La secuencia SC está formada por dos unidades: SCv y SCp. La unidad SCv se trata de un depósito volcanoclástico muy caótico, mal seleccionado que está parcialmente retrabajado por la actividad aluvial (morfologías de tipo abanico con canales) (Fig. 3). Esto último dificulta encontrar perfiles que expongan claramente su estructura interna y que permitan definir facies internas. En la zona proximal se reconocen grandes bloques rotados, internamente compuestos por lavas similares a las pertenecientes a las unidades pre-colapso, interpretados como bloques torea (Fig. 7a-c), de hasta ~60 m de altura y ~1.1 km de ancho. Estos están formados por fragmentos de lavas y a medida que se pasa a posiciones medias-distales del depósito, se observan

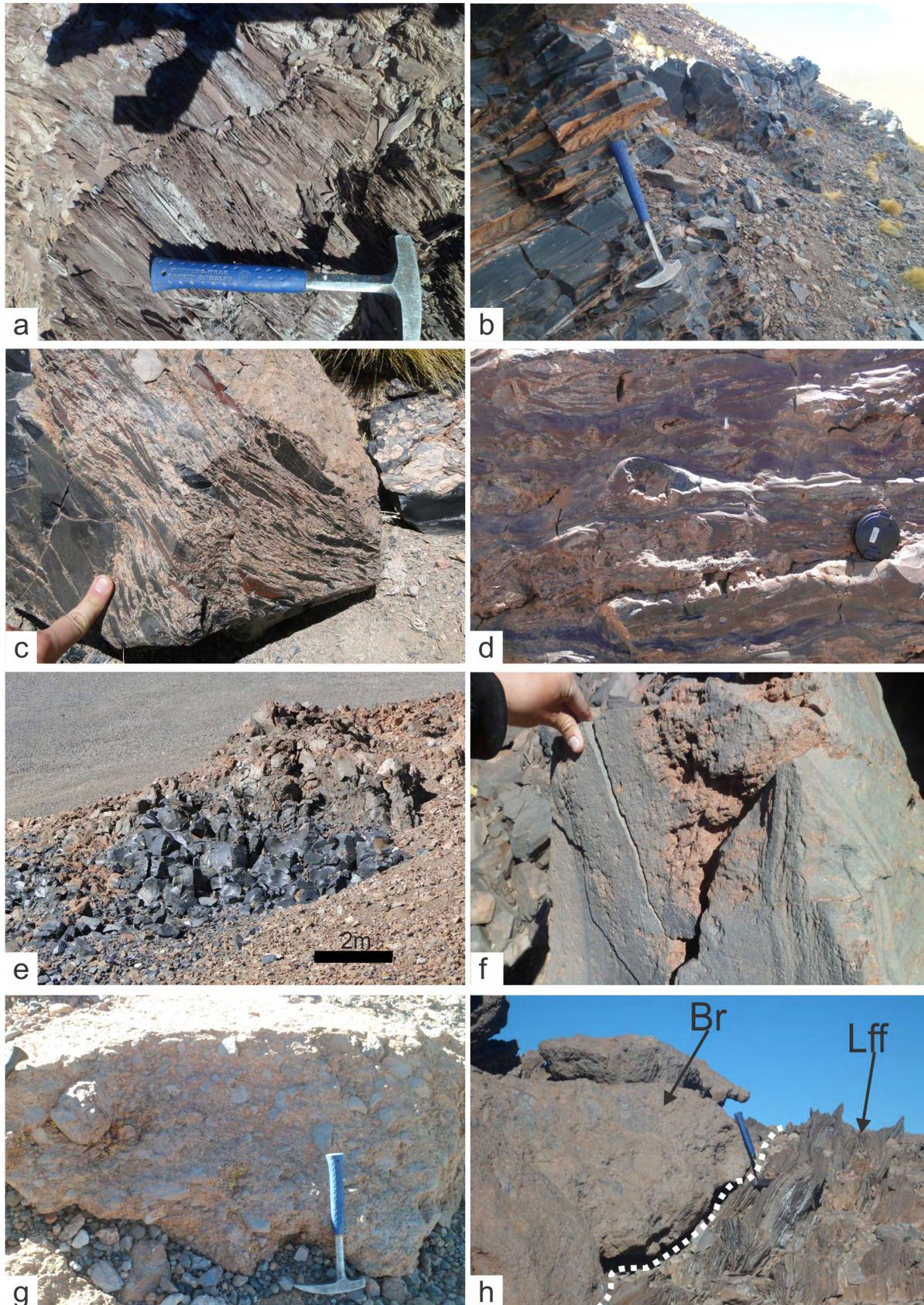


Figura 4: Facies asociadas a la actividad efusiva pre y post-colapso del volcán Cueros de Purulla (VCDP). a) Facies de lavas con foliación fina (Lff); b) Facies de lavas con foliación gruesa (Lfg); c) Facies de lavas brechadas (Lbr); d) Facies de lavas bandeadas (Lb); e) Facies de lavas macizas (Lm); f) Facies de lavas grises macizas (Lgm); g) Facies de brechas poco soldadas (Br); h) Contacto entre las facies Br y Lff en la unidad A6.

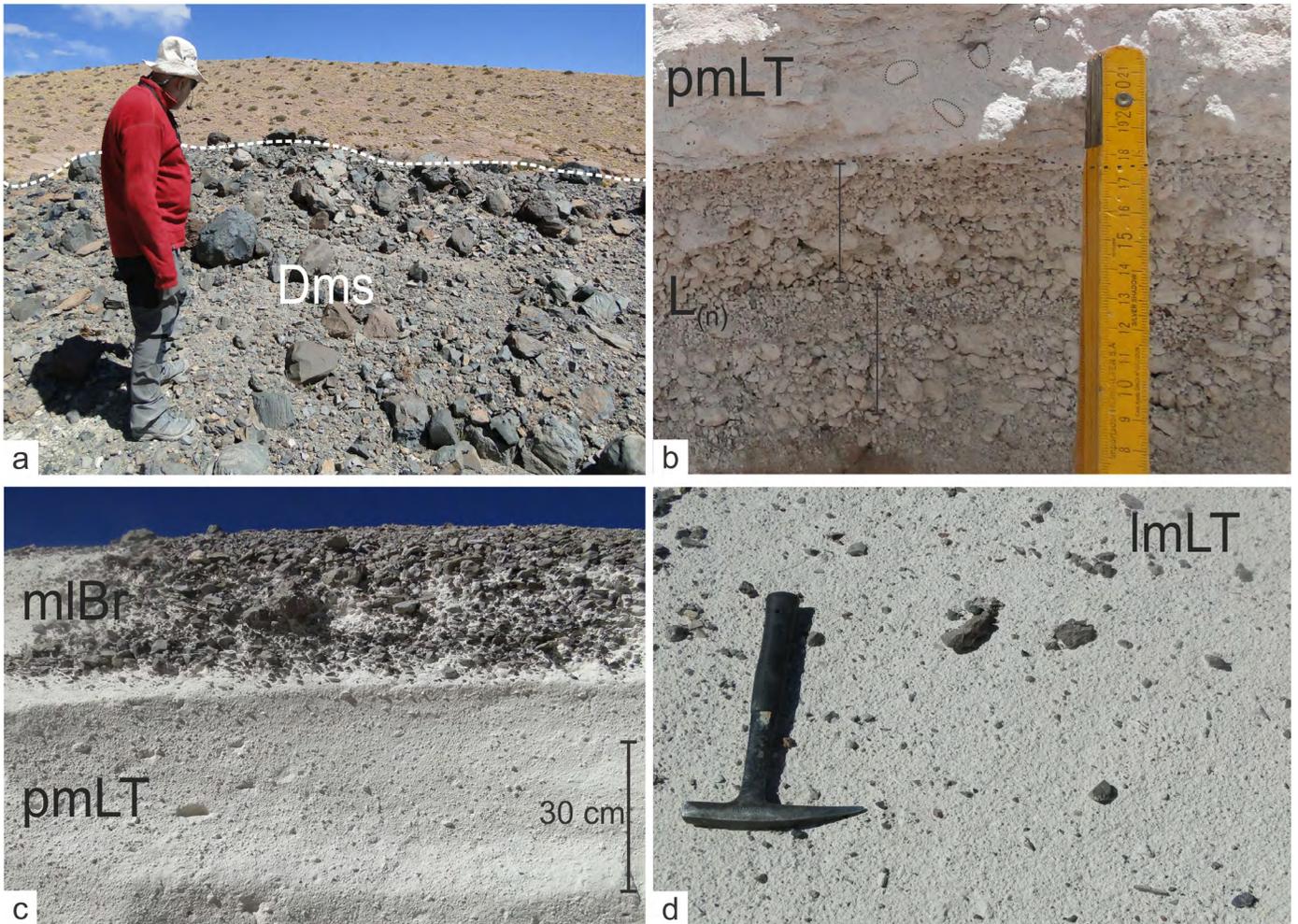


Figura 5: Facies asociadas a la fase de colapso y actividad explosiva. a) Facies de detritos mal seleccionados (Dms); b) Facies de lapilli con gradación normal ($L_{(n)}$) y facies de lapilli-ceniza maciza rica en pómez (pmLT); c) Facies de lapilli-ceniza maciza rica en pómez (pmLT) y facies de brecha lítica masiva (mIBr); d) Facies de lapilli-ceniza maciza rica en líticos (ImLT).

una serie de montículos orientados O-E interpretados como morfologías de tipo *hummocky* con tamaños de ~50-150 m de longitud (Fig. 7a y b), que disminuyen progresivamente hacia zonas distales. Por otro lado, en zonas distales de la unidad SCv se encontraron evidencias de *tide mark* o marca de marea (Richards y Villeneuve 2001) (Fig. 7d), evidenciando que el material transportado remontó sobre altos topográficos ubicados inmediatamente al este del volcán Cueros de Purulla. Los detritos volcánicos que forman parte del depósito se corresponden con facies asociadas al volcán Cueros de Purulla (facies de Lff, Lfg, Lb y Lm) (Figs. 4a-b, 4d-e y 5a). La presencia de bloques toreyas, la morfología tipo *hummocky*, la capacidad de remontar altos topográficos y facies que componen el depósito, junto con la presencia de una importante escarpa de colapso dentro del edificio volcánico (Figs. 3, 5a y 7) sugieren que el depósito se originó a partir de una avalancha de detritos producto del colapso parcial del flanco E del volcán Cueros de Purulla (Cuadro 1).

La unidad SCp agrupa los depósitos piroclásticos asociados al evento explosivo del volcán Cueros de Purulla aflorantes al este del edificio volcánico (Fig. 3 y 8). En escasos sectores fue posible confirmar que estos depósitos están estratigráficamente por encima de la unidad SCv. Si bien no se cuenta con relaciones estratigráficas con respecto al resto del edificio volcánico, se incluye esta unidad de manera preliminar dentro de la secuencia sin-colapso. En este sentido, es importante remarcar que durante las tareas de campo no se identificó, dentro del volcán Cueros de Purulla, ninguna estructura compatible con un cráter asociado a la actividad explosiva. Por esta razón, es posible que dicha estructura fuese ocupada por los productos de la actividad post-colapso, siendo otra evidencia indirecta del ordenamiento estratigráfico de la unidad SCp. Este episodio explosivo está representado por depósitos de caída ($L_{(n)}$, Cuadro 1) y depósitos asociados a corrientes de densidad piroclásticas (pmLT, mIBr y ImLT, Cuadro 1) los cuales, como se mencionó anteriormente, se distri-

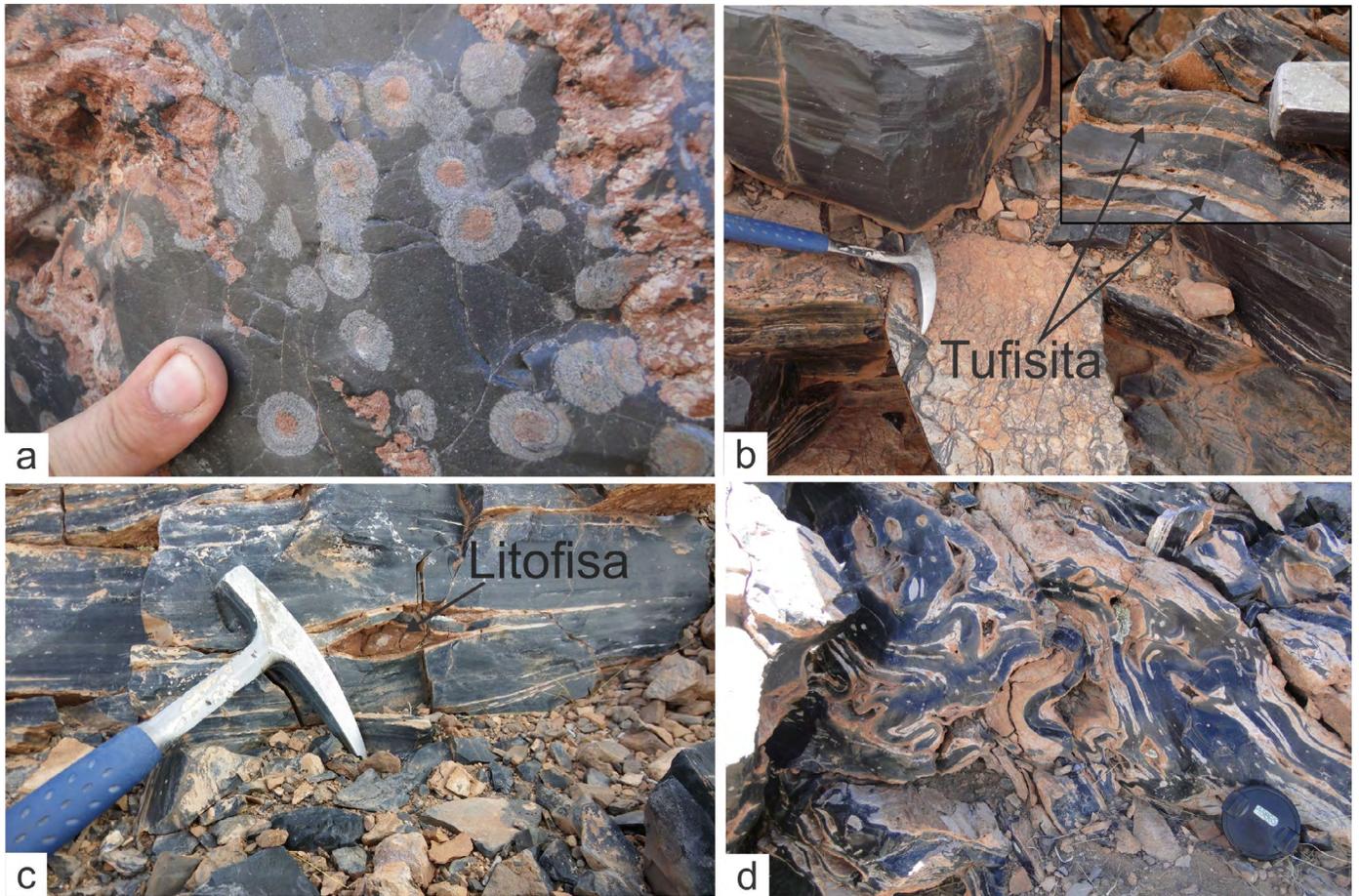


Figura 6: Ejemplo de las estructuras típicas encontradas en las unidades de domos y *coulées* pre y post-colapso. a) Esferulitas radiales y deformadas; b) Vista en planta de tufisitas. Recuadro superior derecho: corte transversal de un domo donde se observan tufisitas; c) Litofisas; d) Pliegues.

buyen hacia el ENE del edificio volcánico (Fig. 8 y 9). Estos depósitos fueron descritos en mayor detalle en tres perfiles denominados 1, 2 y 3 (Figs. 8 y 9), donde se observa que los espesores y tamaños máximos de pómez y líticos disminuyen hacia el NE y el SO. En el punto 2 se encuentra el perfil más completo y mejor expuesto donde se observa la secuencia eruptiva completa (Fig. 8). Este perfil comienza con dos niveles de depósitos de caída (facies $L_{(n)}$) (ver Cuadro 1, Figs. 8 y 9d) de color blanco, los cuales tienen 20 y 75 cm de espesor respectivamente. La facies de $L_{(n)}$ tiene gradación normal y granulometrías que varían desde tamaño lapilli a ceniza. Entre estos dos depósitos de caída, en contacto neto levemente ondulado, intercala un depósito de las facies pmlT interpretado como una corriente de densidad piroclástica (Cuadro 1, Figs. 8 y 9d) de 15 cm de espesor, también de color blanco con granulometrías de tamaño bloque-lapilli-ceniza. Por encima de esta secuencia basal en contacto neto y ligeramente ondulado afloran 6 m de depósitos asociados a corrientes de densidad piroclásticas formados por las facies pmlT, mlBr y lmlT (Cuadro 1, Fig. 9e), con contactos irregulares y espeso-

res promedios de ~3, 0.5 y 2.5 m respectivamente. En estas facies, resalta el aumento progresivo de litoclastos de lavas volcánicas asociadas al volcán Cueros de Purulla desde la facies inferior a las superiores (Cuadro 1).

Post-colapso (B): La secuencia post-colapso está formada por cuatro unidades emplazadas en la zona central del edificio volcánico y que no están afectadas por la escarpa de colapso (Fig. 3). La posición estratigráfica entre las 4 unidades (B1, B2, B3 y B4) se definió en base a las relaciones de contacto existentes entre ellas. Litofacialmente estas unidades están conformadas por las facies Lff, Lfg, Lbr y Lb (Cuadro 1, Fig. 4a-d). La unidad B1 está formada por un cuerpo de lava con forma de "torta" (baja relación de aspecto) levemente elongada hacia el E y es definida como *coulée*. La unidad B1 presenta abundante desarrollo de esferulitas, axiolitas y litofisas (Fig. 6), a diferencia del resto de las unidades del post-colapso donde se observaron menor cantidad. Las unidades B2, B3 y B4 están formadas por cuerpos de lava con alta relación de aspecto, morfología sub-circular en planta y pendientes elevadas de hasta ~30 grados. Estos rasgos

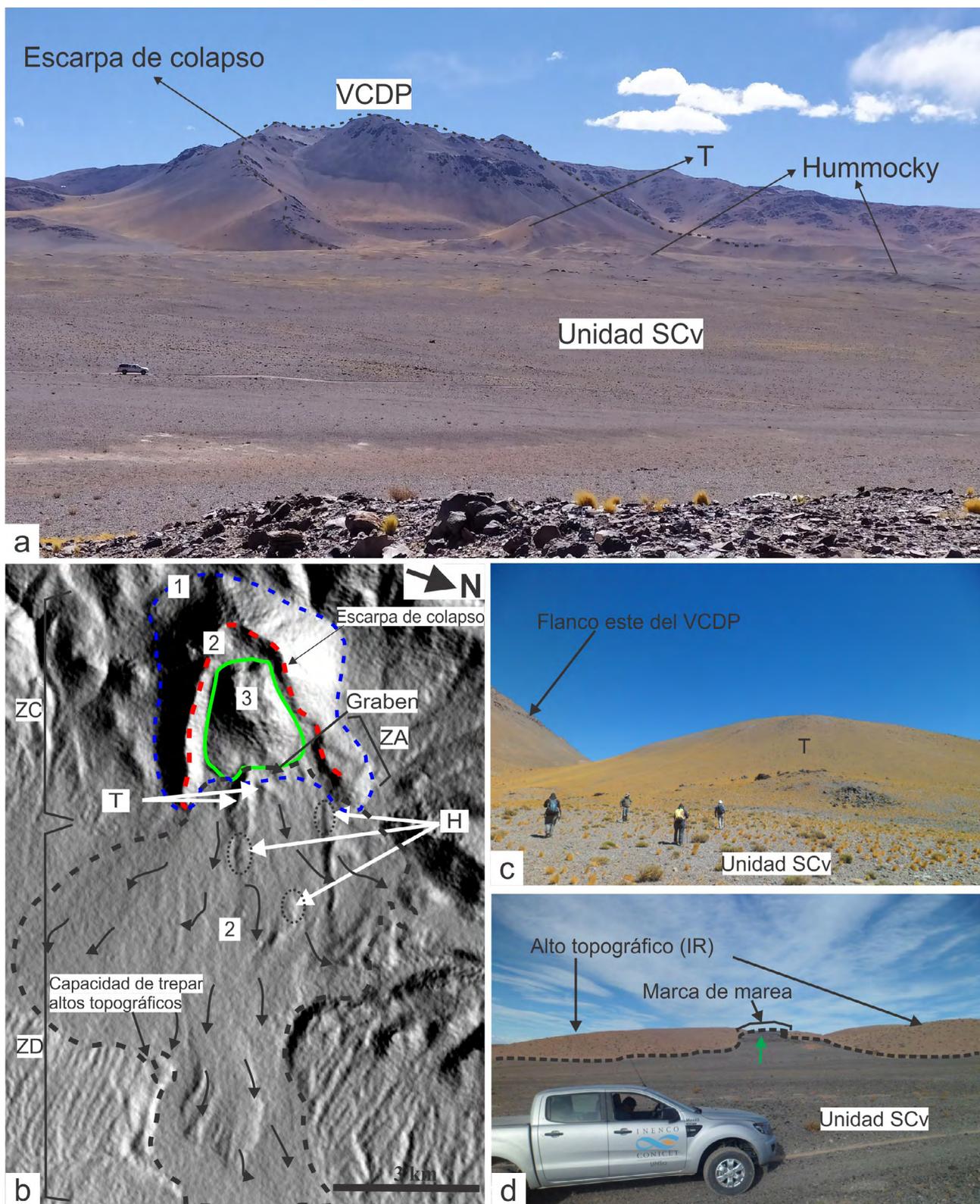


Figura 7: Morfología de los depósitos asociados al colapso parcial del edificio volcánico. a) Vista panorámica hacia el noroeste del volcán Cueros de Purulla (VCDP) donde se reconocen los principales rasgos asociados al colapso del edificio volcánico: Escarpa de colapso, bloques toreva (T) y morfología *hummocky* en la superficie de los depósitos; b) Sombreado generado a partir de un modelo digital de elevación donde se identifican los principales rasgos asociados al colapso del edificio volcánico: Escarpa de colapso, bloques toreva (T) y morfología *hummocky* en la superficie de los depósitos (H) (1: Secuencia pre-colapso; 2: Secuencia sin-colapso asociada al colapso del volcán Cueros de Purulla; 3: Secuencia post-colapso; ZC: zona de colapso; ZA: zona de acumulación; ZD: zona de depósito); c) Bloque toreva (T) en la zona proximal del depósito volcanoclástico secundario (SCv); d) Zona distal del SCv donde es posible observar las marcas de marea que indican la capacidad de superar altos topográficos.

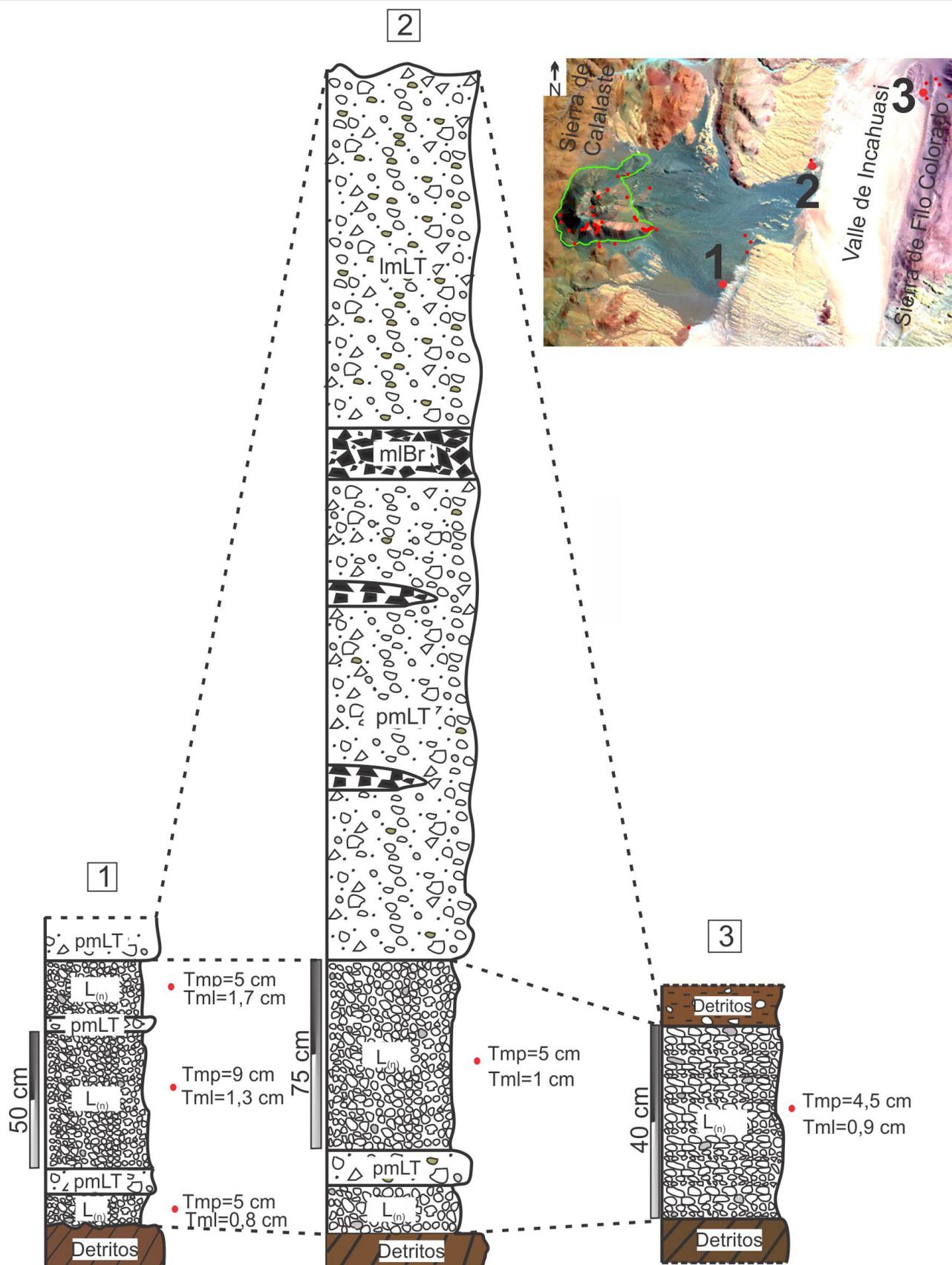


Figura 8: Perfiles de los depósitos piroclásticos (SCp) en los puntos 1, 2 y 3. Tmp: tamaño máximo de pómez. Tml: tamaño máximo de líficos. L_(n): facies de lapilli con gradación normal. pmLT: facies de lapilli-ceniza maciza rica en pómez. mlBr: facies de brecha lífica masiva. ImLT: facies de lapilli-ceniza macizo rico en líficos.

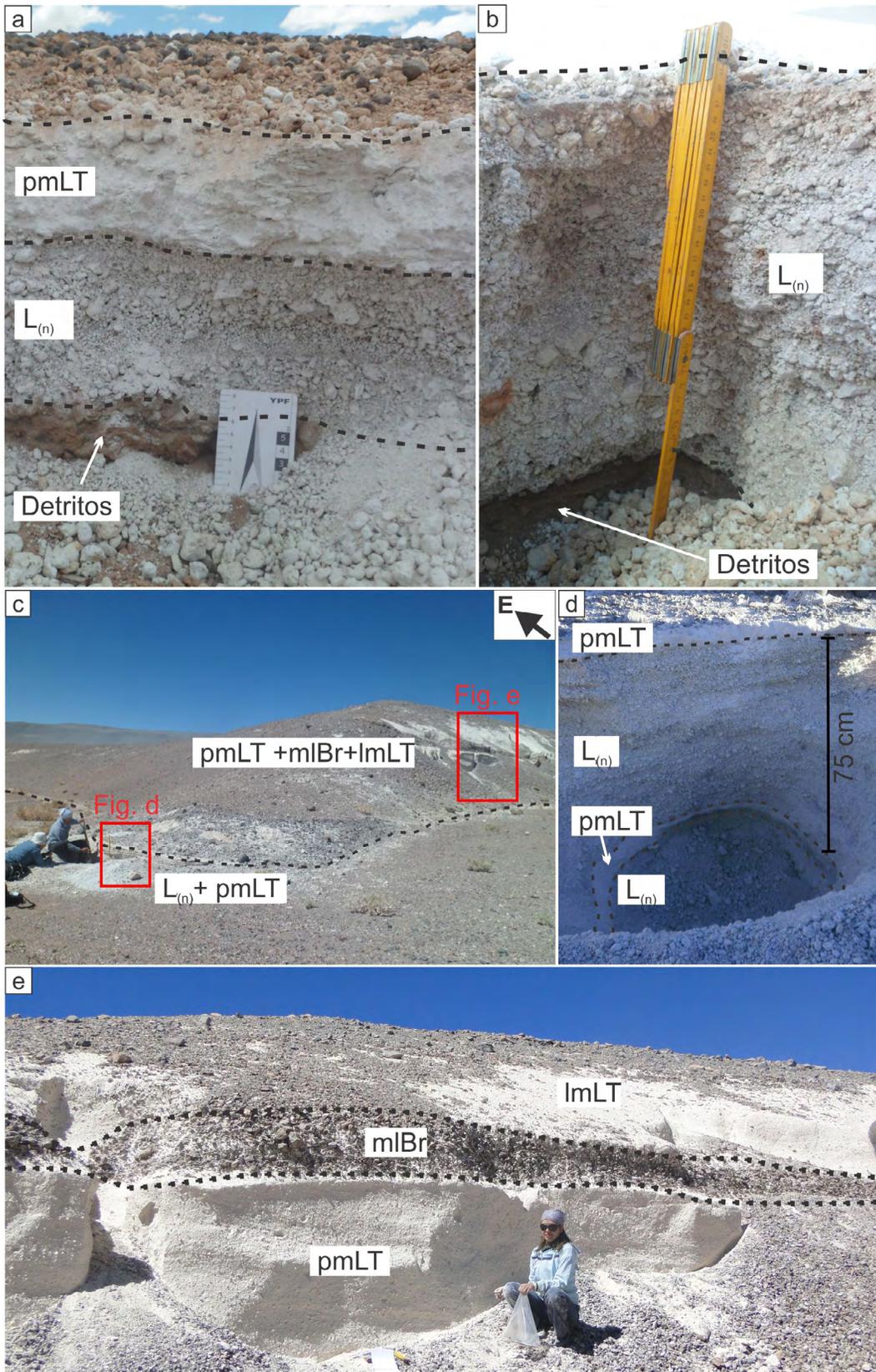


Figura 9: Fotografías de campo mostrando las características generales de los depósitos piroclásticos asociados al volcán Cueros de Purulla. a) Detalle del afloramiento en el punto 1; b) Detalle del afloramiento en el punto 3; c) Vista panorámica del punto 2; d) Detalle de la zona basal del perfil en el punto 2; e) Detalle de la zona superior del perfil en el punto 2. $L_{(n)}$: facies de lapilli con gradación normal. pmLT: facies de lapilli-ceniza maciza rica en pómez. mIBr: facies de brecha lítica masiva. ImLT: facies de lapilli-ceniza macizo rico en líticos.

morfológicos permiten definirlos como domos. Así mismo sus contactos sinuosos en planta y aparente solapamiento de las tres unidades sugieren que consisten en lóbulos de un domo complejo.

Estimaciones de volúmenes

En este apartado se presentan los volúmenes de las secuencias pre-colapso, post-colapso y sin-colapso así como de los domos y *coulées* individuales que forman el volcán Cueros de Purulla (Cuadro 2, Fig. 10). La mayor parte del volumen del volcán está constituido por la secuencia de pre-colapso (~76%), mientras que la actividad post-colapso representa solo el ~24 % del volumen total actual del volcán Cueros de Purulla. Dentro de las unidades definidas como domos y *coulées*, se puede apreciar que el domo A3 es el de mayor volumen. Por otro lado, el volumen de la secuencia sin-colapso fue estimado solo sobre la unidad volcániclastica interpretada como un depósito de avalancha. Respecto a los depósitos piroclásticos no se cuenta con estimaciones de volúmenes. Un aspecto importante a resaltar es que la diferencia entre el volumen estimado del volcán Cueros de Purulla antes del evento de colapso y el volumen actual de la secuencia pre-colapso es consistente con el volumen estimado para el depósito de avalancha de detritos. El colapso parcial del volcán Cueros de Purulla representó un ~15% del volumen original del volcán.

Cuadro 2. Morfometría del volcán Cueros de Purulla

Secuencia	Volumen (km ³)	Unidad	Lóbulos	Altura (km)	Largo (km)	Ancho (km)	
Pre-colapso	3.93	A1	Norte	0.03	0.91	0.40	
			Sur	0.03	0.89	0.75	
		A2	Norte	0.04	0.82	0.43	
			Sur	0.06	1.30	0.84	
		A3	-	0.40	4.08	3.24	
		A4	-	0.08	0.88	0.31	
		A5	-	0.06	1.00	0.48	
A6	-	0.23	1.03	0.65			
Sin-colapso (volcániclastico)	0.72	SCv	-	¿?	7.75	7.31	
Post-colapso	1.26	B1	-	0.07	0.80	0.62	
			B2	-	0.37	1.23	0.62
			B3	-	0.37	1.00	0.65
			B4	-	0.24	0.89	0.53
Volumen actual del VCDP	5.19	-	-	-	-	-	
Reconstrucción del edificio volcánico antes del colapso	4.56	-	-	-	-	-	

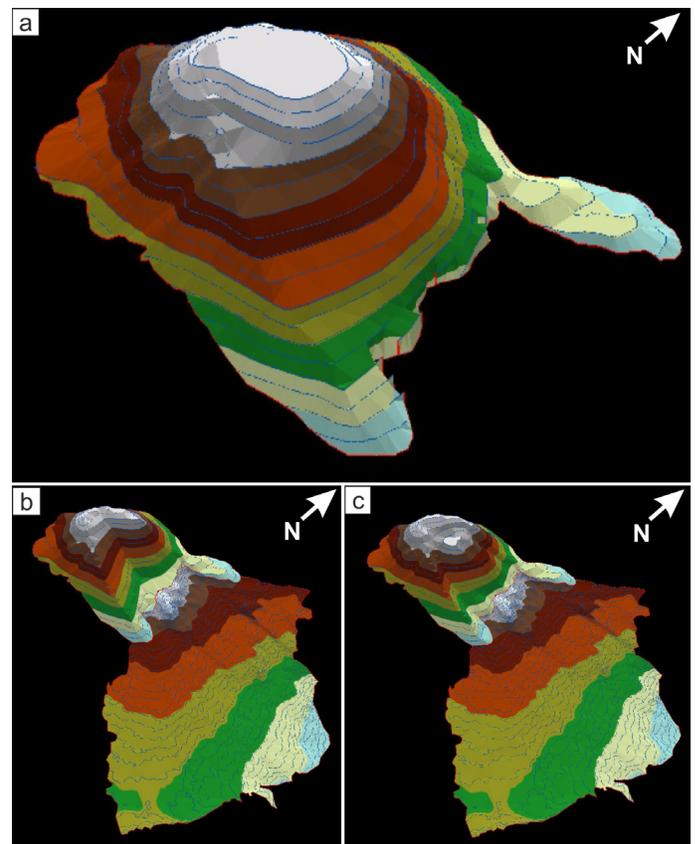


Figura 10: a) Reconstrucción 3D del volcán Cueros de Purulla (VCDP) antes del colapso; b) Reconstrucción 3D del volcán después del colapso; c) Reconstrucción 3D actual del volcán Cueros de Purulla.

Petrografía

Petrográficamente las unidades pre- y post-colapso tienen rasgos mineralógicos y texturales muy similares. En general presentan texturas hipocristalinas vitrofíricas, con un contenido de microfenocristales de ≤12 %, de 0.2 a 1 mm. Están compuestas por plagioclasa (7 %) subhedral-euhedral, biotita (2.5 %) subhedral con forma tabular-acicular y sanidina (1.5 %) con forma euhedral-subhedral; en menor proporción posee cuarzo (0.5 %) anhedral y minerales opacos (0.5 %) no identificados. La matriz es de tipo hialopíltica, formada fundamentalmente por microlitos primarios (~60 %) de plagioclasa de ~0.05 mm, inmersos en un pasta vítrea (Fig. 11a y b). El bandeamiento magmático milimétrico es un rasgo característico de todas estas rocas en sección delgada. Es definido por la variabilidad en el contenido de microlitos y grado de vesicularidad (Fig. 11c y d). En muchas muestras se observan estructuras de deformación como pliegues y fracturas (Fig. 11e y f), las cuales también fueron reconocidas a escala de afloramientos. La matriz presenta un grado elevado de texturas de desvitrificación, como esferulitas individuales esféricas (no radiales y radiales) de 1 mm a 2 cm de diámetro, en

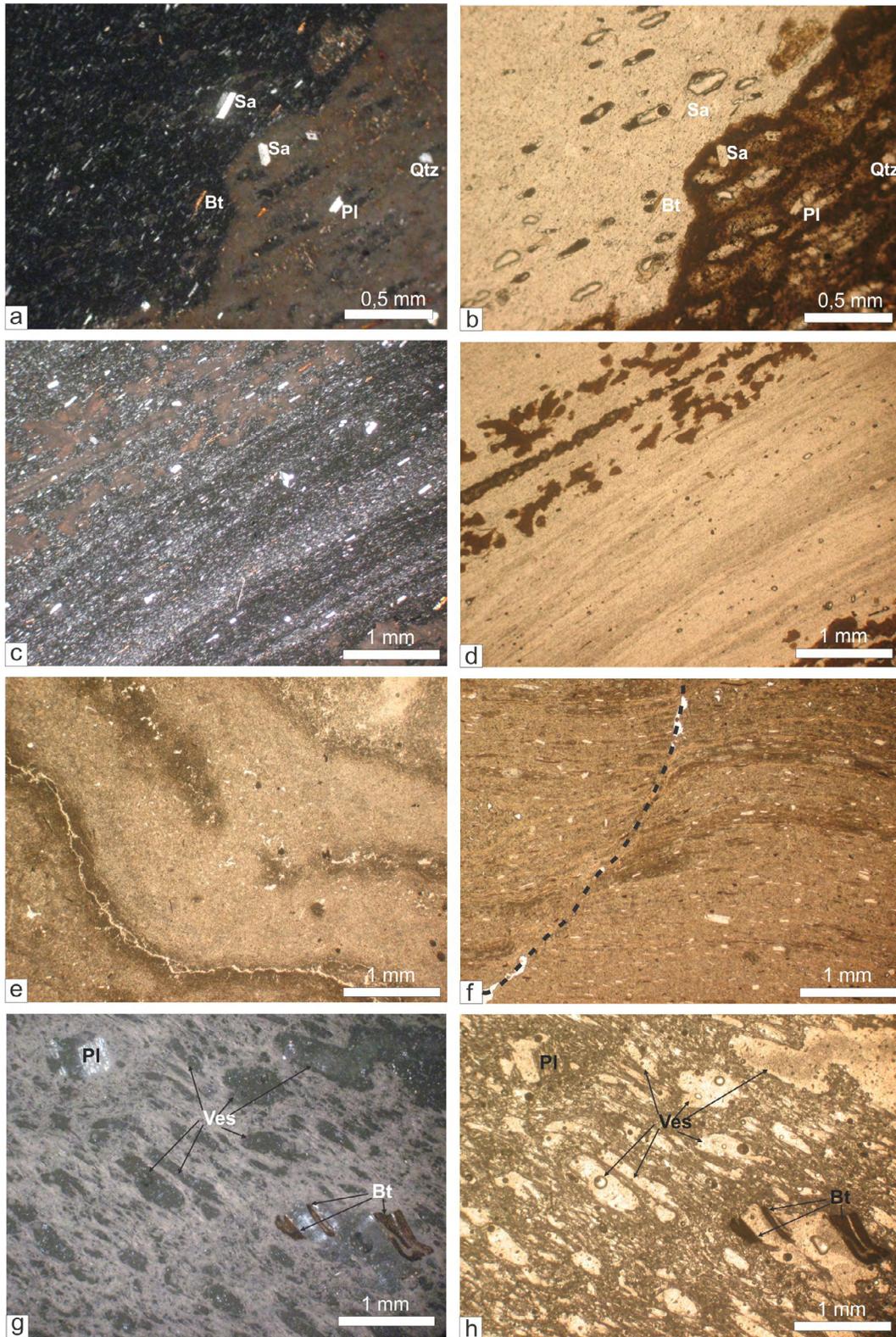


Figura 11: a-b) Fotomicrografías representativas de la petrografía de las lavas asociadas al volcán Cueros de Purulla, a nicoles cruzados y nicoles paralelos respectivamente. Nótese en el sector inferior derecho el desarrollo de agregados de esferulitas; c-d) Fotomicrografías, a nicoles cruzados y nicoles paralelos respectivamente, donde se observan esferulitas alineadas con el bandeamiento magmático y a lo largo de una microfractura. Ambos rasgos típicamente caracterizan a las lavas del volcán Cueros de Purulla; e) Fotomicrografías a nicoles paralelos donde se observa un ejemplo de micro-plegamientos; f) Fotomicrografías a nicoles paralelos donde se observa un ejemplo de micro-fallas; g-h) Fotomicrografías, a nicoles cruzados y nicoles paralelos respectivamente, donde se observan los rasgos mineralógicos y texturales que caracterizan al material juvenil de los depósitos proclásticos asociados al volcán Cueros de Purulla. Qtz: cuarzo. Bt: biotita. Sa: sanidina. Pl: plagioclase. Ves: vesículas.

agregados y axiolitas (Fig. 11a-d). Muchas de las esferulitas individuales crecieron una al lado de otra formando trenes individuales de esferulitas alineadas a lo largo de la foliación y el bandeado magmático (McPhie et al. 1993), o a lo largo de fracturas (Fig. 11c y d). También fue posible reconocer en algunas muestras y de manera subordinada, agregados microcristalinos asociados a desvitrificación.

En contraste, el material juvenil (pómez) de los depósitos de caída (actividad explosiva) en sección delgada presenta texturas hipocristalinas porfíricas, con microfenocristales de 0.3 a 1.4 mm (5 %) de plagioclasa (2 %), biotita (2 %), sanidina (0.4 %) y cuarzo (0.3 %), contenidos por una matriz vítrea con alto porcentaje de vesículas (~22 %) y escasos microlitos en relación a los productos efusivos (≤ 1 %) (Fig. 11g y h). Contienen escasos piroxenos (0.3 %) como xenocristales, similares a los observados en los enclaves basálticos de la ICCP (Bardelli et al. 2020).

Geoquímica

La composición geoquímica de las unidades litoestratigráficas que conforman el volcán Cueros de Purulla es relativamente homogénea. En general, todas las rocas del volcán Cueros de Purulla tienen composición riolítica con afinidad calcoalcalina de alto potasio (K_2O entre 4.40 – 4.61 %) (Cuadro 3, Fig. 12a y b). Los valores de los óxidos mayoritarios y traza de las lavas y los depósitos piroclásticos se encuentran dentro de los rangos normales para las rocas riolíticas.

Sin embargo, existen algunas diferencias geoquímicas (dentro del rango esperable para composiciones riolíticas) entre el material juvenil de los depósitos piroclásticos y las lavas agrupados en las unidades pre y post-colapso. En este sentido, las muestras de los eventos efusivos (secuencias A y B) son levemente peraluminosas y la etapa explosiva tiene afinidad metaluminosa (Fig. 12c). Por otro lado, el material juvenil de la fase explosiva presenta valores más elevados de MgO , Fe_2O_3 , FeO , TiO_2 , P_2O_5 , Sr , Ba y Zr , y menores de SiO_2 , Al_2O_3 , MnO , Rb , Y , Cs y Nb con respecto a las rocas de las fases efusivas (Cuadro 3, Fig. 12d y e).

Además de estas diferencias internas, es importante mencionar que la geoquímica del volcán Cueros de Purulla tiene valores de elementos mayoritarios y traza similares con algunos productos del Complejo volcánico Cerro Blanco (Arnosio et al. 2005, Montero López et al. 2010b, c, Báez et al. 2015, Bardelli et al. 2020, Fig. 12). Específicamente se observa una fuerte afinidad geoquímica con la Ignimbrita Campo de la Piedra Pómez (Fig. 12).

DISCUSIONES

Evolución del volcán Cueros de Purulla

A partir del relevamiento cartográfico de detalle y de la descripción e interpretación de las diferentes UBSU y unidades litoestratigráficas mapeadas fue posible reconstruir la historia eruptiva del volcán Cueros de Purulla (Fig. 13). El volcán Cueros de Purulla se caracteriza por el desarrollo de fases constructivas y fases destructivas a lo largo de su evolución, así como por la ocurrencia de actividad volcánica de tipo efusiva y explosiva. Sin embargo, las fases constructivas del edificio volcánico fueron predominantemente de tipo efusivas caracterizadas por el emplazamiento de domos y *coulées*. La construcción del edificio volcánico puede ser dividida en dos fases principales separadas por un colapso parcial del mismo (fase destructiva).

La primera fase constructiva (pre-colapso) comenzó con el emplazamiento de *coulées* de pequeño volumen, correspondientes a las unidades A1 y A2 (Fig. 13A), seguidas por el crecimiento del domo de la unidad A3 (Fig. 13b), el cual constituye gran parte del volumen del volcán Cueros de Purulla. La mayor parte del volumen del domo A3 fue involucrado en el evento de colapso, sin embargo, es posible reconstruir su morfología original, la cual en planta fue elíptica debido fundamentalmente a la pendiente original del substrato (flanco oriental de la sierra de Calalaste). Finalmente, antes del evento de colapso, se emplazaron en el flanco sur de la unidad A3 una serie de domos y *coulées* menores (unidades A4, A5, A6, Fig. 13c). Todas ellas presentan morfologías elongadas en planta, las cuales se relacionan con las fuertes pendientes del flanco sur del domo A3.

La segunda fase constructiva principal (post-colapso) comenzó con el emplazamiento de un *coulée* (unidad B1, Fig. 13f), la cual fue seguida por el emplazamiento de las unidades B2, B3 y B4 (Fig. 13g). Estas tres unidades posiblemente constituyan un domo complejo formado por varios lóbulos. Toda la actividad efusiva post-colapso se localizó en la parte central del edificio volcánico en el espacio generado por el evento de colapso parcial del edificio volcánico y posiblemente ocupando el cráter asociado al evento explosivo.

El rasgo más llamativo y característico de la actividad efusiva del volcán Cueros de Purulla, tanto pre como post-colapso, es la ausencia total de depósitos asociados a flujos de bloques y ceniza. En este sentido, Calder et al. (2015) realiza una distinción entre dos tipologías principales de domos. Por un lado, existen los domos de tipo Peleanos que se asocian típicamente a composiciones andesíticas-dacíticas y se caracterizan por el desarrollo de sucesivos colapsos durante

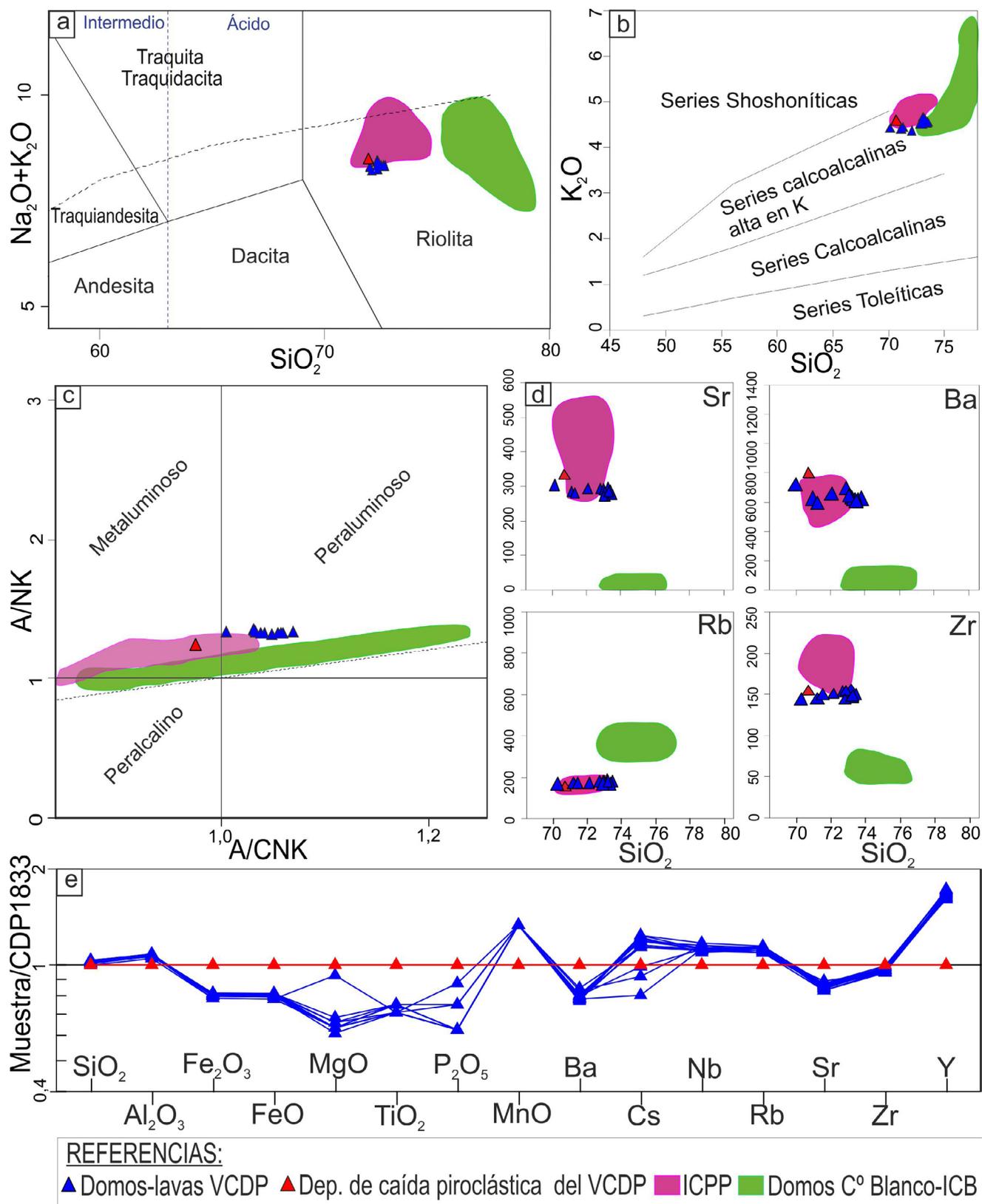


Figura 12: a) Diagrama TAS de rocas volcánicas (Le Bas et al. 1986); b) Gráfico de K_2O vs SiO_2 (clasificación de Peccerillo y Taylor 1976); c) Gráfico A/NK vs A/CNK (Shand 1943); d) Diagramas de variación lineal tipo Harker de algunos elementos trazas. e) Diagrama spider de algunos óxidos mayoritarios y elementos trazas. Símbolos azul y rojo corresponden a las muestras del volcán Cueros de Purulla (VCDP). ICPP (Ignimbrita Campo de la Piedra Pómez), ICB (Ignimbrita Cerro Blanco) (Arnosio et al. 2005, Montero López et al. 2010b, c, Báez et al. 2015, Bardelli et al. 2020).

Cuadro 3. Datos geoquímicos de elementos mayoritarios y traza (roca total) de muestras representativas de lavas y depósito de caída piroclástica del volcán Cueros de Purullá.

Nombre	CDP1722	CDP177PQ	CDP1719	CDP172	CDP173	CDP17DFN	CDP1838	CDP1724	CDP17DC	CDP1844	CDP17LG	CDP1710	CDP1716	CDP1833
Unidad	A1	A2	A3	A3	A3	A3	A4	A5	A5	A6	B1	B3	B4	Scp
Fase	Efusiva	Efusiva	Efusiva	Efusiva	Efusiva	Efusiva	Efusiva	Efusiva	Efusiva	Efusiva	Efusiva	Efusiva	Efusiva	Explosiva
Litología	Riolita	Riolita	Riolita	Riolita	Riolita	Riolita	Riolita	Riolita	Riolita	Riolita	Riolita	Riolita	Riolita	Riolita
Arquitectura	Coulée	Domo	Domo	Domo	Domo	Coulée	Coulée	Coulée	Coulée	Domo	Coulée	Domo	Domo	Caída piroclástica
SiO ₂	73.18	73.02	72.78	72.99	72.61	72.79	71.42	71.28	72.84	72.85	73.09	70.47	72.03	70.71
Al ₂ O ₃	14.62	14.59	14.75	14.75	14.66	14.57	14.51	14.55	14.76	14.71	14.67	14.29	14.47	13.64
Fe ₂ O ₃	1.35	1.37	1.37	1.38	1.40	1.39	1.40	1.40	1.38	1.38	1.39	1.35	1.40	1.72
FeO	1.21	1.23	1.23	1.24	1.26	1.25	1.26	1.26	1.24	1.24	1.25	1.21	1.26	1.55
MgO	0.26	0.26	0.26	0.26	0.26	0.27	0.26	0.27	0.26	0.25	0.26	0.38	0.28	0.41
CaO	1.53	1.54	1.56	1.55	1.68	1.63	1.90	1.79	1.56	1.53	1.55	1.82	1.73	1.56
Na ₂ O	3.79	3.78	3.80	3.74	3.80	3.77	3.73	3.70	3.87	3.85	3.83	3.51	3.73	3.76
K ₂ O	4.53	4.53	4.56	4.57	4.50	4.51	4.45	4.43	4.57	4.61	4.52	4.44	4.40	4.58
TiO ₂	0.17	0.17	0.18	0.17	0.17	0.17	0.17	0.18	0.18	0.17	0.18	0.17	0.18	0.24
P ₂ O ₅	0.05	0.05	0.05	0.05	0.06	0.05	0.05	0.06	0.06	0.05	0.05	0.07	0.05	0.08
MnO	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.06
Cr ₂ O ₃	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002	-
LOI	0.20	0.40	0.40	0.20	0.50	0.60	1.80	2.10	0.20	0.30	0.20	3.20	1.50	2.86
Total	99.85	99.85	99.85	99.82	99.81	99.85	99.85	99.87	99.85	99.86	99.87	99.87	99.86	101.11
Ba	627	618	634	623	660	635	611	626	622	628	621	671	640	795
Be	2	4	3	1	2	5	2	5	3	3	3	4	5	-
Co	26.5	22.8	18.6	46.5	19.6	35.9	25.3	12.3	24.7	16.8	18.1	13.4	21.0	-
Cs	7.20	6.90	7.10	7.40	5.50	5.90	7.40	7.30	6.90	6.80	4.80	6.80	7.10	5.98
Ga	15.9	16.4	16.1	15.9	16.4	15.7	15.2	15.5	15.4	15.6	16.0	15.7	16.0	-
Hf	4.4	4.5	4.7	4.6	4.7	4.7	4.5	4.5	4.9	4.7	4.6	4.6	4.6	-
Nb	28.5	28.0	28.3	29.5	29.0	28.2	28.2	27.6	28.1	28.1	28.3	27.9	29.0	25.2
Rb	173.5	174.6	174.5	175.7	173.7	167.6	170.5	170.8	172.8	175.2	167.5	167.8	169.5	153.5
Sr	278.1	282.8	286.9	289.0	288.0	274.9	279.8	283.2	280.9	274.9	285.0	294.3	287.0	331.0
Ta	2.4	2.3	2.5	2.4	2.4	2.5	2.2	2.2	2.3	2.2	2.1	2.3	2.7	2.1
Th	20.4	20.6	21.4	21.5	21.0	20.7	20.6	20.2	21.3	20.6	21.2	20.3	20.7	22.8
U	5.90	6.00	6.50	6.200	6.20	6.10	6.10	5.90	6.00	6.20	6.00	6.40	6.10	6.28
V	<8	<8	10	<8	<8	<8	10	<8	<8	<8	9	11	9	29
W	257.1	256.1	194.8	448.1	175.8	275.5	259.6	125.9	264.1	185.2	143.3	95.5	215.1	-
Y	23.3	24.2	23.4	23.7	23.9	23.6	24.1	22.9	24.0	23.1	22.8	22.7	22.5	14.0
Ni	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	-
Cr	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	<10
Zr	149.1	148.0	148.5	152.9	151.1	145.4	149.1	145.8	151.8	147.1	146.6	146.1	149.8	154.0

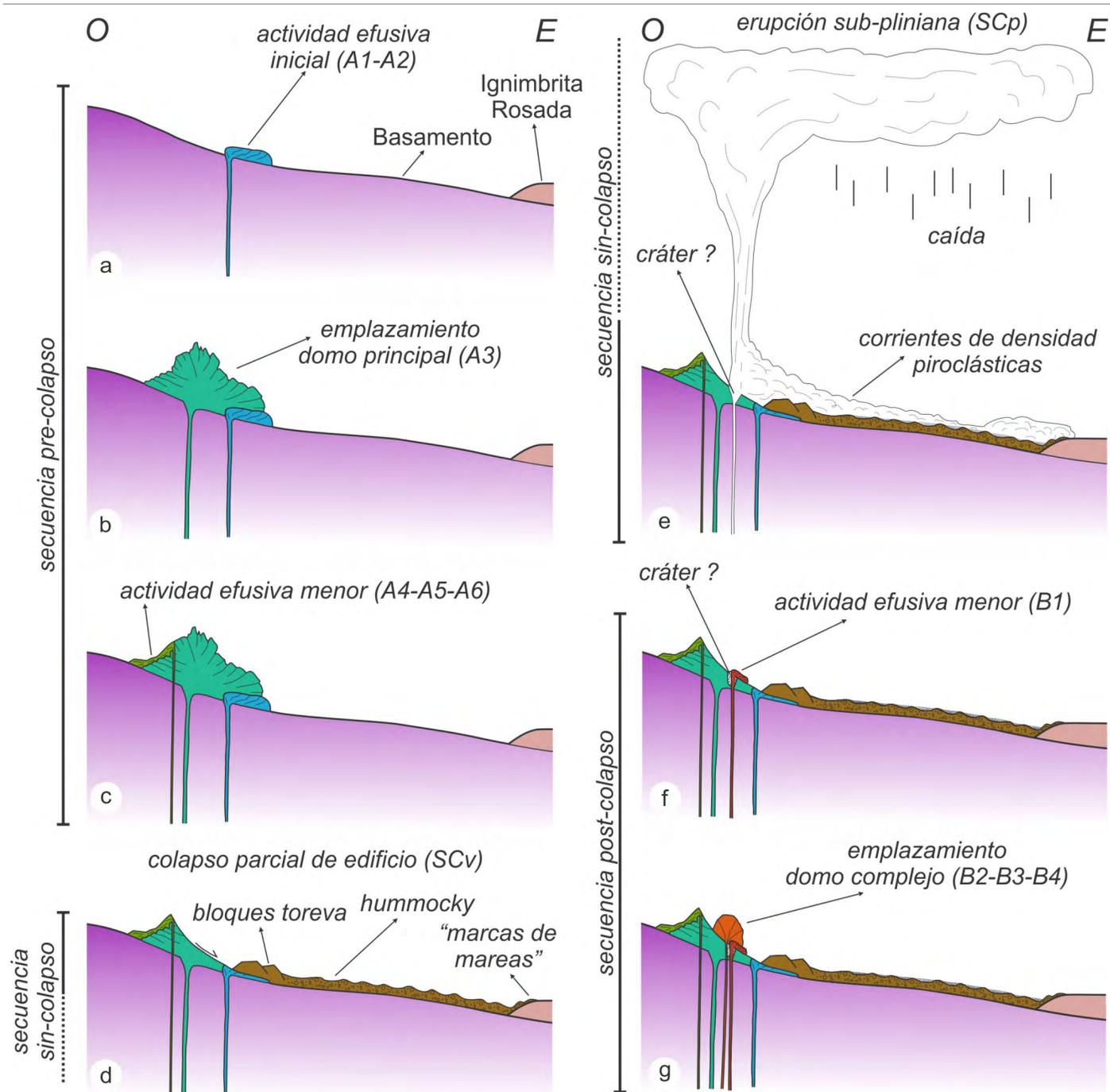


Figura 13: Modelo evolutivo del volcán Cueros de Purulla donde se reconocen las tres fases principales en su evolución: a) b) y c) pre-colapso (efusiva), d) y e) sin-colapso (destruictiva y explosiva?) y f) y g) post-colapso (efusiva). En este trabajo la fase explosiva se asocia temporalmente a la fase sin-colapso de manera preliminar (ver texto para más explicación).

su emplazamiento, dando lugar a la generación de flujos de bloques y ceniza. Por esta razón, típicamente el volumen de los depósitos piroclásticos asociados es mucho mayor que el del domo en sí (Calder et al. 2015). Por otro lado, existen los domos de tipo *coulées* con relaciones de aspecto menos elevadas, que en general fluyen desde la zona del conducto y representan una morfología transicional hacia un flujo de

lava. En general, estas morfologías se asocian a composiciones dacíticas y riolíticas. Su diferencia central con los domos de tipo peleanos es que no producen volúmenes significativos de material piroclástico y el total del material emitido en la erupción conforma el domo. Considerando la ausencia de depósitos de flujos de bloques y ceniza, se puede inferir que la morfología de las unidades A1, A2, A4, A5 y B1 que con-

forman la actividad efusiva del volcán Cueros de Purulla fue fundamentalmente de este último tipo. La morfología en planta elongada de estas unidades, así como el desarrollo de estructuras como albardones y crestas de presión, son consistentes con su clasificación como de tipo *coulées* (sensu Calder et al. 2015). Sin embargo, la morfología de los domos pre-colapso (A3 y A6) y del domo compuesto post-colapso (B2, B3 y B4) no coincide con los rasgos morfológicos típicos de los *coulées* entendidos como morfologías transicionales entre domos y coladas. Sus morfologías en planta sub-circular y relativamente alta relación de aspecto son más consistentes con domos de tipo *low lava domes* (sensu Blake 1990) para los domos pre-colapsos y *lobates* (sensu Fink y Griffiths 1998) para los domos post-colapso.

Independientemente de las ambigüedades que puedan surgir de la aplicación de las diferentes clasificaciones que se mencionaron anteriormente, el aspecto más significativo a tener en cuenta es que la ausencia de depósitos de flujos de bloques y ceniza indica una elevada estabilidad de los domos y *coulées* durante su emplazamiento. Desde el punto de vista petrográfico, las lavas asociadas al volcán Cueros de Purulla se caracterizan por tener elevados contenidos de microlitos en la matriz y por presentar una baja vesicularidad. El elevado contenido de microlitos sugiere que existió un proceso de cristalización por desgasificación muy desarrollado, el cual se relacionaría con tasas de ascenso del magma muy bajas (e.g. Zorn et al. 2018). La ocurrencia de tufisitas, en varios de los domos y *coulées*, también indica una desgasificación efectiva durante el ascenso y emplazamiento (e.g. Gonnermann y Manga 2003). Las tasas de ascenso bajas se podrían traducir en tasas de crecimiento de los domos y *coulées* también muy bajas, lo cual para el caso del domo pre-colapso A3 significaría que estuvo activo y en crecimiento por un largo periodo de tiempo. Algunos rasgos texturales, como la coexistencia de múltiples tipologías de esferulitas, son consistentes con esta interpretación (Bullock et al. 2017). Por otro lado, lavas ricas en microlitos presentan propiedades mecánicas mucho más resistentes que rocas muy vesiculadas y sin microlitos (Zorn et al. 2018). Ambos aspectos podrían haber favorecido la estabilidad de los domos y *coulées* del volcán Cueros de Purulla.

Como se mencionó anteriormente, las dos fases de crecimiento principales están separadas por un evento destructivo principal representado por un colapso parcial del edificio volcánico y generación de una avalancha de detritos (Fig. 13d). Zorn et al. (2018) ponen de manifiesto que domos muy estables, que no producen abundantes flujos de bloques y ceniza durante su emplazamiento, pueden generar colapsos de gran magnitud, decenas o centenas de años después del

evento eruptivo. Estos colapsos pueden ser generados por múltiples factores de tipo magmáticos, estructurales y/o alteraciones hidrotermales que debiliten la estructura del edificio volcánico (e.g. Naranjo y Cornejo 1989, McGuire 1996, Voight y Elsworth 1997, Voight 2000, Norini et al. 2020). En el caso particular del volcán Cueros de Purulla, la participación de la componente magmática no está claramente evidenciada. Sin embargo, si se asume una relación causa-efecto respecto al colapso del edificio y la fase explosiva, se puede inferir que el nuevo magma, que ocupaba la zona del conducto, podría haber favorecido la desestabilización gravitacional del edificio volcánico y en consecuencia, el colapso parcial del mismo, similar a lo ocurrido durante la erupción del monte Santa Helena en el año 1980 (Calder et al. 2015). Respecto al posible debilitamiento de la estructura volcánica debido a alteración hidrotermal de su núcleo, no se encontraron vestigios de dicho fenómeno en los bloques toleva o en el material que forma la avalancha. Otro aspecto a tener en cuenta, a la hora de evaluar los factores que influyeron en el colapso del volcán, es que en el área de estudio hay numerosas evidencias de estructuras neotectónicas (Seggiaro et al. 2006). Por esta razón, no se descarta la posibilidad de que el colapso del volcán Cueros de Purulla esté relacionado a un evento sísmico de gran magnitud. Finalmente, es importante mencionar que el volcán Cueros de Purulla está emplazado en el flanco oriental de la sierra de Calalaste sobre una pendiente aproximada de 12 grados. Considerando que la morfología de la zona de arranque del colapso sugiere que el mismo parece haber ocurrido siguiendo la máxima pendiente del flanco oriental de la sierra de Calalaste, es posible inferir que la pendiente del sustento donde se emplazó el volcán Cueros de Purulla jugó un rol importante en el colapso parcial del edificio.

Según lo mencionado previamente, se infiere de manera preliminar que el colapso fue acompañado por el desarrollo de una fase explosiva importante (Fig. 13e). La posición estratigráfica de los depósitos piroclásticos asociados al volcán Cueros de Purulla, por encima de los depósitos de avalancha, y el hecho de que la actividad post-colapso probablemente esté ocupando el cráter generado durante la fase explosiva, respaldan esta hipótesis. Sin embargo, la falta de edades absolutas de alta resolución hace imposible definir esta asociación temporal. Por otro lado, las diferencias geoquímicas y texturales de los productos piroclásticos respecto a las lavas del volcán Cueros de Purulla, sugieren que el evento explosivo estuvo asociado a una parcela de magma con condiciones particulares dentro de la evolución del volcán. Es decir que la fase explosiva pudo haber sido generada por variaciones en las condiciones internas del sistema magmático y no por un

factor externo como una rápida descompresión por el colapso parcial del edificio volcánico. El bajo porcentaje de microlitos en la matriz de las pómez de los depósitos piroclásticos, sugieren un ascenso rápido del magma que podría haber favorecido no solo al desarrollo de la actividad explosiva sino también a la desestabilización gravitacional del edificio volcánico. Si bien los datos presentados en este trabajo no permiten profundizar sobre esta problemática, se plantea de manera preliminar que posiblemente el colapso del edificio volcánico fue una consecuencia de la rápida intrusión de una nueva parcela de magma la que a su vez posteriormente fue involucrada en la fase explosiva.

Clasificación del volcán Cueros de Purulla

Si consideramos la secuencia evolutiva mencionada previamente, cabe preguntarse si las etapas de actividad efusiva pre y post-colapso representan las fases inicial y final asociadas a una gran erupción explosiva. Existen numerosos ejemplos de una fase efusiva contemporánea o posterior a un evento de actividad explosiva, como son los domos de las erupciones de 1912 de Novarupta, 2008-2009 del volcán Chaitén y de la erupción del monte Santa Helena 1980-1986 (e.g. Fierstein y Hildreth 1992, Pallister et al. 2013, Calder et al. 2015). Por otro lado, muchas erupciones de magmas síliceos presentan variaciones geoquímicas en los productos emitidos durante las mismas (e.g. Fierstein y Hildreth 1992, Hervig y Dunbar 1992, Grove et al. 1997, de Silva et al. 2008). En este sentido, las variaciones geoquímicas observadas dentro del volcán Cueros de Purulla son totalmente compatibles con la idea de que la estratigrafía reconstruida en este trabajo representa sucesivas fases eruptivas a lo largo de una única erupción compleja. Si se considera este escenario, el volcán Cueros de Purulla podría ser definido como un domo, o más precisamente como un complejo de domos, monogenético. Si bien los volcanes monogenéticos usualmente son estructuras pequeñas con volúmenes típicamente $\leq 1 \text{ km}^3$ (e.g. Németh y Kereszturi 2015), en otras regiones de la Zona Volcánica Central de los Andes han sido descriptos grandes ($> 10 \text{ km}^3$) domos o complejos de domos de composiciones riolíticas emplazados durante erupciones únicas, pero complejas y de larga duración (100-150 años) que incluyen fases explosivas y efusivas (e.g. de Silva et al. 1994). En este sentido, aunque el volumen estimado para el volcán Cueros de Purulla (5.19 km^3) es más compatible con los volúmenes típicos para volcanes compuestos poligenéticos ($\geq 1 \text{ km}^3$; Grosse et al. 2009) esta observación no constituye un elemento sólido para definir su carácter poligenético o monogenético.

Por otro lado, existen algunos ejemplos en el mundo don-

de ha sido posible demostrar el carácter poligenético de complejos de domos riolíticos, de los cuales uno de los mejores estudiados es el volcán Cerro Pizarro en México (Riggs y Carrasco-Núñez 2004, Carrasco-Núñez y Riggs 2008). Los aspectos que permitieron definir al volcán Cerro Pizarro como un complejo de domos riolítico poligenético son: a) largos periodos de reposos entre erupciones ($\sim 50\text{-}80 \text{ ka}$); b) variaciones geoquímicas a lo largo del tiempo y c) evolución compleja con alternancias de erupciones efusivas y explosivas incluyendo fases destructivas como colapsos parciales de edificio y prolongados periodos de erosión (Riggs y Carrasco-Núñez 2004, Carrasco-Núñez y Riggs 2008). Si bien nuestros resultados muestran que el volcán Cueros de Purulla presenta algunas variaciones geoquímicas en sus productos y una estratigrafía relativamente compleja, la falta de edades radimétricas de alta resolución de todas las unidades, así como de indicadores de *hiatus* temporales (e.g. superficies erosivas o paleosuelos) hace que no sea posible, con los datos presentados en este trabajo, definir si el volcán Cueros de Purulla es un volcán poligenético o monogenético.

CONCLUSIONES

El nuevo mapa geológico presentado en este trabajo permitió definir que el volcán Cueros de Purulla es un centro volcánico con una evolución eruptiva mucho más compleja respecto a la información disponible en trabajos previos. El volcán Cueros de Purulla es definido como un complejo de domos riolíticos con actividad explosiva asociada. Sus productos son riolitas pobres en cristales, levemente peraluminosas. El volcán Cueros de Purulla tuvo dos fases efusivas denominadas Pre y Post-colapso, entre las cuales se generó un evento de colapso parcial de edificio, al cual posiblemente se asocia temporalmente un evento explosivo. Los eventos efusivos están representados por cuerpos dómicos y *coulées*. El evento de colapso está representado por una avalancha volcánica de detritos y una escarpa de colapso. El episodio explosivo está representado por depósitos de caída y de corrientes de densidad piroclástica. La falta de edades radimétricas de alta resolución de todas las unidades impide definir el carácter monogenético o poligenético del volcán.

AGRADECIMIENTOS

Se agradecen los comentarios y sugerencias realizados por el Dr. Pablo Caffè (editor), Dr. Pablo Grosse (revisor) y el

Dr. Leandro D'Elia (revisor) los cuales mejoraron significativamente la calidad del manuscrito. Este trabajo fue financiado por los proyectos PICT 2014-3436 "Petrogénesis de magmas vinculados a sistemas magmáticos de larga duración, Mioceno Medio-Holoceno, en el límite austral de la Puna. Complejos Volcánicos La Hoyada y Cerro Blanco, provincia de Catamarca", PICT (B)-2016-1359 "Dinámica de la erupción holocena más importante del sector sur de los Andes Centrales (erupción del Cerro Blanco, Puna Austral): Implicancias en la evaluación del riesgo volcánico en el Noroeste argentino" y PICT-2018-01350 "Volcanología física y petrología de sistemas magmáticos cuaternarios de composición riolítica emplazados en la Puna Austral. Implicancias en la evaluación del riesgo volcánico en la región del NOA". Este trabajo fue parcialmente financiado por el Consejo Nacional de Desarrollo Científico y Tecnológico de Brasil (CNPq), con los proyectos 304036/2018-8 y 406925/2018-6. Además se agradece la ayuda brindada por los técnicos Alejandro Nieva y Víctor Liendo en los trabajos de laboratorio (cortes delgados, tamizado de muestras, etc.).

REFERENCIAS

- Aceñolaza, F. G., Toselli, A. J. y González, O. 1976. Geología de la región comprendida entre el salar del Hombre Muerto y Antofagasta de la Sierra, provincia de Catamarca. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 31 (2): 127-136.
- Aguillón-Robles, A., Tristán-González, M., Aguirre-Díaz, G. J. y Bellon, H. 2009. Syn-extensional intra-plate trachydacite-rhyolitic dome volcanism of the Mesa Central, southern Sierra Madre Occidental volcanic province, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 187(1-2): 33-52.
- Ashwell, P. A., Kennedy, B. M., Edwards, M. y Cole, J. W. 2018. Characteristics and consequences of lava dome collapse at Ruawahia, Taupo Volcanic Zone, New Zealand. *Bulletin of Volcanology* 80(5): 43.
- Allmendinger, R., Ramos, V., Jordan, T., Palma, M. e Isacks, B. 1983. Paleogeography and Andean structural geometry, Northwest Argentina. *Tectonics* 2: 1-16.
- Allmendinger, R., Strecker, M., Eremchuk, E. y Francis, P. 1989. Neotectonic deformation of the southern Puna Plateau, northwestern Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 2 (2): 111-130.
- 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.
- Alfaro Ortega, B. B. 2015. Caracterización Litofacial de los depósitos ignimbríticos aflorantes en la sierra de Calalaste, Filo Colorado y la Región de Aguada del Médano, Puna Austral. Tesis Profesional. Universidad Nacional de Salta (inédita), 96 p., Salta.
- Arnosio, M., Becchio, R., Viramonte, J.G., GropPELLI, 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.
- Báez, W. 2014. Estratigrafía volcánica, estilos eruptivos y evolución del Complejo Volcánico Cerro Blanco, Puna Austral. Tesis doctoral, Escuela de Posgrado, Facultad de Ciencias Naturales de la Universidad Nacional de Salta (inédita), 204 p., Salta.
- 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.
- Báez, W. A., Chiodi, A. L., Bustos, E., Arnosio, J. M., Viramonte, J. G., Giordano, G. y Alfaro Ortega, B. B. 2017. Mecanismos de emplazamiento y destrucción de los domos lávicos asociados a la caldera del Cerro Blanco, Puna Austral. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 74: 223-238.
- Báez, W., Bustos, E., Chiodi, A., Reckziegel, F., Arnosio, M., de Silva, S., Giordano, G., Viramonte J.G, Sampietro-Vattuone, M.M. y Peña-Monné, J. L. 2020a. Eruptive style and flow dynamics of the pyroclastic density currents related to the Holocene Cerro Blanco eruption (Southern Puna plateau, Argentina). *Journal of South American Earth Sciences* 98: 102482.
- Báez, W., de Silva, S., Chiodi, A., Bustos, E., Giordano, G., Arnosio, M., Suzaño N., Viramonte, J.G., Norini, G. y GropPELLI, G. 2020b. Pulsating flow dynamics of sustained, forced Pyroclastic Density Currents: Insights from a facies analysis of the Campo de la Piedra Pómez Ignimbrite, southern Puna, Argentina. *Bulletin of volcanology* 82: 53.
- Bardelli L., Arnosio, M., Báez, W., Suzaño, N., Becchio, R., Viramonte J.G, Bustos, E. y Berteza, E. 2020. Multi-banded pumice in the Campo de la Piedra Pómez rhyolitic ignimbrite (Southern Puna Plateau): Pre-eruptive physical and chemical interactions between mafic and rhyolitic melts. *Journal of South American Earth Sciences* 101: 102616.
- Bernstein, M., Pavez, A., Varley, N., Whelley, P. y Calder, E. S. 2013. Rhyolite lava dome growth styles at Chaitén Volcano, Chile (2008-2009): Interpretation of thermal imagery. *Andean Geology* 40: 295-309.
- Blake, S. 1990. Viscoplastic models of lava domes. En: Flink, J.H. (ed.), *Lava flows and domes*. Springer, 88-126, Berlín, Heidelberg.
- 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.
- Bullock, L. A., Gertisser, R. y O'Driscoll, B. 2017. Spherulite formation in obsidian lavas in the Aeolian Islands, Italy. *Periodico di Mineralogia* 86(1): 37-54.
- Bullock, L. A., Gertisser, R. y O'Driscoll, B. 2018. Emplacement of the Rocche Rosse rhyolite lava flow (Lipari, Aeolian Islands). *Bulletin of Volcanology* 80(5): 48.
- Bustos, E., Arnosio, M. y Norini, G. 2014a. Identificación de edificios volcánicos mediante el análisis morfológico a partir de modelos di-

- giales de elevación: Complejo Volcánico La Hoyada (Puna Austral). 19° Congreso Geológico Argentino: Asociación Geológica Argentina, Actas 1798-1799, Córdoba.
- Bustos, E., Amosio, M., Matteini, M. y Franco, G. 2014b. Caracterización geoquímica de los dominios morfológicos del Complejo Volcánico La Hoyada. Puna Austral. 19° Congreso geológico Argentino, Actas 1800-1801, Córdoba.
- Bustos, E., Báez, W., Norini, G., Amosio, M. y de Silva, S. L. 2019. The geological and structural evolution of the long-lived Miocene-Pleistocene La Hoyada Volcanic Complex in the geodynamic framework of the Central Andes, Argentina. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 385:120-142.
- Calder, E. S., Lavallée Y., Kendrick J. E. y Bernstein M. 2015. Lava Dome Eruptions. En: Sigurdsson, H., Houghton, B., McNutt, S.R., Rymer, H. y Stix, J. (ed.), *The Encyclopedia of Volcanoes*. Academic Press, 343-362, Massachusetts.
- Carrasco-Núñez, G. y Riggs, N. R. 2008. Polygenetic nature of a rhyolitic dome and implications for hazard assessment: Cerro Pizarro volcano, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 171: 307-315.
- 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.
- Cas, R. A., Wright, H. M., Folkes, C. B., Lesti, C., Porreca, M., Giordano, G. y Viramonte, J. G. 2011. The flow dynamics of an extremely large volume pyroclastic flow, the 2.08-Ma Cerro Galán Ignimbrite, NW Argentina, and comparison with other flow types. *Bulletin of volcanology* 73(10): 1583-1609.
- Chang, K.H. 1975. Unconformity-bounded stratigraphic units: *Geological Society of America Bulletin* 86(11): 1544-1552.
- Chernicoff, C.J., Richards, J.P. y Zappettini, E.O. 2002. Crustal lineament control on magmatism and mineralization in northwestern Argentina: geological, geophysical, and remote sensing evidence. *Ore Geology Reviews* 21 (3): 127-155.
- Coira, B., Kay, S.M., y Viramonte, J.G. 1993. Upper Cenozoic magmatic evolution of the Argentine Puna a model for changing subduction geometry. *International Geology Review* 35 (8): 677-720.
- Christiansen, R.L. 2001. The Quaternary and Pliocene Yellowstone Plateau volcanic field of Wyoming, Idaho, and Montana. USGS Professional Paper 729-G:120
- DeHoff, G.T. y Rhines, F.N. 1968. *Quantitative Microscopy*. McGraw-Hill, 422 p., New York.
- de Silva, S.L., Self, S., Francis, P.W., Drake, R.E. y Carlos, R.R. 1994. Effusive silicic volcanism in the Central Andes: The Chao dacite and other young lavas of the Altiplano-Puna Volcanic Complex. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 99(B9), 17805-17825.
- de Silva, S., Salas, G. y Schubring, S. 2008. Triggering explosive eruptions—The case for silicic magma recharge at Huaynaputina, southern Peru. *Geology* 36(5): 387-390.
- Duffield, W. A. y Dalrymple, G. B. 1990. The Taylor Creek Rhyolite of New Mexico: a rapidly emplaced field of lava domes and flows. *Bulletin of Volcanology* 52(6): 475-487.
- Escalante Fochi, F., Ochi Ramacciotti, M. L. y Grosse, P. 2017. Volcanismo félsico efusivo cuaternario al este del macizo Falso Azufre, Puna Sur. 20° Congreso Geológico Argentino, Actas ST8:55-59, San Miguel de Tucumán.
- Fernández-Turiel, J. L., Perez-Torrado, F. J., Rodríguez-González, A., Saavedra, J., Carracedo, J. C., Rejas, M., Lobo, A., Osterrieth, M., Carrizo, J. I., Esteban, G., Gallardo, J. y Ratto, N. 2019. The large eruption 4.2 ka cal BP in Cerro Blanco, Central Volcanic Zone, Andes: Insights to the Holocene eruptive deposits in the southern Puna and adjacent regions. *Estudios Geológicos* 75(1): e088.
- Filipovich, R., Báez, W., Bustos, E., Villagrán, A., Chiodi, A. y Viramonte, J.G. 2019. Estilos eruptivos asociados al volcanismo monogenético máfico de la región de Pasto Ventura, Puna Austral. *Andean Geology* 46(2): 300-335.
- Fink, J. H. 1983. Structure and emplacement of a rhyolitic obsidian flow: Little Glass Mountain, Medicine Lake Highland, northern California. *Geological Society of America Bulletin* 94(3): 362-380.
- Fink, J. H. 1984. Structural geologic constraints on the rheology of rhyolitic obsidian. *Journal of non-crystalline solids* 67(1-3): 135-146.
- Fink, J. H. y Bridges, N. T. 1995. Effects of eruption history and cooling rate on lava dome growth. *Bulletin of Volcanology* 57(4): 229-239.
- Fink, J. H. y Griffiths, R. W. 1998. Morphology, eruption rates, and rheology of lava domes: Insights from laboratory models. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 103 (B1): 527-545.
- Fierstein, J. y Hildreth, W. 1992. The plinian eruptions of 1912 at Novarupta, Katmai national park, Alaska. *Bulletin of Volcanology* 54(8): 646-684.
- Folkes, C. B., Wright, H.M., Cas, R.A., de Silva, S.L., Lesti, C. y Viramonte, J.G. 2011. A reappraisal of the stratigraphy and volcanology of the Cerro Galán volcanic system, NW Argentina. *Bulletin of volcanology* 73 (10): 1427-1454.
- Gonnermann, H. M. y Manga, M. 2003. Explosive volcanism may not be an inevitable consequence of magma fragmentation. *Nature* 426(6965): 432-435.
- Grosse, P., van Wyk de Vries, B., Petrinovic, I. A., Euillades, P. A. y Alvarado, G. E. 2009. Morphometry and evolution of arc volcanoes. *Geology* 37(7): 651-654.
- Grosse, P., van Wyk de Vries, B., Euillades, P. A., Kervyn, M. y Petrinovic, I. A. 2012. Systematic morphometric characterization of volcanic edifices using digital elevation models. *Geomorphology* 136:114-131.
- Grosse, P., Guzmán, S. y Petrinovic, I. A. 2017. Volcanes compuestos cenozoicos del noroeste argentino. En: Muruaga, C. M. y Grosse, P. (Eds.), *Ciencias de la Tierra y Recursos Naturales del NOA. Relatorio del XX Congreso Geológico Argentino*, San Miguel de Tucumán. Asociación Geológica Argentina, 1194 p., 484-517.

- Grosse, P., Orihashi, Y., Guzmán, S. R., Sumino, H. y Nagao, K. 2018. Eruptive history of Incahuasi, Falso Azufre and El Cóndor Quaternary composite volcanoes, southern Central Andes. *Bulletin of Volcanology* 80(5): 44.
- Grove, T. L., Donnelly-Nolan, J. M. y Housh, T. 1997. Magmatic processes that generated the rhyolite of Glass Mountain, Medicine Lake volcano, N. California. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 127(3): 205-223.
- 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.
- Guzmán, S., Grosse, P., Martí, J., Petrinovic, I. y Seggiaro, R. 2017. Calderas cenozoicas argentinas de la Zona Volcánica Central de los Andes: una revisión. En: Muruaga, C. M. y Grosse, P. (eds.), *Ciencias de la Tierra y Recursos Naturales del NOA. Relatorio del XX Congreso Geológico Argentino*, San Miguel de Tucumán. Asociación Geológica Argentina, 1194 p., 518-547.
- Haag, M. B., Báez, W. A., Sommer, C. A., Arnosio, J. M. y Filipovich, R. E. 2019. Geomorphology and spatial distribution of monogenetic volcanoes in the southern Puna Plateau (NW Argentina). *Geomorphology* 342: 196-209.
- Hervig, R. L. y Dunbar, N. W. 1992. Cause of chemical zoning in the Bishop (California) and Bandelier (New Mexico) magma chambers. *Earth and Planetary Science Letters* 111(1): 97-108.
- Houghton, B.F., Lloyd, E.F., Wilson, C.J.N. y Lanphere, M.A. 1991. K-Ar ages from the Western Dome Belt and associated rhyolitic lavas in the Maroa-Taupo area, Taupo Volcanic Zone, New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics* 34: 99-101.
- International Subcommission on Stratigraphic Classification (ISSC) 1994. *International Stratigraphic Guide - A Guide to Stratigraphic Classification, Terminology, and Procedure*. En: Salvador, A. (ed.), *The International Union of Geological Sciences and The Geological Society of America*. Wiley & Sons, 214 p., New York.
- Isgett, S.J., Houghton, B.F., Fagents, S.A., Biass, S., Burgisser, A. y Arbarret, L. 2017. Eruptive and shallow conduit dynamics during Vulcanian explosions: insights from the Episode IV block field of the 1912 eruption of Novarupta, Alaska. *Bulletin of Volcanology* 79(8): 58.
- 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. *Backbone of the Americas: shallow subduction, plateau uplift, and ridge and terrane collision* 204: 229-259.
- Kay, S.M., Coira, B. y Viramonte, J.G. 1994. Young mafic back arc volcanic rocks as indicators of continental lithospheric delamination beneath the Argentine Puna plateau, central Andes. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978–2012) 99 (B12): 24323-24339.
- Kay, S.M., Coira, B., Wörner, G., Kay, R.W. y Singer, B.S. 2011. Geochemical, isotopic and single crystal $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age constraints on the evolution of the Cerro Galan ignimbrites. *Bulletin of Volcanology* 73(10): 1487-1511.
- Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A. y Zanettin, B. 1986. A chemical classification of volcanic rocks on the total alkalisilica diagram. *Journal of Petrology* 27 (3): 745-750.
- Miller, C.D. 1985. Holocene eruptions at the Inyo volcanic chain, California: Implications for possible eruptions in Long Valley caldera. *Geology* 13(1): 14-17.
- Maro, G., Caffè, P.J. y Báez, W. 2017. Volcanismo monogenético máfico cenozoico de la Puna. En *Ciencias de la Tierra y Recursos Naturales del NOA* (Muruaga, C., Grosse, P., editores). 20° Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 548-577, San Miguel de Tucumán.
- McGuire, W.J. 1996. Volcano instability: a review of contemporary themes. *Geological Society, London, Special Publications* 110(1): 1-23.
- McPhie, J., Doyle, M. y Allen, R. 1993. *Volcanic textures. A guide to the interpretation of textures in volcanic rocks*. Centre for Ore Deposit and Exploration Studies. Universidad de Tasmania, 202p., Hobart.
- Montero-López, M. C. 2009. Estructura y magmatismo neógeno-cuaternarios en la sierra de San Buenaventura (Catamarca): su vinculación con la terminación austral de la Puna. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de Salta (inédita), 255 p., Salta.
- Montero-López, M. C., Hongn, F., Marrett, R., Seggiaro, R., Strecker, M. y Sudo, M. 2010a. Late Miocene-Pliocene onset of N-S extension along the southern margin of the Central Andean Puna plateau from magmatic, geochronological and structural evidences. *Tectonophysics* 494 (1-2): 48-63.
- Montero-López, M.C., Hongn, F., Brod, J. A., Seggiaro, R., Marrett R. y Sudo, M. 2010b. Magmatismo ácido del Mioceno Superior-Cuaternario en el área de Cerro Blanco-La Hoyada, Puna Sur. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 67 (3): 329-348.
- Montero-López, M.C., Hongn, F., Seggiaro, R., Brod, J. A. y Marrett, R. 2010c. 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 (1): 63-80.
- Montero-López, C., Guzmán, S. y Hongn, F. 2011. Ignimbritas de la Quebrada del Río Las Papas (Cordillera de San Buenaventura, Catamarca): una primera aproximación petrológica y geoquímica. *Acta Geológica Lilloana* 23 (1-2): 78-93.
- Montero-López, C., Strecker, M.R., Schildgen, T.F., Hongn, F., Guzmán, S., Bookhagen, B. y Sudo, M. 2014. Local high relief at the southern margin of the Andean plateau by 9 Ma: Evidence from ignimbritic valley fills and river incision. *Terra Nova* 26: 454-460.
- Montero-López, C., Guzmán, S. y Barrios, F. 2015. Late Miocene ignimbrites at the southern Puna–northern Sierras Pampeanas border (~27° S): Stratigraphic correlation. *Journal of South American Earth Sciences* 62: 80-91.

- Mpodozis, C., Kay, S.M., Gardeweg, M. y Coira, B. 1996. Geología de la región de Ojos del Salado (Andes centrales, 27°S): Implicancias de la migración hacia el este del frente volcánico Cenozoico Superior. 13° Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 539-54, Buenos Aires.
- Naranjo, J. A. y Cornejo, P. 1989. Avalanchas múltiples del volcán Chaco en el norte de Chile: Un mecanismo de degradación de volcanes Miocenos. *Revista Geológica de Chile* 16: 61-72.
- Németh, K. y Kereszturi, G. 2015. Monogenetic volcanism: personal views and discussion. *International Journal of Earth Sciences* 104, 2131-2146
- Norini, G., Báez, W., Becchio, R., Viramonte, J.G., Giordano, G., Arnosio, M., Pinton, A. y Groppelli, G. 2013. The Calama–Olacapato–El Toro fault system in the Puna Plateau, Central Andes: Geodynamic implications and stratovolcanoes emplacement. *Tectonophysics* 608: 1280-1297.
- Norini, G., Cogliati, S., Báez, W., Arnosio, M., Bustos E., Viramonte J. G. y Groppelli, G. 2014. The geological and structural evolution of the Cerro Tuzgle Quaternary stratovolcano in the backarc region of the Central Andes, Argentina: *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 285: 214-228.
- Norini, G., Bustos, E., Arnosio, M., Báez, W., Zuluaga, M. C. y Roverato, M. 2020. Unusual volcanic instability and sector collapse configuration at Chimpa volcano, central Andes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 393: 106807.
- Pallister, J.S., Diefenbach, A.K., Burton W.C., Muñoz, J., Griswold, J.P., Lara, L.E., Lowenstern, J.B. y Valenzuela, C.E. 2013. The Chaitén rhyolite lava dome: Eruption sequence, lava dome volumes, rapid effusion rates and source of the rhyolite magma. *Andean Geology* 40 (2): 277-294.
- Peccerillo, A. y Taylor, S.R. 1976. Geochemistry of eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58(1): 63-81.
- Petrinovic, I. A., Martí, J., Aguirre-Díaz, G.J., Guzmán, S., Geyer, A. y Paz, N.S. 2010. The Cerro Aguas Calientes caldera, NW Argentina: an example of a tectonically controlled, polygenetic collapse caldera, and its regional significance. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 194 (1): 15-26.
- Petrinovic, I.A., Grosse, P., Guzmán, S. y Caffè, P. 2017. Evolución del volcanismo Cenozoico en la Puna Argentina. En: Muruaga, C. M. y Grosse, P. (eds.), *Ciencias de la Tierra y Recursos Naturales del NOA. Relatorio del XX Congreso Geológico Argentino*, 469-483, San Miguel de Tucumán.
- Petrinovic, I. A. y D'Elia, L. 2018. Rocas Volcanoclásticas: Depósitos, Procesos y Modelos de Facies, desde el origen hasta las zonas finales de depositación. *Asociación Argentina de Sedimentología*, 172 p., La Plata.
- Richards, J. P. y Villeneuve, M. 2001. The Llullailaco volcano, northwest Argentina: construction by Pleistocene volcanism and destruction by sector collapse. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 105(1-2): 77-105.
- Richards, J. P. y Villeneuve, M. 2002. Characteristics of late Cenozoic volcanism along the Archibarca lineament from Cerro Llullailaco to Corrida de Cori, northwest Argentina. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 116 (3): 161-200.
- Richards, J.P., Ullrich, T. y Kerrich, R. 2006. The late Miocene–Quaternary Antofalla volcanic complex, southern Puna, NW Argentina: protracted history, diverse petrology, and economic potential. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 152 (3): 197-239.
- Riggs, N., y Carrasco-Núñez, G. 2004. Evolution of a complex isolated dome system, Cerro Pizarro, central México. *Bulletin of Volcanology* 66(4): 322-335.
- Riller, U., Petrinovic, I., Ramelow, J., Strecker, M. y Oncken, O. 2001. Late Cenozoic tectonism, collapse caldera and plateau formation in the central Andes. *Earth and Planetary Science Letters* 188(3): 299-311.
- Risse, A., Trumbull, R.B., Coira, B., Kay, S.M. y Bogaard, P.V.D. 2008. ⁴⁰Ar/³⁹Ar geochronology of mafic volcanism in the back-arc region of the southern Puna Plateau, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 26 (1): 1-15.
- Salfity, J. 1985. Lineamientos transversales al rumbo andino en el noroeste argentino. 4° Congreso Geológico Chileno, Actas 2: 119-137, Antofagasta.
- Salvador, A. 1987. Unconformity-bounded stratigraphic units: Geological Society of America Bulletin 98(2): 232-237.
- Sampietro Vattuone, M.M., Báez, W., Peña-Monné, J.L. y Sola, A. 2020. Holocene tephtras from Tafi and Santa María valleys (NW Argentina): A chronological and geomorphological approach. *Quaternary Research* 94: 1-17.
- Schnurr, W., Trumbull, R., Clavero, J., Hahne, K., Siebel, W. y Gardeweg, M. 2007. Twenty-five million years of silicic volcanism in the southern central volcanic zone of the Andes: Geochemistry and magma genesis of ignimbrites from 25° to 27° S, 67° to 72° W. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 166: 17-46.
- Seggiaro, R. E., Hongn, F. D., Castillo, A., Pereyra, F. X., Villegas, D., Martínez, L. y González, O. E. 2006. Hoja Geológica 2769-II, 1:250.000, Paso San Francisco, Provincia de Catamarca. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino (SEGEMAR). Boletín 294, 62 p. Buenos Aires.
- Shand, S. J. 1943. *The eruptive rocks*: John Wiley, 444 p., New York
- Siebel, W., Schnurr, W., Hahne, K., Kraemer, B., Trumbull, R., van den Bogaard, P. y Emmermann, R. 2001. Geochemistry and isotope systematic of small to medium volume Neogene Quaternary ignimbrites in the southern central Andes: evidence for derivation from andesitic magma sources. *Chemical Geology* 171: 213-217.
- Singer, B. S., Le Mével, H., Licciardi, J. M., Córdova, L., Tikoff, B., Garibaldi, N., Andersen N.L., Diefenbach, A. K. y Feigl, K. L. 2018. Geo-

- morphic expression of rapid Holocene silicic magma reservoir growth beneath Laguna del Maule, Chile. *Science Advances*, 4(6): eaat1513.
- Sparks, R. S. J., Francis, P. W., Hamer, R. D., Pankhurst, R. J., O'callaghan, L. O., Thorpe, R S. y Page, R. 1985. Ignimbrites of the Cerro Galan Caldera, NW Argentina. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 24 (3): 205-248.
- Szepesi, J., Lukács, R., Soós, I., Benkó, Z., Pécskay, Z., Ésik, Z., Kozák, M., Di Capua, A., Gropelli, G., Norini, G., Sulpizio, R. y Harangi, S. 2019. Telkibánya lava domes: Lithofacies architecture of a Miocene rhyolite field (Tokaj Mountains, Carpathian-Pannonian region, Hungary). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 385: 179-197.
- Turner, J. C. M. 1967. Descripción geológica de la hoja 13b, Chaschuil, provincias de Catamarca y La Rioja, Argentina. Instituto Nacional de Geología y Minería Boletín 106: 1-78.
- Turner, J. C. M. 1972. Puna. En: Leanza, A. (ed.), Primer Simposio de Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias, 91-116, Córdoba.
- Voight, B. y Elsworth, D. 1997. Failure of volcano slopes. *Geotechnique* 47: 1-31.
- Voight, B., 2000. Structural stability of andesite volcanoes and lava domes: *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences* 358(1770): 1663-1703.
- Zorn, E. U., Rowe, M. C., Cronin, S. J., Ryan, A. G., Kennedy, L. A. y Russell, J. K. 2018. Influence of porosity and groundmass crystallinity on dome rock strength: a case study from Mt. Taranaki, New Zealand. *Bulletin of Volcanology* 80(4): 1210-8.