

Estratigrafía y evolución del Complejo Volcánico Cerro Blanco, Puna Austral, Argentina

Walter Báez^{1,*}, Marcelo Arnosio¹, Agostina Chiodi¹, Agustín Ortiz-Yañes¹, José Germán Viramonte¹, Emilce Bustos¹, Guido Giordano^{2,3} y José Francisco López¹

¹ GEONORTE -INENCO, Universidad Nacional de Salta – CONICET, Av. Bolivia 5150, A4400FVY, Salta, Argentina.

² Dipartimento di Scienze Geologiche, Università Degli Studi Roma Tre, Largo S. Leonardo Murialdo no.1, 00146, Roma, Italia.

³ Istituto per la Dinamica dei Processi Ambientali - Sezione di Milano, Consiglio Nazionale delle Ricerche, Milano, Italia.

*focobaez@hotmail.com

RESUMEN

El Complejo Volcánico Cerro Blanco se ubica en la provincia de Catamarca en el extremo sur del altiplano Andino y ha sido interpretado como un sistema de calderas anidadas con abundantes depósitos piroclásticos y actividad dómica asociada. Todos sus productos son de composición riolítica/riodacítica y las edades radiométricas disponibles permiten asignarle una edad Pleistoceno Medio-Holoceno. Actualmente tiene asociado un pequeño campo geotermal activo y registra una subsidencia de 0.87 cm/año. A pesar de existir numerosos estudios regionales sobre el volcanismo del extremo sur del altiplano Andino, la estratigrafía de detalle de la mayoría de los centros eruptivos de la región es poco conocida. En este estudio se presenta un nuevo esquema estratigráfico para el Complejo Volcánico Cerro Blanco basado en la utilización combinada de unidades litoestratigráficas junto con el concepto de unidades estratigráficas limitadas por discordancias (*Unconformity Bounded Stratigraphic Units*) sumados a la aplicación de unidades de actividad volcánica y litosomas. Los resultados obtenidos permitieron reconstruir la evolución del Complejo Volcánico Cerro Blanco en tres épocas eruptivas principales que constituyen un periodo eruptivo: i) Época eruptiva Cortaderas (Pleistoceno Medio), representada por el sintema homónimo y caracterizada por erupciones de tipo explosivo, con un estilo eruptivo con escaso desarrollo vertical de la columna eruptiva (*boiling over*) y abundante generación de corrientes de densidad piroclásticas (Ignimbritas Barranca Blanca y Carachi). La fuente de estas erupciones se desconoce. ii) Época eruptiva Campo de la Piedra Pómez (Pleistoceno Superior), representada por el sintema homónimo y formada por, al menos, una erupción. Esta erupción fue de tipo explosivo y tuvo dos fases eruptivas principales representadas por los subsintemas UI y UII. El estilo eruptivo fue de rebosamiento (*boiling over*) con escaso desarrollo de la columna eruptiva y generación de abundantes corrientes de densidad piroclásticas (Ignimbrita Campo de la Piedra Pómez). Se propone un modelo preliminar en el cual la fuente de esta erupción podría estar asociada a la actividad de una depresión volcánotectónica. iii) Época eruptiva Cerro Blanco (Holoceno), representada por el sintema homónimo el cual incluye la actividad pre-, sin- y poscaldera Cerro Blanco (subsintemas CB1, CB2 y CB3 respectivamente). La actividad volcánica precaldera fue de tipo efusivo y está representada en forma indirecta por depósitos de bloques y ceniza. La actividad sincaldera fue de tipo explosivo con

un estilo eruptivo pliniano/subpliniano con generación de corrientes de densidad piroclásticas simultáneas, representada por la Ignimbrita Cerro Blanco y depósitos de caída asociados. La actividad poscaldera fue de tipo efusivo/explosivo y está representada por domos poscaldera y por los depósitos de bloques y ceniza, y de caída vulcanianos asociados. Los resultados obtenidos indican que el Complejo Volcánico Cerro Blanco durante los últimos 100 mil años tuvo, al menos, dos erupciones de gran magnitud (Índice de Explosividad Volcánica ≥ 6) y en particular la erupción asociada al colapso de la Caldera Cerro Blanco constituiría uno de los eventos volcánicos holocenos de mayor magnitud en los Andes Centrales. Finalmente se considera que los resultados presentados en esta contribución podrían coadyuvar a la evaluación de la peligrosidad potencial asociada a una reactivación del Complejo Volcánico Cerro Blanco.

Palabras clave: volcanismo félscico; Cuaternario; estratigrafía secuencial; peligrosidad volcánica; Andes Centrales.

ABSTRACT

Cerro Blanco Volcanic Complex is located in Catamarca Province in the southern limit of Andean plateau. It corresponds to a system of nested calderas, with associated domes and pyroclastic deposits. All erupted products are rhyolitic/rhyodacitic in composition and constitute the youngest (Middle Pleistocene-Holocene) collapse calderas system in the Southern Central Andes based on the available radiometric ages. The Cerro Blanco Volcanic Complex hosts an active, small geothermal field and is subsiding with an average velocity of 0.87 cm/year. Despite the existence of numerous studies on regional volcanism of the southern edge of the Andean plateau, the stratigraphy of most of eruptive centers in the region is poorly understood. This study presents a new stratigraphic scheme for the Cerro Blanco Volcanic Complex using a combination of lithostratigraphic units and Unconformity Bounded Stratigraphic Units, plus the application of volcanic activity units and lithosome concept. The results allowed to reconstruct the Cerro Blanco Volcanic Complex evolution in three main eruptive epochs that constitute an eruptive period: i) the Cortaderas eruptive epoch (Middle Pleistocene) is represented by the homonymous synthem and characterized by explosive boiling over eruptions with the generation of huge volumes of pyroclastic density

currents (*Barranca Blanca* and *Carachi ignimbrites*). The source of these eruptions remains unknown. ii) The Campo de la Piedra Pómez eruptive epoch (Upper Pleistocene), represented by the homonymous synthem and formed by at least one boiling over, explosive eruption. This eruption had two main eruptive phases represented by synthems UI and UII and was characterized by the generation of huge volumes of pyroclastic density currents (*Ignimbrita Campo de la Piedra Pómez*). A preliminary model is proposed in which the Campo de la Piedra Pómez eruptive epoch is associated with a volcano-tectonic depression. iii) The Cerro Blanco eruptive epoch (Holocene), represented by the homonymous synthem which includes the pre-, syn- and post-Cerro Blanco Caldera collapse (subsynthsms CB1, CB2 and CB3 respectively). The pre-caldera activity was effusive and is indirectly represented by block and ash flow deposits. The syn-caldera activity was explosive with a plinian/subplinian eruptive style with simultaneous pyroclastic density currents generation, represented by Cerro Blanco Ignimbrite and associated pyroclastic fall deposits. The post-caldera activity was effusive/explosive and is represented by post-caldera domes and associated block and ash and vulcanian fall deposits. The results indicate that over the past 100000 years the Cerro Blanco Volcanic Complex had at least two large-scale eruptions (Volcanic Explosivity Index ≥ 6). Particularly, the caldera-forming Cerro Blanco eruption constitutes one of the greatest Holocene volcanic events in the Central Andes. Finally, the results presented in this study could contribute to the evaluation of the potential hazard associated with a possible renewal of explosive activity at Cerro Blanco Volcanic Complex.

Key words: felsic volcanism; Quaternary; sequential stratigraphy; volcanic hazard; Central Andes.

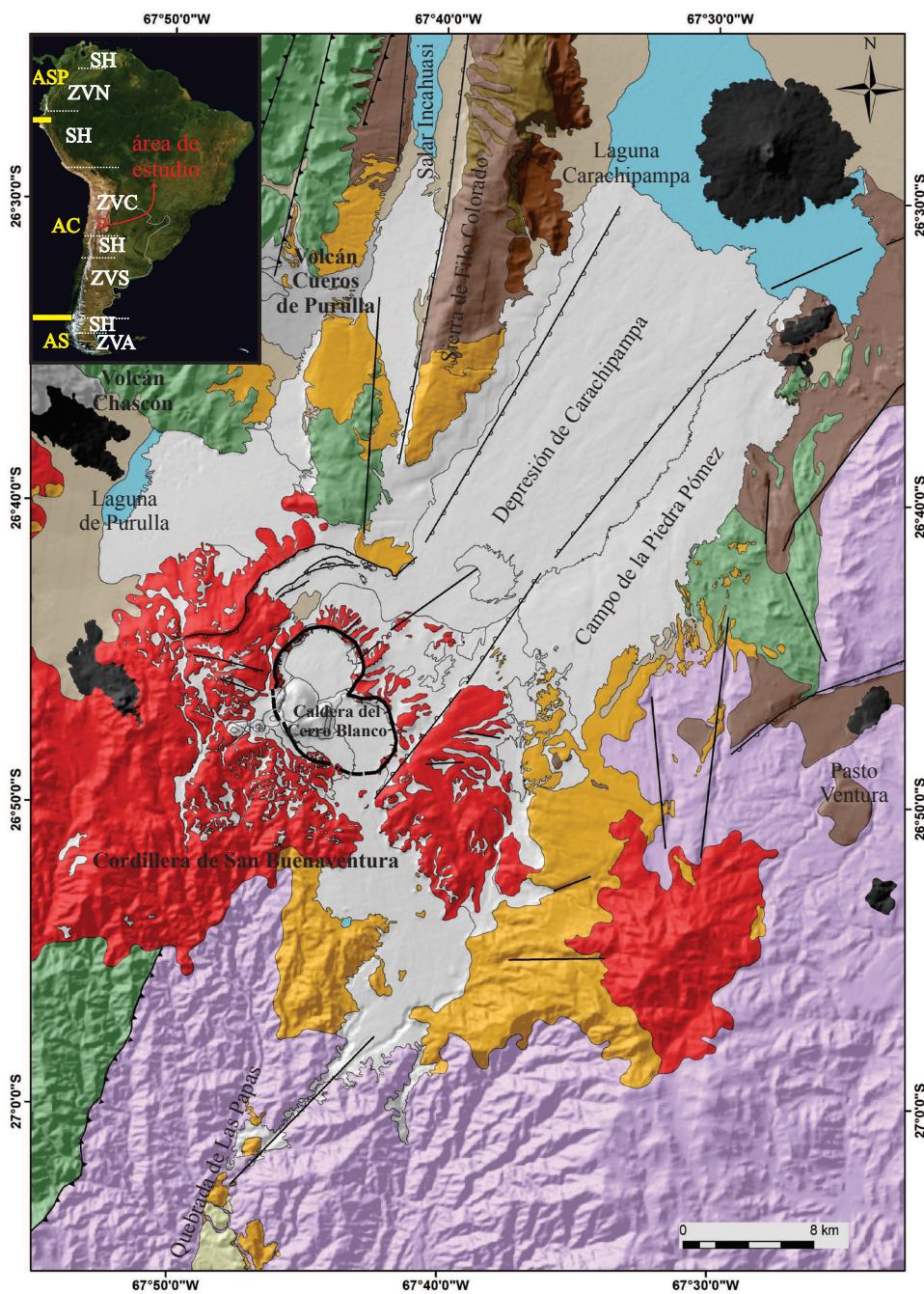
INTRODUCCIÓN

Uno de los rasgos más sobresalientes dentro de la Zona Volcánica Central (ZVC) de la Cordillera de los Andes (Figura 1) es la presencia de un significativo volumen de ignimbritas de composición felsica. Éstas se concentran principalmente entre los paralelos 21°–24°S, constituyendo una de las mayores provincias ignimbriticas de la Tierra, el Complejo Volcánico Altiplano-Puna (APVC, por sus siglas en inglés) (de Silva, 1989). En las últimas décadas esta región ha sido foco de numerosos trabajos (e.g. Ort, 1993; Lindsay et al., 2001a, 2001b; Soler et al., 2007; Petrinovic et al., 2010; Ort et al., 2013; entre muchos otros). Por el contrario, en el sector sur de la ZVC (25°–27°S) existen escasos estudios enfocados en las ignimbritas y estructuras de caldera. La mayoría de estos trabajos han sido de carácter regional (Guzmán et al., 2012) y generalmente han tenido un enfoque geoquímico (Siebel et al., 2001; Schnurr et al., 2007; Kay et al., 2010), siendo escasos los trabajos sobre la estratigrafía de centros eruptivos individuales (Guzmán y Petrinovic, 2010; Cas et al., 2011). Las ignimbritas de la porción sur de la ZVC se caracterizan por ser de pequeño a mediano volumen ($<50 \text{ km}^3$, volumen equivalente en roca densa o ERD), tener composición riolítica y ser pobres en cristales (*Crystal-poor rhyolitic ignimbrites, sensu* Huber et al., 2012). La excepción son las ignimbritas asociadas a las calderas Galán y Luingo, las cuales son ignimbritas dacíticas, ricas en cristales y de gran volumen ($>100 \text{ km}^3$, volumen ERD), características similares a las de las ignimbritas del APVC (Guzmán y Petrinovic, 2010; Cas et al., 2011). Las ignimbritas riolíticas de la porción sur de la ZVC están asociadas a calderas de pequeñas dimensiones o a estratovolcanes, aunque muchas de ellas no han sido asociadas a ningún centro emisor en particular. La génesis de los magmas riolíticos pobres en cristales de la Puna Austral ha sido interpretada como producto de la diferenciación por cristalización fraccionada de magmas andesíticos con porcentajes variables de asimilación cortical (Siebel et al., 2001;

Schnurr et al., 2007). Las ignimbritas riolíticas de pequeño volumen han sido interpretadas como resultado de erupciones desencadenadas internamente por sobrepresurización de la cámara magmática con desarrollo de columnas plinianas (Roberge et al., 2008). Uno de los centros volcánicos felsicos de pequeño a mediano volumen que caracterizan a la Puna Austral es el Complejo Volcánico Cerro Blanco (CVCB) (Figura 1) el cual ha sido interpretado como un sistema de calderas anidadas con abundantes depósitos piroclásticos y actividad dómica asociada (Seggiaro et al., 2000; Viramonte et al., 2004; Arnosio et al., 2005; Montero-López et al., 2010b). Todos los productos son principalmente de composición riolítica/riodacítica (Arnosio et al., 2008; Tabla 1) y las edades radiométricas disponibles (Tabla 2) permiten asignarle una edad del Pleistoceno Medio-Holoceno (Viramonte et al., 2008; Montero-López et al., 2009; Montero-López et al., 2010b; Fernández-Turiel et al., 2013). Actualmente tiene asociado un pequeño campo geotermal activo (Viramonte et al., 2005a) y sufre una subsidencia que en los últimos 20 años varió desde 2.6 cm/año hasta menos de 0.87 cm/año (Brunori et al., 2013; Henderson y Pritchard, 2013). Por otro lado, Mulcahy et al. (2010) identificaron, entre 2007 y 2009, la presencia de un enjambre sísmico en la corteza superior ($<15 \text{ km}$) por debajo del CVCB. Teniendo en cuenta que la actividad volcánica explosiva más reciente en la región de la Puna Austral está representada por el volcanismo riolítico de pequeño a mediano volumen (Siebel et al., 2001; Schnurr et al., 2007; Viramonte et al., 2008; Montero-López et al., 2010b; Guzmán et al., 2012), una adecuada comprensión de la evolución del CVCB es de gran importancia para evaluar su peligrosidad. Diferentes autores han puesto de manifiesto el posible impacto de la actividad del CVCB en la ocupación humana del actual territorio de Argentina durante el Holoceno medio (Montero-López et al., 2009; Ratto et al., 2013; Fernández-Turiel et al., 2013). Debido a la inexistencia de reportes históricos escritos o verbales de la actividad del CVCB, solo es posible obtener información sobre las características de sus erupciones mediante el estudio de los productos volcánicos asociados. En los trabajos publicados hasta el momento, se ha reconstruido parcialmente la estratigrafía del CVCB y se ha tenido principalmente un enfoque geoquímico (Viramonte et al., 2005b, 2008; Arnosio et al., 2005, 2008; Kay et al., 2006; Gropelli et al., 2008; Roberge et al., 2008; Montero-López, 2009; Montero-López et al., 2010b). En este estudio se presenta una reconstrucción de la evolución del CVCB a partir del análisis estratigráfico, combinando el concepto de unidades estratigráficas limitadas por discordancias (UBSU, *Unconformity Bounded Stratigraphic Unit*; Chang, 1975; Salvador, 1987; ISSC, 1994), y los conceptos básicos de litoestratigrafía, litosomas (*sensu* Pasquaré et al., 1992) y unidades de actividad volcánica (Fisher y Schmincke, 1984). La utilización de esta metodología en estudios estratigráficos de áreas volcánicas ha tenido un notable incremento en los últimos años ya que permite reconstruir en forma confiable la evolución de sistemas volcánicos complejos (e.g. Pasquaré et al., 1992; Branca et al., 2004; Lucchi et al., 2010). Con base en la distribución espacial y características de las litofacies de los productos volcánicos, al final de este artículo se discuten los estilos eruptivos y tipo de estructuras volcánicas, así como la explosividad de las erupciones generadas durante la evolución del CVCB. Los resultados obtenidos en esta contribución podrán ser utilizados en futuras evaluaciones de la peligrosidad asociada a una eventual reactivación del CVCB.

MARCO GEOLÓGICO

En el sector sur de la ZVC se desarrolló, desde el Neógeno hasta la actualidad, un arco magmático de orientación general N-S con prolongaciones hacia el retroarco representadas por centros volcánicos

**Leyenda**

— — — Borde de caldera	Centros riolíticos (Cuaternario)
— — — Borde de caldera inferido	Lavas y depósitos piroclásticos riolíticos del CVCB. (Cuaternario)
— — — Falla normal	Conglomerados (Mioceno-Pleistoceno)
▲ — ▲ Falla inversa	Volcanitas andesítico-dacítico (Mioceno superior-Plioceno)
— Lineamiento	Ignimbritas riodacíticas (Mioceno superior-Plioceno)
■ Salares actuales	Secuencias continentales (Paleógeno)
■ Abanicos aluviales y depósitos eólicos modernos	Secuencias continentales (Pérmino)
■ Depósitos aluviales de terraza (Cuaternario)	Metasedimentitas y metavolcanitas (Ordovícico) (D2)
■ Basaltos (Cuaternario)	Basamento ígneo y metamórfico (Neoproterozoico-Cámbrico) (D1)

Figura 1. Mapa geológico del área de estudio (modificado de Seggiaro *et al.*, 2000 y Montero-López, 2009). Abreviaturas del recuadro superior izquierdo, ASP: Andes Septentrionales; AC: Andes Centrales; AS: Andes del Sur; SH: segmentos de subducción subhorizontal; ZVN: Zona Volcánica Norte; ZVC: Zona Volcánica Central; ZVS: Zona Volcánica Sur; ZVA: Zona Volcánica Austral.

Tabla 1. Análisis geoquímicos de elementos mayores en roca total.

Muestra	Unidad	litolögia	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	TiO ₂	ppc.	Total
CPP402 ²	ICB	pómez	74.0	12.35	0.71	0.08	0.12	0.64	3.87	4.44	0.01	0.10	2.57	98.89
PU-36 A ¹	ICB	pómez	72.8	12.50	0.64	0.08	0.16	0.68	4.14	4.57	0.02	0.67	2.85	99.11
PU-36 B ¹	ICB	pómez	73.7	12.52	0.80	0.09	0.14	0.63	4.07	4.44	0.02	0.07	2.91	99.36
PU-44 A ¹	ICB	pómez	73.3	12.68	0.57	0.08	0.11	0.63	4.31	4.56	0.02	0.06	2.87	99.13
PU-44 B ¹	ICB	pómez	72.9	12.59	0.70	0.09	0.11	0.67	4.31	4.45	0.20	0.07	2.99	99.06
CPP-31 ¹	ICB	pómez	73.4	12.50	0.59	0.09	0.36	0.64	4.31	4.54	0.02	0.06	2.83	99.30
CPP312 ²	ICB	pómez	73.1	14.15	0.52	0.07	0.07	0.57	4.06	4.49	<0.01	0.08	1.96	99.07
EM-50 ¹	ICB	pómez	73.8	12.79	0.71	0.08	0.11	0.63	4.14	4.63	0.02	0.07	2.95	99.94
PU-48 ¹	ICB	pómez	73.5	12.47	0.66	0.08	0.20	1.08	3.79	4.35	0.02	0.08	4.15	100.32
504 A ²	ICB	dep. caida CB	74.0	12.45	0.62	0.09	0.08	0.57	3.73	4.36	<0.01	0.08	3.91	99.89
CPP125 ¹	ICPP	pómez blanca	71.4	13.25	1.64	0.05	0.39	1.36	4.91	4.75	0.08	0.24	2.30	100.37
CPP301A ²	ICPP	pómez blanca	72.6	13.20	1.38	0.06	0.42	1.29	3.85	4.54	0.07	0.21	2.01	99.63
CPP301B ²	ICPP	pómez blanca	71.1	13.80	2.68	0.08	0.98	2.22	3.87	4.46	0.08	0.32	1.79	101.38
CPP301C ²	ICPP	pómez blanca	73.9	12.70	1.53	0.05	0.40	1.40	3.96	5.04	0.06	0.25	1.75	101.04
CPP301D ²	ICPP	pómez gris	56.3	16.80	6.75	0.12	3.45	5.70	4.27	3.37	0.46	1.39	2.29	100.90
CPP112 ¹	ICPP	enclave máfico	55.6	17.10	7.68	0.20	3.63	6.93	4.10	2.95	0.49	1.54	1.13	101.35
CPP-1 ¹	IBB	pómez	66.0	12.82	2.25	0.07	2.21	1.92	2.63	4.22	0.11	0.31	7.02	99.54
CPP-3 ¹	IBB	pómez	65.8	13.50	3.03	0.07	1.54	2.83	3.61	4.92	0.18	0.41	3.75	99.67
CPP39B ¹	ICA	pómez	60.8	16.25	6.11	0.11	2.88	4.57	3.74	3.55	0.24	0.90	1.31	100.46
CPP314b ¹	ICPP	vitrofiro*	71.4	13.90	1.70	0.05	0.47	1.50	3.94	4.88	0.04	0.26	0.74	98.88
EM-52 ¹	ICB	riolita*	73.9	12.71	0.62	0.08	0.15	0.71	4.25	4.52	0.03	0.08	2.20	99.27

* análisis de juveniles densos, ¹análisis realizados por fluorescencia de rayos x (Universidad Nacional de Salta), ²análisis realizados por ICP-MS (Laboratorios ALS). ICB: Ignimbrita Cerro Blanco, ICPP: Ignimbrita Campo de la Piedra Pómez, IBB: Ignimbrita Barranca Blanca, ICA: Ignimbrita Carachi.

emplazados a lo largo de lineamientos tectónicos regionales orientados NW-SE (Viramonte *et al.*, 1984; Petrinovic *et al.*, 1999; Riller *et al.*, 2001; Chernicoff *et al.*, 2002; entre otros). Por otro lado, trabajos recientes ponen de manifiesto el papel de los corrimientos N-S en el control del emplazamiento de estratovolcanes y calderas en la región del retroarco (Petrinovic *et al.*, 2010; Norini *et al.*, 2013). Las variaciones en la distribución espacial y en la geoquímica de los productos volcánicos durante el Neógeno han sido explicadas por cambios en el ángulo de subducción de la placa de Nazca (Coira *et al.*, 1993) y/o por la ocurrencia del proceso de delaminación litosférica (e.g. Kay y Kay, 1993; Kay *et al.*, 1994). Dos eventos principales de deformación, desde el Cenozoico hasta el presente, se han propuesto para la Puna Austral (Allmendinger, 1986; Marrett y Strecker, 2000; Schoenbohm y Strecker, 2009; Montero-López *et al.*, 2010a). El primero (Mioceno medio-Mioceno superior), caracterizado por acortamiento horizontal W-E y extensión subvertical, desarrolló una faja plegada y corrida con

vergencia hacia el E. El segundo, desarrollado durante los últimos ~7 m. a., se caracteriza una tectónica extensional, con direcciones de extensión subhorizontales N-S y NE-SW, coetáneas con la compresión E-W.

El basamento en el área de estudio puede ser dividido en dos dominios principales (Suzaño *et al.*, 2014a) (Figura 1). En el sector oriental, el basamento aflorante (D1) está constituido por rocas metamórficas de bajo a alto grado del Precámbrico-Paleozoico temprano, intruídas por granitoídes e intrusivos máficos a ultramáficos paleozoicos (Beccio *et al.*, 1999; Seggiaro *et al.*, 2000; Lucassen y Beccio, 2003; Suzaño *et al.*, 2014a, b) (Figura 1). En el sector occidental, el basamento (D2) es de edad ordovícica y está representado por secuencias volcanosedimentarias con grados variables de metamorfismo e intrusivos máficos a ultramáficos también afectados por metamorfismo de mediano grado (Seggiaro *et al.*, 2000) (Figura 1). La estratigrafía no volcánica de la región se completa con sedimentitas clásicas continentales de colores rojizos y de edad pérmbica, y por secuencias continentales paleógenas

Tabla 2. Edades radimétricas disponibles para el Complejo Volcánico Cerro Blanco.

Unidad	Litolögia	Metodología	Edad	Autor
SCPP	ICPP	K/Ar sanidina	0.2 ± 0.1 Ma	Kraemer <i>et al.</i> , (1999)
SCPP	ICPP	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar roca total	0.555 ± 0.11 Ma	Seggiaro <i>et al.</i> , (2000)
SCPP	ICPP	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar biotita	0.44 ± 0.01 Ma	Montero López <i>et al.</i> , (2010b)
SCPP	ICPP	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar sanidina	73 ± 23.2 Ka	Viramonte <i>et al.</i> , (2008)
SCB/sin caldera	ICB (El Medano)	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar sanidina	12.2 ± 6.9 Ka	Viramonte <i>et al.</i> , (2008)
SCB/sin caldera	ICB (Purulla)	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar sanidina	22.9 ± 8.6 Ka	Viramonte <i>et al.</i> , (2008)
SCB/sin caldera	turba en la base de ICB	¹⁴ C materia orgánica	5,480 ± 40 AP	Montero López <i>et al.</i> , (2009)
SCB/sin caldera	carbon dentro de la ICB	¹⁴ C materia orgánica	4,407–4093 cal AP	Fernandez Turiel <i>et al.</i> (2013)
SCB/post caldera	domo	U/Pb zircon	0.15 Ma	Seggiaro <i>et al.</i> , (2000)
SCB/post caldera	ByC	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar sanidina	15 ± 8.1 Ka	Viramonte <i>et al.</i> , (2008)

SCPP: Sintema Campo de la Piedra Pómez, SCB: Sintema Cerro Blanco, ver las demás abreviaturas en la Tabla 1.

Tabla 3. Estimación de los volúmenes de la Ignimbrita Campo de la Piedra Pómez.

Zona	Área medida (km ²)	Espesor promedio (m)	Volumen mínimo (km ³)	Área estimada (km ²)	Volumen total estimado (km ³)	Volumen sin líticos (km ³)	ERD (km ³)
1	65.02	8.0	0.5	122.9	0.5	0.5	0.3
2	180.16	30.0	5.4	548.7	16.5	14.8	8.4
3	4.28	60.0	0.3	13.4	0.3	0.2	0.1
	249.47		6.2	685.0	17.2	15.5	8.8

aflorantes en la Sierra de Filo Colorado (Seggiaro *et al.*, 2000) (Figura 1). En el área de estudio el volcanismo del Mioceno-Plioceno está representado por diferentes unidades ignimbriticas (Ignimbrita Las Papas, Montero-López *et al.*, 2010b, 2011; Ignimbrita Las Juntas, Montero-López *et al.*, 2011; Ignimbrita Rosada, Seggiaro *et al.*, 2000, Ignimbrita Aguada Alumbrera, Montero-López *et al.*, 2010b) y por andesitas y dacitas del Complejo Volcánico La Hoyada (Seggiaro *et al.*, 2000; Montero-López *et al.*, 2010c; Bustos *et al.*, 2014a, b) (Figura 1). Durante el Pleistoceno-Holoceno se desarrolló una importante actividad volcánica bimodal cuyo representante máfico es el volcanismo monogénico de las regiones del Volcán Negro Peinado (Seggiaro *et al.*, 2000), del Salar de Carachipampa (Kay *et al.*, 1994) y Pasto Ventura (Allmendinger *et al.*, 1989; Báez y Viramonte, 2010) (Figura 1). Por otro lado, el miembro felsico del volcanismo bimodal en el área de estudio está representado por el CVCB junto con los centros eruptivos Chascón y Cueros de Purulla (Seggiaro *et al.*, 2000) (Figura 1).

METODOLOGÍA

En el presente estudio se propone un nuevo esquema estratigráfico para el CVCB, realizado mediante la utilización en forma integrada de diferentes tipos de unidades estratigráficas junto con los conceptos de unidades de actividad volcánica y litosomas (*e.g.* Lucchi *et al.*, 2010). A continuación se definen las características generales de las diferentes unidades estratigráficas utilizadas, así como los criterios para su aplicación.

Unidades litoestratigráficas (ISSC, 1994)

Una unidad litoestratigráfica es una unidad objetiva formada por un cuerpo de roca o depósito no litificado con características litológicas y posición estratigráfica bien definida. La utilización de unidades eruptivas (ignimbrita, depósitos de caída, depósito de bloques y ceniza, domos, etc.) como equivalentes de unidades litoestratigráficas, no es recomendada por algunos autores (Lucchi *et al.*, 2010) debido a que las mismas, por definición, tienen un carácter interpretativo (Fisher y Schmincke, 1984). Sin embargo, en este estudio las unidades eruptivas han sido utilizadas como unidades litoestratigráficas básicas durante las tareas de campo (*e.g.* De Rita *et al.*, 1998; Norini *et al.*, 2014) pero siempre atendiendo a que su definición se basara en características objetivas reconocibles en el terreno (color, litología, textura, estructuras sedimentarias y relaciones estratigráficas). En forma complementaria a la descripción de terreno de las unidades litoestratigráficas, se hizo una caracterización petrográfica y geoquímica de cada una de ellas y, en particular, para las unidades ignimbriticas se reportaron otros datos como:

i) Porcentajes en volumen de los fragmentos de pómez, líticos y cristales solo para la fracción > 2 mm, estimados visualmente durante las tareas de campo.

ii) Porcentajes de las diferentes composiciones de fragmentos de pómez y líticos dentro de cada unidad ignimbritica. La caracterización

de las diferentes tipologías de fragmentos de pómez y líticos fue de tipo cualitativa y basada en las principales características de composición y textura. Se calcularon las proporciones de cada tipo solo para la fracción > 2 mm y se determinó en el terreno mediante retículas de conteo, cada una de las cuales incluyó entre 100 y 300 puntos contados.

iii) Volumen total de cada unidad ignimbritica y su volumen ERD. Para la interpolación de los datos de espesores medidos en el terreno, se dividieron los afloramientos de las unidades ignimbriticas en diferentes zonas teniendo en cuenta la paleotopografía de la región, la cual condiciona la geometría del depósito (Tablas 3 y 4). En este sentido se calculó tanto el volumen, utilizando solo el área aflorante (volumen mínimo, Tabla 3 y 4), así como utilizando el área que se infiere que ocupó cada unidad originalmente (volumen total estimado, Tablas 3 y 4). El volumen equivalente a roca densa (ERD) se estimó midiendo en laboratorio las densidades de las unidades ignimbriticas y comparando la misma con la densidad teórica de magmas de igual composición. En el cálculo del volumen ERD también se eliminó el contenido promedio de líticos dentro de cada unidad.

Unidades limitadas por discordancias (UBSU, por sus siglas en inglés)

Las UBSU son cuerpos de rocas o depósitos no litificados limitados por discordancias estratigráficas significativas, las cuales pueden ser superficies de erosión o no depósito, que representan un *hiatus* considerable en la sucesión estratigráfica. La unidad básica es el sintema, el cual pueden incluir una o más unidades litoestratigráficas. En ambientes volcánicos las superficies estratigráficas que limitan unidades UBSU pueden representar una fase de corto o largo período de inactividad y erosión, un cambio en el sistema de alimentación, un cambio en el estilo eruptivo, un evento tectónico-volcanotectónico o un colapso parcial del edificio. Si bien la utilización de UBSU constituye una importante herramienta para la reconstrucción estratigráfica de áreas volcánicas, su aplicación requiere una correcta jerarquización de las discordancias, apoyada por dataciones radiométricas que comprueben la existencia de *hiatus* significativos dentro de la sucesión estratigráfica (De Beni y Groppelli, 2010). Debido a la escasa información geocronológica del CVCB, la jerarquización de las discordancias se realizó utilizando un criterio basado en la distribución de cada una de ellas (Lucchi *et al.*, 2010). Se consideraron discordancias de primer orden aquellas que son reconocibles a lo largo de todo el extremo sur de la Puna Austral

Tabla 4. Estimación de los volúmenes de la ICB.

Zona	Área medida (km ²)	Espesor promedio (m)	Volumen mínimo (km ³)	Volumen sin líticos (km ³)	ERD (km ³)
1.0	384.4	8.0	3.1	2.8	1.5
2.0	113.8	70.0	8.0	7.2	3.9
3.0	29.4	200.0	5.9	5.3	2.9
	527.6		16.9	15.2	8.3

y que representan un cambio importante en las características del volcanismo de la región debido a procesos geodinámicos regionales. Las discordancias de primer orden fueron utilizadas para separar supersintemas. Se consideraron discordancias de segundo orden aquellas reconocibles a lo largo de toda región de afloramientos del CVCB y que representan períodos de inactividad volcánica, con sedimentación epiclástica, erosión y/o fases tectónicas asociadas. Las discordancias de segundo orden fueron utilizadas para separar sistemas. Se consideraron discordancias de tercer orden aquellas reconocibles solo en forma local dentro el CVCB y que separan productos volcánicos de composición similar. Estas discordancias pueden representar fases dentro de una misma erupción o sucesiones de erupciones asociadas a un mismo sistema magmático. Las discordancias de tercer orden fueron utilizadas para separar subsintemas.

Unidades de actividad volcánica

Las unidades de actividad volcánica pueden ser definidas como una cierta cantidad de material volcánico generado y depositado en un intervalo de tiempo eruptivo determinado. Estas unidades, dependiendo del intervalo de tiempo considerado, pueden ser pulsos (de segundos a minutos) o fases (de minutos a días) dentro de una erupción (de días a años) o una serie de erupciones agrupadas en épocas (de decenas a miles de años) o períodos eruptivos (de miles a millones de años). La aplicación de las unidades de actividad volcánica se realizó durante la fase interpretativa del trabajo para poner de manifiesto el significado volcánológico de las unidades estratigráficas previamente descritas. Por otro lado, la falta de datos cronológicos precisos y el escaso desarrollo de niveles que indiquen en forma certeza *hiatus* de tiempo (e.g. paleosuelo), en muchos casos dificultaron su correcta aplicación.

Litosomas (*sensu* Pasquaré et al., 1992)

Un litosoma es un cuerpo de roca con una morfología definida y relacionado con un proceso genético específico. Este tipo de unidad estratigráfica es de carácter informal y permite identificar las fuentes volcánicas principales y definir la posición y tipología de los diferentes centros eruptivos que constituyen un sistema volcánico complejo. Durante la fase interpretativa del presente estudio se aplicó el concepto de litosoma en forma complementaria a las unidades anteriormente descritas para identificar y describir las principales estructuras volcánicas desarrolladas durante la evolución del CVCB.

RESULTADOS: ESTRATIGRAFÍA DEL CVCB

En las Figuras 2a y 2b se presentan el mapa geológico y una columna estratigráfica compuesta generaliza del CVCB. El CVCB constituye un supersistema limitado en su base por una discordancia de primer orden que representa un *hiatus* de ~ 2 m. a. en la actividad volcánica de la región, que lo separa del subyacente Complejo Volcánico La Hoyada (CVLH) y en su techo, por la superficie topográfica actual. A su vez, el supersistema CVCB está constituido por tres sistemas: i) Sistema Cortaderas, ii) Sistema Campo de la Piedra Pómez y iii) Sistema Cerro Blanco (Figuras 2b y 2c). A continuación se describen las características principales de cada uno de ellos, de base a techo de la sucesión estratigráfica.

Sistema Cortaderas (SC)

Está compuesto por dos unidades litoestratigráficas, la Ignimbrita Barranca Blanca (IBB) y la Ignimbrita Carachi (ICA) (Figura 3a). Ambas unidades afloran en forma muy puntual en los alrededores de la laguna Carachipampa (sector NE del área de estudio) (Figura 2), lo

que hizo imposible estimar un volumen aproximado de estas unidades.

La IBB es una ignimbrita masiva, mal clasificada, de color blanco, no soldada y endurecida por cristalización en fase vapor (Figura 3a). Contiene abundantes fragmentos de pómez blanca (~20–30 vol. %) y menor proporción de pómez gris (<5 vol. %). Los fragmentos de pómez blanca son pobres en fenocristales y microlitos (<10 vol. %) y los fragmentos de pómez gris son ricos en fenocristales (10 vol. %) y microlitos (~20 vol. %). La pómez blanca es de composición riódacítica mientras que la pómez gris es de composición traquiandesítica (Figura 4, Tabla 1). Los fragmentos líticos son escasos (<10 vol. %) y están formados por rocas volcánicas (andesita y dacita) y metamórficas (esquistos y milonita). Un rasgo distintivo de la IBB es la presencia, en la base de la unidad, de un depósito de ~60–80 cm de espesor, bien clasificado y con estructuras tales como estratificación cruzada y antidiunas (Figuras 3d y e). En secciones delgadas la IBB tiene textura piroclástica con pómez, líticos y cristales fragmentados inmersos en una matriz de tamaño de ceniza fina, formada por abundantes trizas vítreas (Figura 3c). La pómez blanca tiene una textura porfírica con fenocristales de cuarzo, anfibol, biotita y plagioclasa, en una matriz vítreos vesicular y libre de microlitos. La pómez gris tiene una textura porfírica con fenocristales de anfibol, biotita y cuarzo en una matriz poco vesicular y rica en microlitos de plagioclasa.

La ICA es una ignimbrita masiva mal clasificada, de color rosado y con un grado moderado de soldadura, con desarrollo incipiente de textura eutaxítica. Contiene fragmentos de pómez blanca (~20 vol. %), cristales (~30–35 vol. %) y fragmentos líticos (<5 vol. %) formados por rocas volcánicas (andesita y dacita) y metamórficas (esquistos y milonita). En secciones delgadas la matriz de la ICA posee textura eutaxítica incipiente, compuesta por fragmentos de pómez colapsados (*fiamme*), fragmentos líticos y cristales fragmentados inmersos en una matriz del tamaño de ceniza fina, formada por abundantes trizas vítreas (Figura 3b). Las *fiamme* tienen fenocristales de cuarzo, anfibol, biotita y plagioclasa, y desarrollan texturas de devitrificación esferulítica.

La ICA sobreyaace a la IBB mediante una discordancia erosiva de tercer orden cuyo significado temporal se desconoce debido a la falta de datos geocronológicos (Figura 3a). Debido a la ausencia de paleosuelos u otros depósitos epiclásticos entre las dos unidades, en este trabajo se propone que la misma separa dos subsintemas dentro del SC denominados subsistema Barranca Blanca y subsistema Carachi.

El SC aflora en una serie de terrazas cuaternarias formadas por la actividad neotectónica de la falla El Peñón (Allmendinger et al., 1989) y se intercala dentro de una sucesión lacustre-aluvial (Figuras 3d y 3f). La superficie de segundo orden, representada por estas terrazas, constituye el límite superior del SC e indica un *hiatus* significativo en la actividad volcánica del CVCB. Las lavas del Volcán Carachipampa (750 ka, Risso et al., 2008) cubren las terrazas cuaternarias que incluyen los depósitos del SC (Figura 3f), indicando la edad mínima para este sintema.

Sistema Campo de la Piedra Pómez (SCPP)

Este sintema está conformado por la unidad litoestratigráfica Ignimbrita Campo de la Piedra Pómez (ICPP), la cual aflora al norte de la caldera del Cerro Blanco, ocupando un área de ~250 km² (Figura 2). Se calculó un volumen total mínimo para la misma de ~17 km³ y un volumen ERD de ~9 km³ (Tabla 3). La ICPP puede dividirse en dos unidades de flujo principales, la unidad basal UI y la unidad superior UII, separadas por una superficie erosiva de tercer orden (Figura 5a). Ambas unidades de flujo están afectadas por un único sistema de fracturas asociado a la contracción térmica durante el enfriamiento y constituyen una única unidad de enfriamiento. Esto sugiere que la superficie erosiva que separa las unidades de flujo UI y UII no representa un *hiatus* de tiempo significativo. Sin embargo, ambas presentan

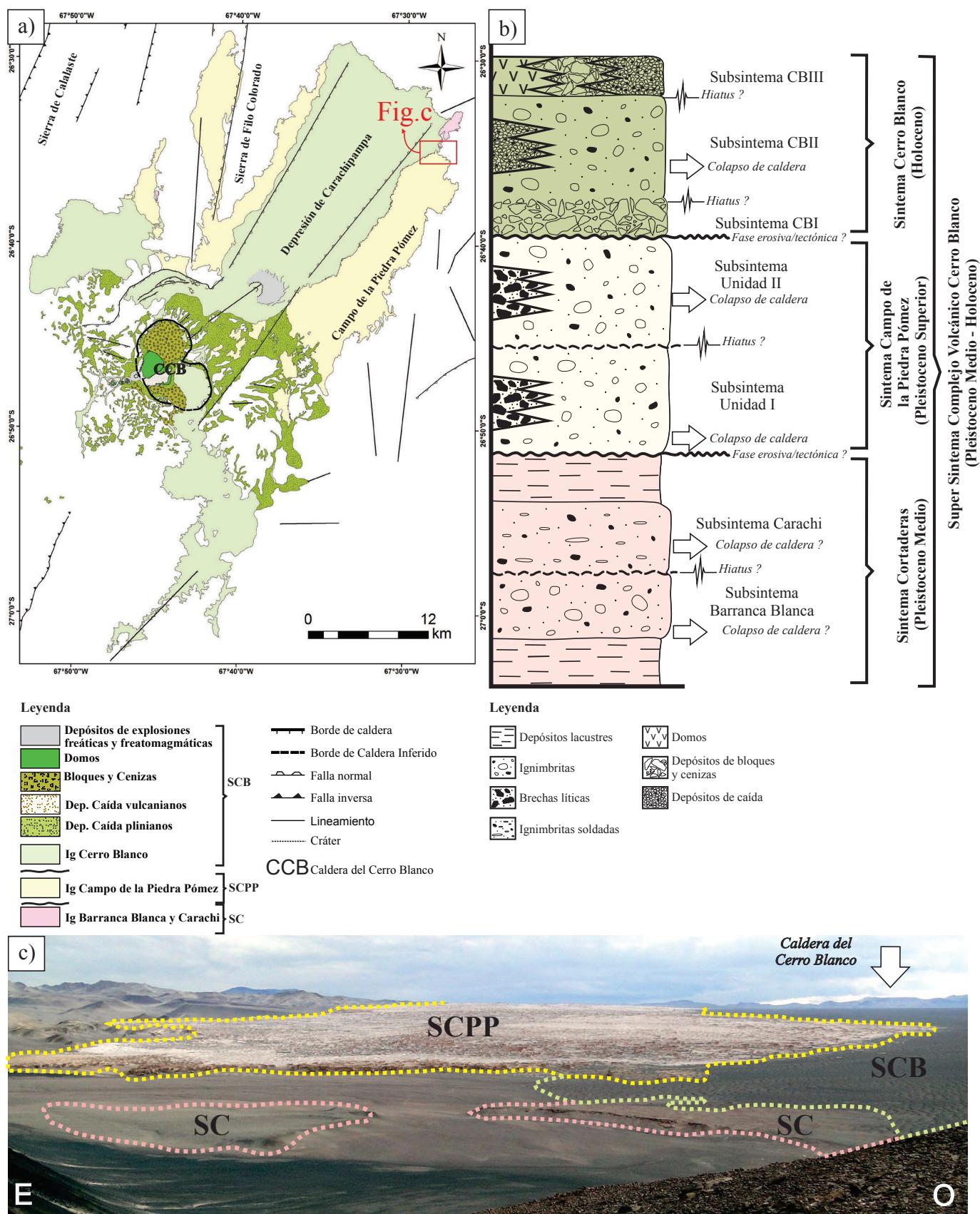


Figura 2. a) Mapa geológico (unidades litológicas) del CVCB. b) Esquema estratigráfico del CVCB basado en la utilización de las unidades UBSU. c) Vista hacia el sur del área denominada "Campo de la Piedra Pómez" donde se observan las relaciones estratigráficas de los tres sistemas que constituyen el CVCB. SC: síntema Cortaderas; SCPP: síntema Campo de la Piedra Pómez; SCB: síntema Cerro Blanco.

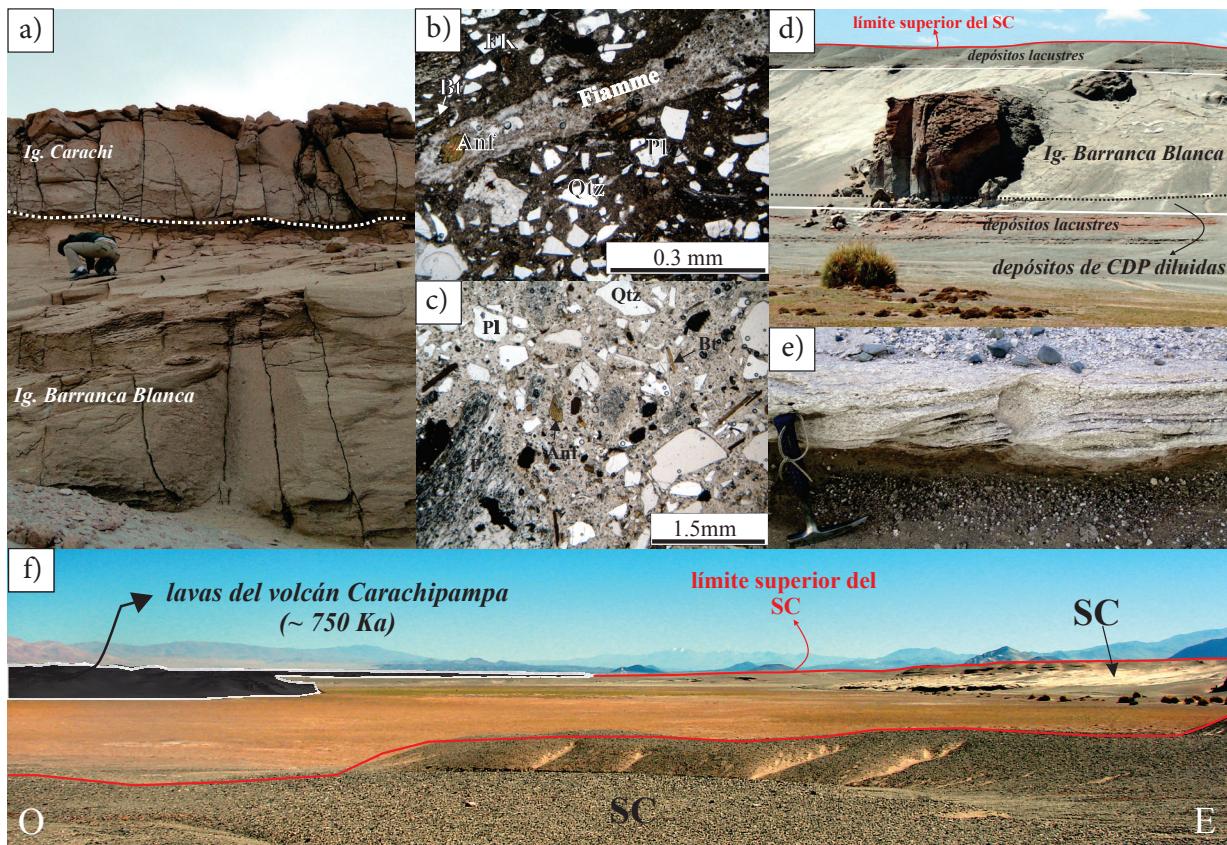


Figura 3. a) Superficie estratigráfica que separa las ignimbritas Carachi y Barranca Blanca. b y c) Características petrográficas de las ignimbritas Carachi y Barranca Blanca respectivamente. FK: feldespato potásico; Anf: anfíbolo; Qtz: cuarzo; Pl: plagioclasa; Bt: biotita; P: pómex. d) Vista general de un afloramiento de la Ignimbrita Barranca Blanca y los depósitos de CDPs diluidas asociados. e) Detalle de los depósitos de CDPs diluidas asociados a la IBB donde se observan las estructuras tractivas características. f) Superficie estratigráfica (nivel de terraza) que limita el techo del sistema Cortaderas y su relación con las lavas del volcán Carachipampa.

diferencias importantes en la tipología de fragmentos de pómex y líticos, indicando un cambio significativo en las condiciones durante la erupción. Por esta razón esta superficie estratigráfica fue utilizada para separar dos subsistemas: subsistema UI y subsistema UII.

Ambas unidades tienen porcentajes variables de pómex (~15 a 50 vol. %), de fragmentos líticos (~2 a 50 vol. %) y en general son pobres en cristales (~10 a 30 vol. %). Estas variaciones en los porcentajes de pómex, líticos y cristales responden a las variaciones de facies internas de cada unidad (Figuras 5b, 5c y 5d). Ambas unidades se caracterizan por estar formadas por facies masivas mal seleccionadas (mLT) (Figura 5c). Sin embargo, en zonas proximales desarrollan facies ricas en líticos (mLTI), incluyendo niveles de brechas líticas (mlBr), y en zonas distales presentan una importante variación vertical y lateral de facies, incluyendo facies con estratificación difusa (dsLT), estratificación cruzada de bajo ángulo (xsLT) y lóbulos ricos en fragmentos de tamaño lapilli/bloque de pómex (lensC) (para más detalles del análisis de facies de la ICPP, ver Báez, 2014) (Figuras 5b y 5d). Sin embargo, los rasgos más sobresalientes de la ICPP son el fuerte control topográfico sin desarrollo de facies *veeर* y la ausencia de depósitos de caída asociados. La UI tiene una distribución más reducida respecto a la UII, ocupando solo la depresión de Carachipampa. La UI es de color blanco (Figura 5a) y contiene principalmente pómex blanca (~90 vol. %), con porcentajes menores de pómex gris (~5 vol. %) (Figura 5e). La UII es de color amarillo (Figura 5a) y también contiene principalmente pómex blanca (~75 vol. %), pero incluye porcentajes significativos de pómex gris (~15 vol. %) y de pómex negra (~10 vol. %) (Figura 5e).

En muchos casos el color original de la pómex está modificado por la cristalización en fase vapor (Figuras 5f y 5h) y la forma de la misma es variable desde subangulosa a subredondeada. La pómex blanca es pobre en fenocristales (~10%) de cuarzo, plagioclasa, sanidina y biotita; tiene composición riolítica (Figura 4, Tabla 1) y está muy vesiculada. La pómex gris es rica en fenocristales (~40%) de anfíbolo, plagioclasa, biotita y escasos fenocristales de cuarzo; tiene composición traquianandesítica (Figura 4, Tabla 1) y es poco vesiculada. La pómex negra tiene fenocristales (~20–30%) de anfíbolo, piroxeno, olivino y plagioclasa; tiene composición traquianandesítica basáltica (Figura 4, Tabla 1) y es poco vesiculada.

En secciones delgadas, la matriz de ambas unidades de la ICPP tiene textura piroclástica con pómex, líticos y cristales fragmentados (cuarzo, biotita, plagioclasa y sanidina) inmersos en una matriz de ceniza fina formada por abundantes trizas vítreas (Figura 5g). Los cristaloclastos de biotita tienen una orientación preferencial. Se observan agregados microcristalinos de aspecto fibroso ocupando los espacios vacíos de la matriz y las vesículas de la pómex (cristalización en fase vapor). La pómex blanca tiene textura porfírica con fenocristales de cuarzo, plagioclasa, biotita y sanidina, en una matriz vítreo vesiculada y libre de microlitos (Figura 5g). La pómex gris posee textura microporfírica formada por microfenocristales de anfíbolo, plagioclasa, biotita y cuarzo en una matriz vítreo poco vesiculada con escasos microlitos de plagioclasa (Figura 5i). La pómex negra tiene textura porfírica con fenocristales de clinopiroxeno, ortopiroxeno, olivino y plagioclasa en una matriz poco vesiculada, rica en microlitos con textura seriada formada

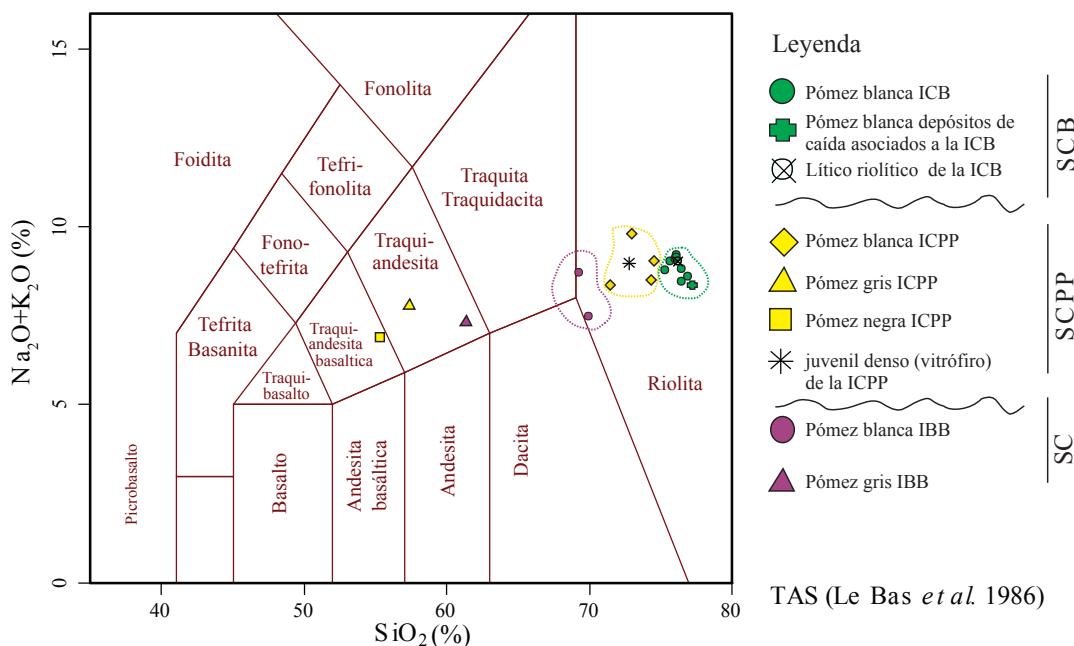


Figura 4. Clasificación geoquímica de los productos asociados al Complejo Volcánico Cerro Blanco. SC: sistema Cortaderas, SCPP: sistema Campo de la Piedra Pómez, SCB: sistema Cerro Blanco.

por clinopiroxeno y plagioclasa (Figura 5k). También son abundantes los xenocristales de cuarzo con coronas de reacción de clinopiroxeno. Numerosas pómex tienen textura bandeadada donde se reconocen intercalaciones de bandas de pómex blancas, grises y negras (Figuras 5h y 5j). En estos sectores es común la presencia de xenocristales de clinopiroxeno, ortopiroxeno y olivino dentro de la pómex blanca, y de cuarzo y sanidina dentro de la pómex negra.

Respecto a los fragmentos líticos, la UI se caracteriza por la abundancia de líticos de la Ignimbrita Rosada (Seggiaro *et al.*, 2000) (~42 vol. %), de la Ignimbrita Carachi (~34 vol. %) y con porcentajes menores de fragmentos de lava andesítica, esquistito y milonita (~24 vol. %) (Figuras 5e y 6a). Mientras que la UII tiene un porcentaje significativamente menor de líticos de la Ignimbrita Carachi, el cual es reemplazado por líticos de ignimbritas de color naranja y líticos de vitrófiro (Figura 5e y 6a). Los fragmentos de vitrófiro tienen escasos fenocristales de cuarzo, plagioclasa y biotita; una textura superficial en corteza de pan y composición riolítica con valores bajos de Rb, y altos de Sr y Ba, similar a la pómex blanca de la ICPP (Figura 4, Tabla 1). En general las proporciones de las diferentes tipologías de fragmentos líticos de la ICPP, en todos los sectores del área de estudio, no presentan variaciones significativas desde zonas proximales hacia zonas distales (Figura 6a). Sin embargo, existen importantes variaciones en las proporciones de las diferentes tipologías de fragmentos líticos entre los afloramientos ubicados hacia el este y los afloramientos ubicados hacia el oeste del área de estudio (Figuras 6a y 6b). Estas variaciones resultan más evidentes dentro de la UII, la cual tiene una mayor distribución.

Como se mencionó anteriormente, las dos unidades de la ICPP están afectadas en forma integral por un fracturamiento relacionado con la contracción térmica, el cual configura dos sistemas principales. El sistema menor de fracturas presenta una orientación aleatoria formando polígonos irregulares. El sistema mayor está formado por fracturas de gran tamaño con aperturas promedio de ~60 cm y longitudes del orden de cientos de metros. Se distribuyen en forma paralela al valle que aloja la ICPP o en forma radial a partir de zonas con importante desarrollo de alteración hidrotermal, producto de actividad fumarólica

fósil. Estos sectores resistieron en forma diferencial la erosión eólica debido a su mayor grado de cementación, formando montículos aislados fuertemente alterados. Este fenómeno es el que controla la morfología del campo de *yardangs* desarrollado en la ICPP (de Silva *et al.*, 2010).

Si bien existen numerosas dataciones radiométricas de la ICPP con variaciones de hasta 482 k. a. (Kraemer *et al.*, 1999; Seggiaro *et al.*, 2000; Viramonte *et al.*, 2008; Montero-López, 2009; Montero-López *et al.*, 2010b) (Tabla 2), debido a las similitudes en las características generales de los depósitos, en la composición de los fragmentos líticos y en las características texturales, mineralógicas y geoquímicas de los fragmentos juveniles, se considera que todos los afloramientos de la ICPP corresponden a una única unidad ignimbritica. En este sentido se interpreta que las diferencias en las edades de la ICPP reflejan problemas metodológicos asociados a las diferentes técnicas utilizadas (U/Pb en circón, K/Ar en sanidina y Ar/Ar en roca total, biotita y sanidina). Por esta razón en este trabajo se adopta una edad para la ICPP de ~73 ka (Viramonte *et al.*, 2008) debido a que es la edad obtenida con el método más preciso ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en sanidina; Hora *et al.*, 2010).

El límite superior del SCPP está representado por una superficie erosiva de segundo orden que limita el techo de la ICPP en todos los afloramientos y que resulta de la erosión eólica que dio lugar al campo de *yardangs* de la ICPP (Figura 5a). Esta superficie representa un *hiatus* temporal significativo ya que separa el SCPP (Pleistoceno Superior) del Sistema Cerro Blanco cuya edad, como se discute más adelante, es del Holoceno.

Sistema Cerro Blanco (SCB)

El SCB está constituido por tres subsistemas: Cerro Blanco I (CBI), Cerro Blanco II (CBII) y Cerro Blanco III (CBIII) (Figura 2).

El subsistema CBI está constituido por una serie de depósitos de bloques y cenizas formados por bloques de lavas riolíticas en una matriz del tamaño de ceniza, y que internamente desarrollan gradación inversa. Los mismos afloran en las paredes de la Caldera del Cerro Blanco y se apoyan en discordancia sobre lavas andesíticas/dacíticas y depósitos volcanoclásticos del Mioceno, pertenecientes al Complejo

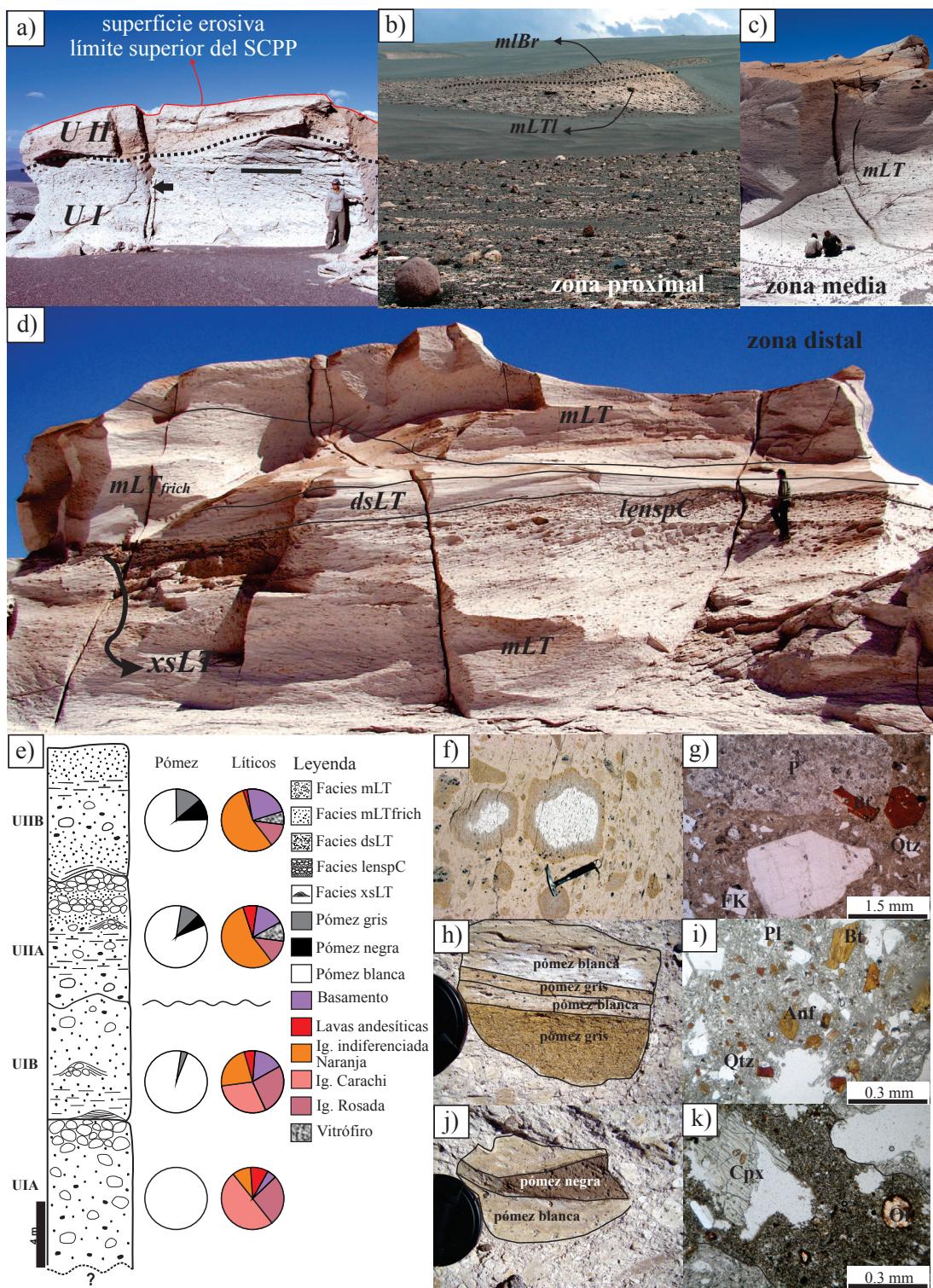


Figura 5. a) Afloramiento de la ICPP donde se observa la relación estratigráfica entre las unidades UI y UII, y la superficie erosiva que constituye el límite superior del SCPP. La flecha negra indica la presencia de fracturas asociadas a la contracción térmica de la ICPP. b) Zonas cercanas de la ICPP ricas en fragmentos líticos. c) Zonas medias de la ICPP formadas por facies masivas. d) Zonas distantes de la ICPP con importantes variaciones verticales y laterales de facies. mLT: facies masivas; mLTfrich: facies masivas ricas en finos; dsLT: facies con estratificación difusa; lenspC: facies de lóbulos de pómez; xsLT: facies con estratificación cruzada y antidunas; e) Columna estratigráfica idealizada de la ICPP; f) Características macroscópicas de la pómez blanca dentro de la ICPP. Nótense el borde de color naranja asociado la cristalización en fase vapor. g) Características petrográficas de la pómez blanca dentro de la ICPP. h) Características macroscópicas de la pómez gris dentro de la ICPP. i) Características petrográficas de la pómez gris dentro de la ICPP. j) Características macroscópicas de la pómez negra dentro de la ICPP. k) Características petrográficas de la pómez negra dentro de la ICPP. FK: feldespato potásico; Anf: anfíbol; Qtz: cuarzo; Pl: plagioclasa; Bt: biotita; P: pómez; Cpx: clinopiroxeno; Ol: olivino.

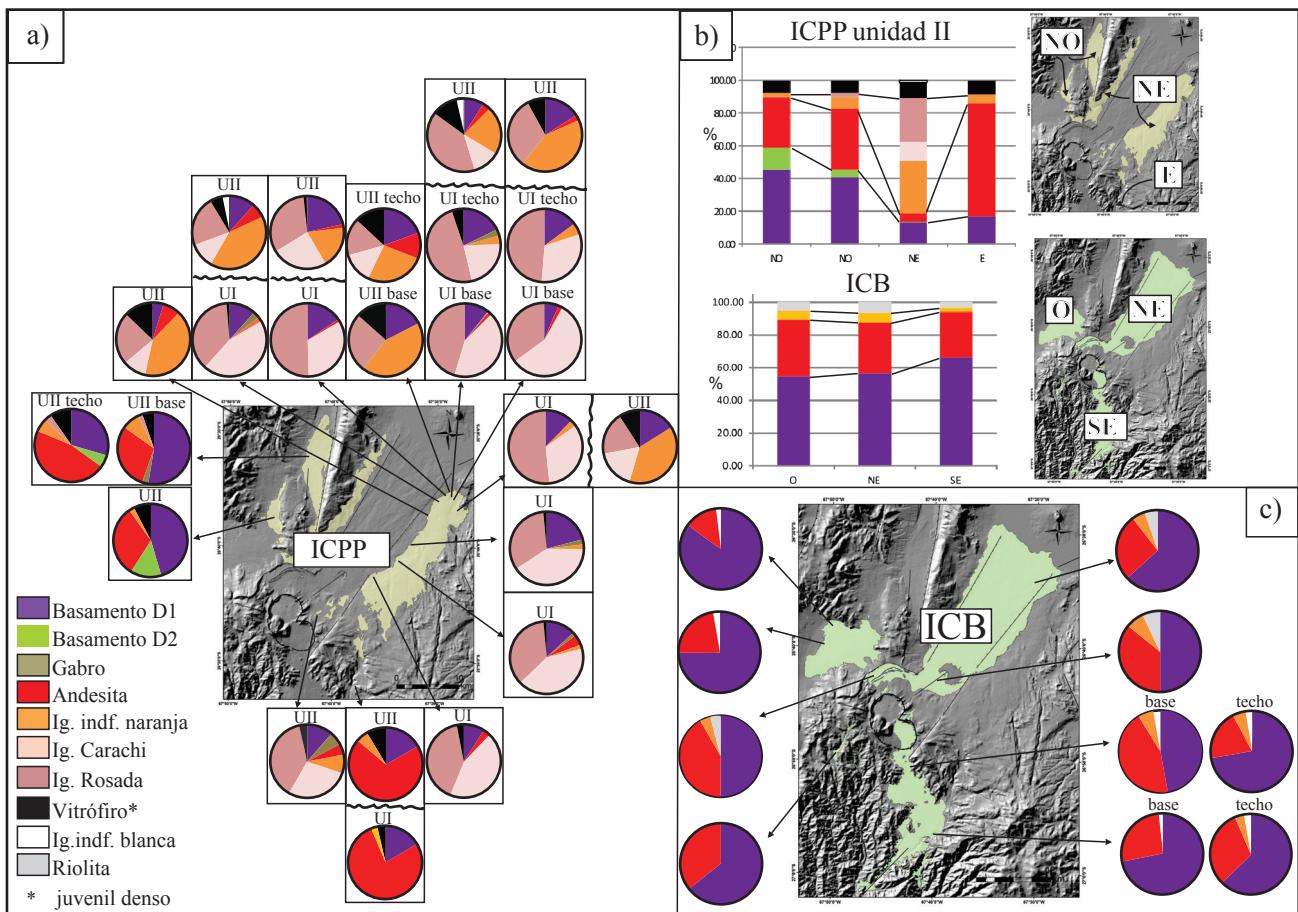


Figura 6. a) Gráficos de pastel mostrando las proporciones de fragmentos líticos dentro de la ICPP. b) Variaciones espaciales de las proporciones de los fragmentos líticos en afloramientos de la ICPP y la ICB ubicados en diferentes sectores del área de estudio. c) Gráficos de pastel mostrando las proporciones de fragmentos líticos dentro de la ICB.

Volcánico la Hoyada (CVLH) (Figura 7a). Si bien no se cuenta con datos geocronológicos del subsistema CBI, su relación estratigráfica respecto al borde de la caldera permite inferir que se trata de una unidad precaldera. En este sentido se incluyen estos depósitos precaldera dentro del SCB debido a que las características petrográficas y geoquímicas de los bloques son similares a las del resto de los productos volcánicos del SCB (Arnosio *et al.*, 2005, 2008), y contrastan con la composiciones del SCPP y del CVLH. El colapso de caldera constituye un evento relevante en la evolución del SCB por lo que se le utiliza como superficie estratigráfica de tercer orden que marca el techo del subsistema CBI. La falta de datos geocronológicos no permite definir el *hiatus* que representa la superficie que separa el subsistema CBI y el subsistema CBII.

El subsistema CBII está formado por la Ignimbrita Cerro Blanco (ICB) (Figura 7b) y por depósitos de caída plinianos ricos en pómex distribuidos ampliamente en el área de estudio (Figura 8a). La ICB agrupa a las unidades litoestratigráficas informales El Médano y Purulla (Arnosio *et al.*, 2005) e Ignimbritas del Segundo Ciclo (Montero-López, 2009). Todas estas unidades informales tienen la misma posición estratigráfica, las mismas características de facies, la misma composición de fragmentos líticos y las mismas características geoquímicas y petrográficas de sus componentes juveniles, por lo que se considera que constituyen una única unidad litoestratigráfica (ICB). Los afloramientos de la ICB se distribuyen hacia el oeste, hacia el sur y hacia el norte de la caldera del Cerro Blanco ocupando un área de

~527 km² (Figura 2). Se calculó un volumen mínimo para la misma de ~17 km³ y un volumen ERD de ~9 km³ (Tabla 4). En la mayoría de los afloramientos la parte superior de la ICB está constituida por un nivel sostenido por clastos de 2–3 cm de espesor, formado por fragmentos líticos de tamaño lapilli/bloque. Este nivel ha sido interpretado como resultado de la movilización, por la acción del viento, del material vítreo del tamaño de la ceniza que constituye la matriz y los fragmentos pumíceos de la ICB, concentrando los fragmentos líticos más densos (Milana, 2009; de Silva *et al.*, 2013). En algunos sectores del área de estudio la acción del viento ha sido capaz de movilizar también los fragmentos líticos densos generando mega-ondulitas y dunas con granulometría del tamaño de lapilli (Milana, 2009; de Silva *et al.*, 2013). La ICB es un depósito ignimbótico de color blanco, no soldado y sin cristalización en fase vapor, formado por porcentajes variables de fragmentos de tamaño lapilli/bloque de pómex riolítica (~20–30 vol. %) (Tabla 1) y fragmentos líticos (~20–30 vol. %) en una matriz de tamaño de la ceniza fina (Figuras 7b y 7d). Al igual que la ICPP, la ICB presenta importantes variaciones verticales y laterales de facies relacionadas con los cambios en la dinámica de flujo y la interacción con la topografía (Báez, 2014) (Figura 7c). Sin embargo, dos aspectos principales la diferencian de la ICPP: i) la presencia de facies estratificadas de tipo *veeeneer* sobre los altos topográficos (Figuras 7e y 7f), y ii) los depósitos de caída asociados (Figuras 7d y 8a). En secciones delgadas la matriz de la ICB tiene textura piroclástica con pómex, líticos, abundantes trizas vítreas y cristales fragmentados de cuarzo,

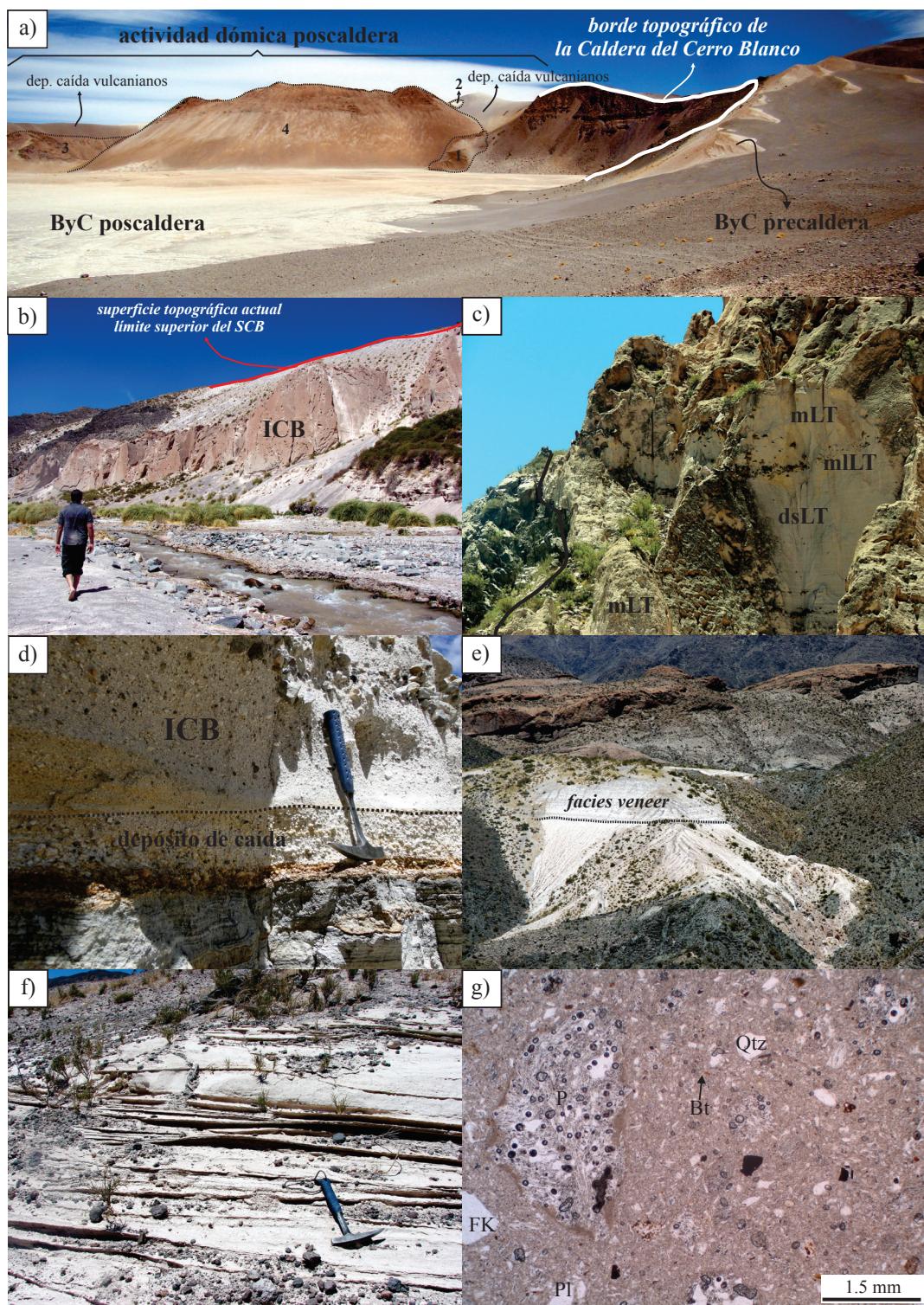


Figura 7. a) Vista panorámica del borde occidental de la Caldera del Cerro Blanco mostrando las relaciones estratigráficas entre los productos precaldera y poscaldera respecto a la escarpa generada por el colapso de la caldera. 1, 2, 3, 4: secuencia de emplazamiento de los domos poscaldera ubicados en el borde suroeste de la Caldera del Cerro Blanco. b) Afloramiento de la ICB en el sector sureste del área de estudio. c) Variaciones de facies dentro de la ICB producto de la interacción entre la corriente de densidad piroclástica y la topografía. d) Afloramiento de la ICB mostrando los depósitos de caída asociados. Los depósitos piroclásticos se apoyan sobre turbas datadas en ~5000 años (Montero-López, 2009; Montero-López *et al.* 2009; Fernández-Turiel *et al.*, 2013). e) Afloramiento de la ICB donde se observa el desarrollo de facies con estructuras tractivas sobre los altos topográficos (facies veneer). f) Detalle de las facies veneer. g) Características petrográficas de la ICB. FK: feldespato potásico; Qtz: cuarzo; Pl: plagioclasa; Bt: biotita; P: pómex.

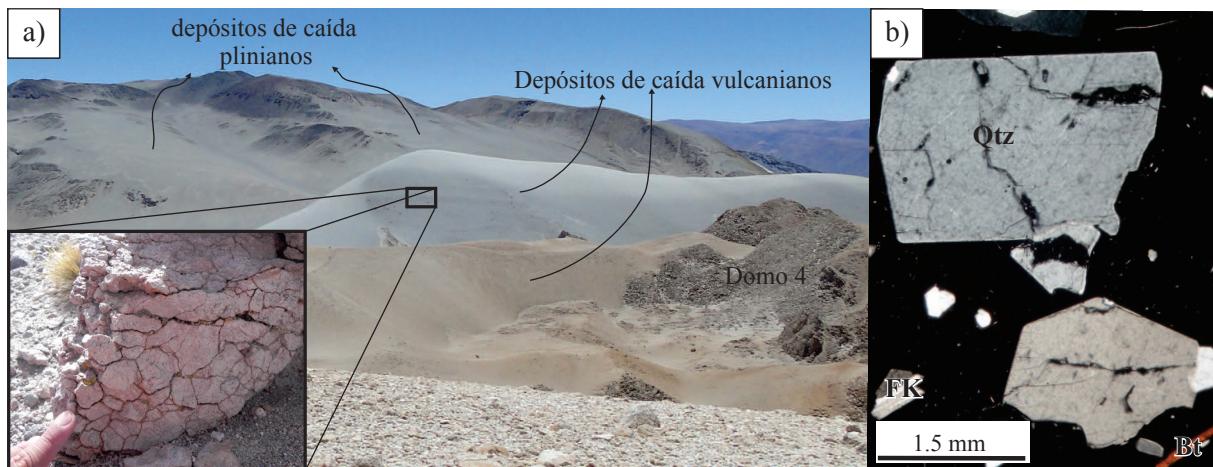


Figura 8. a) Vista panorámica donde se observa la distribución espacial de los depósitos de caída plinianos manteando la topografía sobre afloramientos del CVLH ubicados al noroeste de la caldera del Cerro Blanco. También se observan los depósitos piroclásticos de caída vulcanianos rodeando los domos poscaldera formados por material denso, en algunos casos con texturas superficiales en corteza de pan (recuadro inferior izquierdo). b) Fotomicrografía mostrando la textura de los domos asociados al sistema Cerro Blanco. Qtz: cuarzo; Bt: biotita; FK: feldespato potásico.

sanidina, biotita, y plagioclasa (Figura 7g). La pómez tienen textura porfírica con escasos fenocristales (<5%) de cuarzo, sanidina, biotita, y plagioclasa, en una matriz vítrea vesiculada y libre de microlitos. En general, esta ignimbrita presenta un gran contraste en la tipología de fragmentos líticos con respecto a la ICPP (Figura 6c). En particular, se destaca la ausencia de fragmentos líticos de las ignimbritas Rosada y Carachi, los cuales son dominantes en la ICPP. La ICB se caracteriza por la abundancia de líticos del basamento del dominio 1 (D1) y de rocas volcánicas con composición andesítica (CVLH), con proporciones menores de fragmentos líticos de ignimbrita naranja indiferenciada y fragmentos líticos de riolita con composición similar a los juveniles de la ICB (domos riolíticos, Figura 4, Tabla 1). La ICB tiene una composición de los fragmentos líticos más homogénea respecto a la ICPP, sin importantes variaciones respecto al azimut desde la caldera del Cerro Blanco (zona W, NE y SE, Figuras 6b y 6c) como tampoco desde zonas proximales a zonas distales.

Los depósitos de caída plinianos asociados a la ICB son masivos, relativamente bien seleccionados, con trama soportada por clastos y espesores variables entre 0.20 m y 1.2 m (Figura 7d). Los espesores medidos podrían ser significativamente menores que los del depósito original debido a que gran parte del material original fue retrabajado por la acción del viento. Están formados por pómez angulosa de color blanco, con escasos fenocristales de biotita y cuarzo, y escasos líticos de composiciones similares a los descritos para la ICB. La granulometría de los depósitos varía en cada sitio, desde tamaño lapilli/bloque hasta tamaño de lapilli fino. Las características geoquímicas de la pómez son similares a las de la ICB (Figura 4 y Tabla 1). Los tamaños promedio y máximo de pómez y líticos disminuyen con la distancia a la Caldera del Cerro Blanco. Los depósitos de caída plinianos asociados a la ICB se distribuyen ampliamente en el área de estudio cubriendo la topografía con un espesor aproximadamente constante; incluso, es posible encontrarlos en zonas topográficamente muy elevadas (5000 m s.n.m) sobre el CVLH (Figura 8a). En cuanto a las relaciones estratigráficas de estos depósitos respecto a la ICB, en algunos sitios los mismos han sido identificados en la base de la ICB con espesores que no superan los 0.5 m (Figura 7d). Sin embargo, la presencia de espesores de hasta 1.20 m en zonas donde no se depositó la ICB sugiere que, al menos parcialmente, el depósito de ambos fue coetáneo.

Los depósitos agrupados en la ICB han sido interpretados ante-

riormente como resultado del colapso de la Caldera del Cerro Blanco (Arnosio *et al.*, 2005), por lo que el subsistema CBII constituye una unidad sincaldera. Existe una serie de edades para la ICB que van desde ~ 20 ka hasta menos de 5 ka, las cuales fueron obtenidas por diferentes métodos (Tabla 2) (Viramonte *et al.*, 2008; Montero-López *et al.*, 2009; Fernández-Turiel *et al.*, 2013). En este trabajo se considera las edades obtenidas por el método C¹⁴ (Tabla 2) como las más ajustadas ya que el método utilizado es el más adecuado para la datación de secuencias volcánicas jóvenes. En este sentido el subsistema CBII tendría una edad de ~4000–5500 a. C. (Holoceno). El techo del subsistema CBII está definido por una discordancia que separa la ICB y los depósitos de caída asociados, de los productos volcánicos del subsistema CBIII. Esta superficie de tercer orden representa un cambio importante en los estilos eruptivos dentro del SCB, desde explosivo (subsistema CBII) a esencialmente efusivo (subsistema CBIII).

El subsistema CBIII está formado por una serie de domos superpuestos ubicados en el borde topográfico suroeste de la Caldera del Cerro Blanco (Figura 7a) y por tres domos emplazados en el suroeste de la Caldera del Cerro Blanco y orientados N60°E. Su relación estratigráfica con el borde de la caldera y los depósitos de la ICB (Figura 2), indican que se trata de productos volcánicos poscaldera. En secciones delgadas todos los domos tienen textura hipohialina con escasos fenocristales de sanidina, biotita, plagioclasa y cuarzo, y grados variables de vesiculación (Figura 8b). Por otro lado, llenando parcialmente el piso de la caldera afloran depósitos de bloques y cenizas (Figura 7a) formados en un 95 % por bloques de lava riolítica con características mineralógicas y texturales idénticas a las de los domos antes descritos. Rodeando algunos de los domos poscaldera y formando estructuras cónicas, se reconocieron depósitos mal seleccionados, soportados por clastos, de granulometría de tamaño bloque/lapilli, formados por fragmentos juveniles densos, en muchos casos con desarrollo de texturas superficiales en corteza de pan y escasos fragmentos líticos (Figura 8a). Los fragmentos juveniles densos están formados por riolita con características macroscópicas y petrográficas similares a las de los domos del SCB. También forman parte del subsistema CBIII depósitos de granulometría de tamaño ceniza/lapilli formados por fragmentos riolíticos densos y que internamente son masivos o en algunos casos desarrollan estratificación cruzada de bajo ángulo. Los mismos se encuentran asociados a cráteres de explosión freática/freatomagnética

ubicados al norte, en el centro y al sur oeste de la Caldera Cerro Blanco (Figura 2). Estos depósitos se incluyen dentro del subsistema CBIII ya que su posición estratigráfica respecto a la formación de la caldera permite considerarlos como productos poscaldera y no se reconoció una superficie estratigráfica que representara un *hiatus* de tiempo importante entre su formación y el emplazamiento de los domos poscaldera. Se cuenta con dos edades radiométricas para el subsistema CBIII (Tabla 2), sin embargo una de ellas se hizo mediante la técnica U/Pb en circón (Seggiaro *et al.*, 2000), la cual ha sido descartada en este trabajo ya que la metodología utilizada no es la adecuada cuando se trabaja con rocas holocenas. La segunda edad, de 15 ± 8.1 ka $^{40}\text{Ar}/\text{Ar}^{39}$ en sanidina (Viramonte *et al.*, 2008), se superpone a las otras edades $^{40}\text{Ar}/\text{Ar}^{39}$ obtenidas para el SCB (Tabla 2) y sugiere una edad más antigua respecto a la subyacente ICB (~4000–5500 AP). En este sentido, con las dataciones disponibles no es posible definir con certeza la edad del subsistema CBIII sólo a partir de su relación estratigráfica respecto al borde de la caldera; únicamente se le define como una unidad poscaldera. El límite superior del mismo está representado por la topografía actual (Figura 7b).

DISCUSIONES

Evolución del CVCB

La compilación de los nuevos datos presentados en este trabajo y de la información disponible en la bibliografía permite reconstruir la evolución del supersistema CVCB. El rango de edades que abarca la actividad del CVCB indica que representa un período eruptivo formado por tres épocas eruptivas (*sensu* Fisher y Schmincke, 1984):

Época eruptiva Cortaderas

Esta época eruptiva está representada por el sistema homónimo y solo fue posible definir una edad mínima de ~750 ka. La falta de datos geocronológicos impide la determinación del significado temporal de la superficie estratigráfica que separa los subsistemas Barranca Blanca y Carachi. Ambas unidades podrían representar erupciones dentro de una única época eruptiva o bien representar dos épocas eruptivas dentro de un período eruptivo con un lapso temporal mayor (*sensu* Fisher y Schmincke, 1984), y constituir dos sistemas independientes. Por otro lado, la información disponible no permitió definir con certeza la fuente. La ausencia de depósitos de caída y las evidencias de emplazamiento a altas temperaturas (fase vapor en la IBB y soldadura en la ICA) sugieren acumulación rápida de las corrientes de densidad piroclásticas (CDPs), posiblemente asociadas al rebosamiento casi

inmediato, una vez que los piroclastos son emitidos a la superficie (*boiling over*) y no al colapso de una columna pliniana.

Los depósitos bien seleccionados y con estructuras de tracción observados en la base de la IBB se interpretan como parte la misma fase eruptiva. Su depósito ocurrió a partir de una CDP diluida que resulta de una variación en las condiciones en el límite basal del flujo.

Época eruptiva Campo de la Piedra Pómez

Está representada por el sistema homónimo, y está constituida por, al menos, una erupción que dio lugar a la formación de la ICPP aproximadamente hace ~73 ka (Pleistoceno Tardío). Teniendo en cuenta que la superficie estratigráfica que separa los subsistemas UI y UII representa un *hiatus* de tiempo muy reducido (posiblemente de horas o días) y que existen importantes variaciones en la tipología de los fragmentos de pómez y líticos de ambos, se les interpreta como resultado de dos fases dentro de una única erupción (*sensu* Fisher y Schmincke, 1984).

Dentro de la ICPP no se reconocieron facies de tipo *veeene* sugeriendo que las CDPs que le dieron origen no tuvieron capacidad de superar altos topográficos. Esta característica junto con las altas temperaturas de emplazamiento determinadas a partir de datos paleomagnéticos (Báez, 2014, Báez *et al.*, 2014) y ausencia de depósitos de caída asociados a la ICPP, indican que se trataba de CDPs de tipo dominadas por convección forzada (*sensu* Doronzo, 2012). Las mismas fueron generadas a partir del rebosamiento casi inmediato una vez que los piroclastos son emitidos a superficie (*boiling over*) y no como producto del colapso de una columna pliniana (Figura 9a).

La actividad volcánica del CVCB ha sido parcialmente controlada por estructuras orientadas NE-SW las cuales acomodan la extensión horizontal N-S que caracteriza a la Puna Austral (Seggiaro *et al.*, 2000; Montero-López *et al.*, 2010a). Un ejemplo del control estructural del volcanismo dentro del CVCB es la orientación de domos y cráteres de explosión a lo largo de estructuras N60°E (Figura 2). Por otro lado, en el área de estudio existe evidencia de la ocurrencia de sismos de gran magnitud durante el Cuaternario (Báez *et al.*, 2011). Estos dos aspectos permiten inferir que la tectónica pudo haber tenido un papel importante como disparador de la erupción que generó la ICPP (e.g. Allan *et al.*, 2012), sobre todo teniendo en cuenta la ausencia de una fase de columna pliniana sostenida, previa a la generación de las CDPs que dieron lugar a la ICPP. Los líticos de vitrófiros observados en la UII son interpretados como fragmentos juveniles densos debido a sus características geoquímicas similares a las de la pómez blanca de la ICPP (Figura 4), y por presentar una textura superficial en corteza de pan, lo que sugiere que se encontraban calientes al momento de

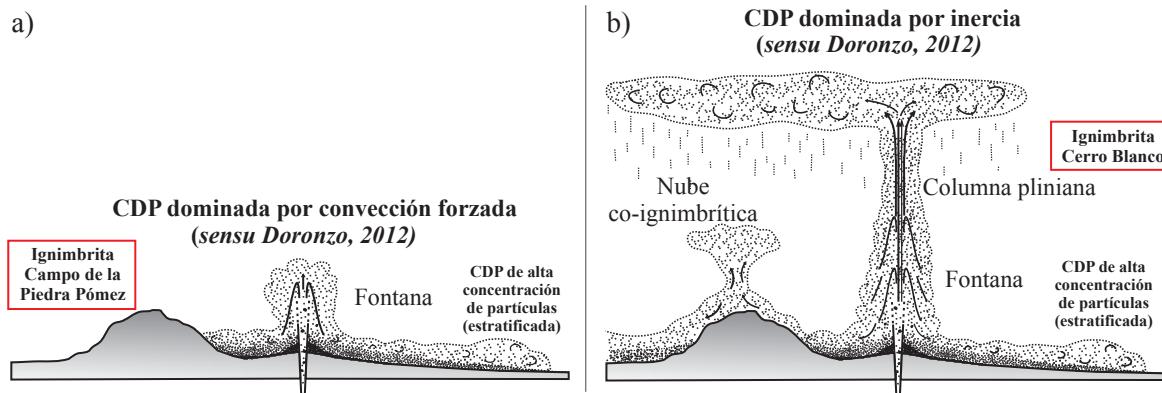


Figura 9. a) Modelo conceptual del estilo eruptivo propuesto para la ICPP y su clasificación bajo el esquema propuesto por Doronzo (2012). b) Modelo conceptual del estilo eruptivo propuesto para la ICB y su clasificación bajo el esquema propuesto por Doronzo (2012).

ser involucrados dentro de la CDP. La presencia de estos fragmentos juveniles densos, casi exclusivamente dentro de la UII, podría explicarse por el emplazamiento obstruyendo el conducto de una porción de magma, pobre en volátiles, durante el final de la primera fase de la erupción representada por el subsistema UI (e.g. Suzuki-Kamata *et al.*, 1993; Hildreth y Fierstein, 2012). La presencia de fragmentos pumíceos con texturas bandeadas formadas por fracciones blancas de composición riolítica y fracciones negras de composición traquian-desítica basáltica, y con texturas de desequilibrio en algunas fases minerales (e.g. coronas de reacción en cuarzo), sugieren un proceso de mezcla física de magmas. Estas evidencias de mezcla de magmas están presentes fundamentalmente en la UII sugiriendo que la segunda fase de la erupción pudo haber sido generada en parte debido a la redinamización de la cámara magmática producto de la inyección de un magma máfico, posiblemente más profundo (e.g. Leonard *et al.*, 2002). Sin embargo, los mecanismos disparadores de la erupción que generó la ICPP discutidos anteriormente, requieren de estudios petrológicos y estructurales de detalle para ser confirmados o desestimados.

Época eruptiva Cerro Blanco

Esta época eruptiva está representada por el sistema homónimo. Éste se desarrolló en tres etapas principales que representan la actividad volcánica pre-, sin- y poscaldera Cerro Blanco (subsistemas CBI, CBII y CBIII). El colapso de la Caldera del Cerro Blanco ocurrió hace ~4000–5500 AP, sin embargo, no se cuenta con datos geocronológicos con la suficiente resolución como para determinar si todos los productos volcánicos del SCB forman parte o no de una misma erupción. Por esta razón, en este trabajo se plantea que todos los productos del sistema Cerro Blanco forman parte de una época eruptiva (*sensu* Fisher y Schmincke, 1984) en donde cada subsistema representa una o varias erupciones con desarrollo de múltiples fases.

La actividad volcánica precaldera fue de tipo efusiva con emplazamiento y destrucción de domos por colapso gravitacional. La misma está representada por los depósitos de bloques y ceniza precaldera (subsistema CBI).

La actividad sincaldera fue de tipo explosiva con el desarrollo de una columna pliniana/subpliniana y generación de CDPs representadas por la ICB. La identificación de facies tipo *veeeneer* sobre altos topográficos indica la capacidad de la ICB para superarlos y el cambio de acumulación, desde dominada por escape de flujo o por flujo granular en los paleovalles, a dominada por tracción en los paleoaltos. Esta característica de la ICB sugiere que las CDPs que las generaron estuvieron dominadas por inercia (*sensu* Doronzo, 2012) (Figura 9b). Este tipo de CDPs son comunes durante el colapso parcial o total de columnas eruptivas plinianas, lo que puede corroborarse por la presencia de depósitos de caída de tipo pliniano asociados a la ICB. La presencia de depósitos de caída en la base de la ICB sugiere una fase de columna sostenida seguida por una fase de colapso parcial o total de la columna eruptiva.

La relativa homogeneidad de la composición de los fragmentos líticos dentro de la ICB y la ausencia de brechas líticas en asociación espacial con los bordes de la Caldera del Cerro Blanco indica que la configuración del conducto emisor no varió significativamente a lo largo de la erupción (incluso durante la fase de colapso). En este sentido, se interpreta que las fallas anulares que generaron la Caldera del Cerro Blanco posiblemente no actuaron como conductos de emisión durante la erupción. La presencia de un conducto emisor estrecho y puntual favorecería el sostenimiento de una columna eruptiva a lo largo de toda la erupción (Legros *et al.*, 2000), posiblemente con un mayor grado de generación de CDPs durante el colapso debido al significativo aumento de la tasa de emisión (Druitt y Sparks, 1984).

La actividad poscaldera fue de tipo efusivo/explosiva y

está representada por la actividad dómica poscaldera. Los depósitos de bloques y ceniza representan la destrucción por colapso gravitacional de los domos. Los depósitos formados por bloques densos y que forman estructuras cónicas rodeando los domos se interpretan como depósitos de caída cercanos de tipo vulcanianos y representan la destrucción explosiva de domos. Finalmente, ocurrieron una serie de explosiones freáticas o freatomagnéticas asociadas a la actividad dómica poscaldera representadas por una serie cráteres de explosión y depósitos asociados.

Estructuras volcánicas asociadas al CVCB

Litosoma 1: Depresión volcano-tectónica Campo de la Piedra Pómez

La fuente desde donde ha sido generada la ICPP no ha sido definida claramente hasta el momento y existen diferentes propuestas en la bibliografía. Armosio *et al.* (2005) sugieren que la estructura volcánica asociada a la ICPP fue cubierta o destruida por la actividad del sistema Cerro Blanco y por procesos erosivos. Sin embargo, la destrucción total de una estructura de caldera reciente (~73 ka) y de grandes dimensiones, resulta poco probable, en particular si se considera el ambiente desértico de la Puna Austral donde las tasas de erosión son muy bajas. Por otro lado, Montero-López (2009) y Montero-López *et al.* (2010b) sugieren que la ICPP está asociada al colapso de la Caldera de Robledo (Figura 10a). En las paredes de la Caldera de Robledo afloran lavas y depósitos volcanoclásticos pertenecientes al Complejo Volcánico la Hoyada (CVLH), apoyados sobre rocas del basamento ígneo metamórfico del Paleozoico inferior (Armosio *et al.*, 2005). Es decir que en este sector no se encuentran formando parte de la columna estratigráfica las unidades ignimbriticas neógenas que constituyen la mayor parte de los fragmentos líticos dentro de la ICPP. En este sentido los bajos porcentajes dentro de la ICPP de fragmentos líticos con composiciones similares a las rocas observadas en las paredes de la Caldera de Robledo sugieren que posiblemente esta última no sea la fuente de la ICPP.

El CVCB está emplazado en el extremo suroeste de una depresión limitada por fallas inversas con componentes de rumbo, las cuales han sufrido una reactivación neotectónica de tipo normal (Seggiaro *et al.*, 2000; Montero-López *et al.*, 2010a) acomodando la extensión norte-sur que caracteriza a la Puna Austral (Allmendinger *et al.*, 1989; Schoenbohm y Strecker, 2009). Los afloramientos de brechas líticas dentro de la ICPP coinciden con la traza de algunas de estas estructuras (Figura 10b). Esta observación, junto con la ausencia de una estructura de caldera bien definida a la cual asociar la ICPP, permiten proponer un modelo alternativo en donde la estructura volcánica que ha generado la ICPP constituiría una depresión volcano-tectónica ubicada en la depresión de Carachipampa (Figura 10b). La presencia de múltiples conductos emisores, inferidos a partir de las variaciones en las proporciones de las diferentes tipologías de fragmentos líticos de la ICPP (Figura 6b), es consistente con el modelo propuesto ya que estructuras tectónicas que afectan diferentes litologías habrían actuado como conductos emisores simultáneamente (Figura 10b). Por otro lado, la presencia de conductos emisores a lo largo de estructuras tectónicas es consistente con el estilo eruptivo de tipo *boiling over* inferido para la ICPP, ya que esta morfología de conducto no permite el sostenimiento de una columna eruptiva importante (Legros *et al.*, 2000). Las direcciones de flujo inferidas para la ICPP mediante anisotropía de susceptibilidad magnética (Báez, 2014) sugieren que solo algunos sectores de las fallas actuaron como conductos (Figuras 10b y c). La depresión actual sería entonces el resultado de la sumatoria de desplazamientos tectónicos y volcano-tectónicos (e.g. Aguirre-Díaz *et al.*, 2008). Los desplazamientos volcano-tectónicos serían el resultado de la evacuación parcial de una cámara magmática o de múltiples cámaras magmáticas menores superpuestas, ubicadas por debajo de la

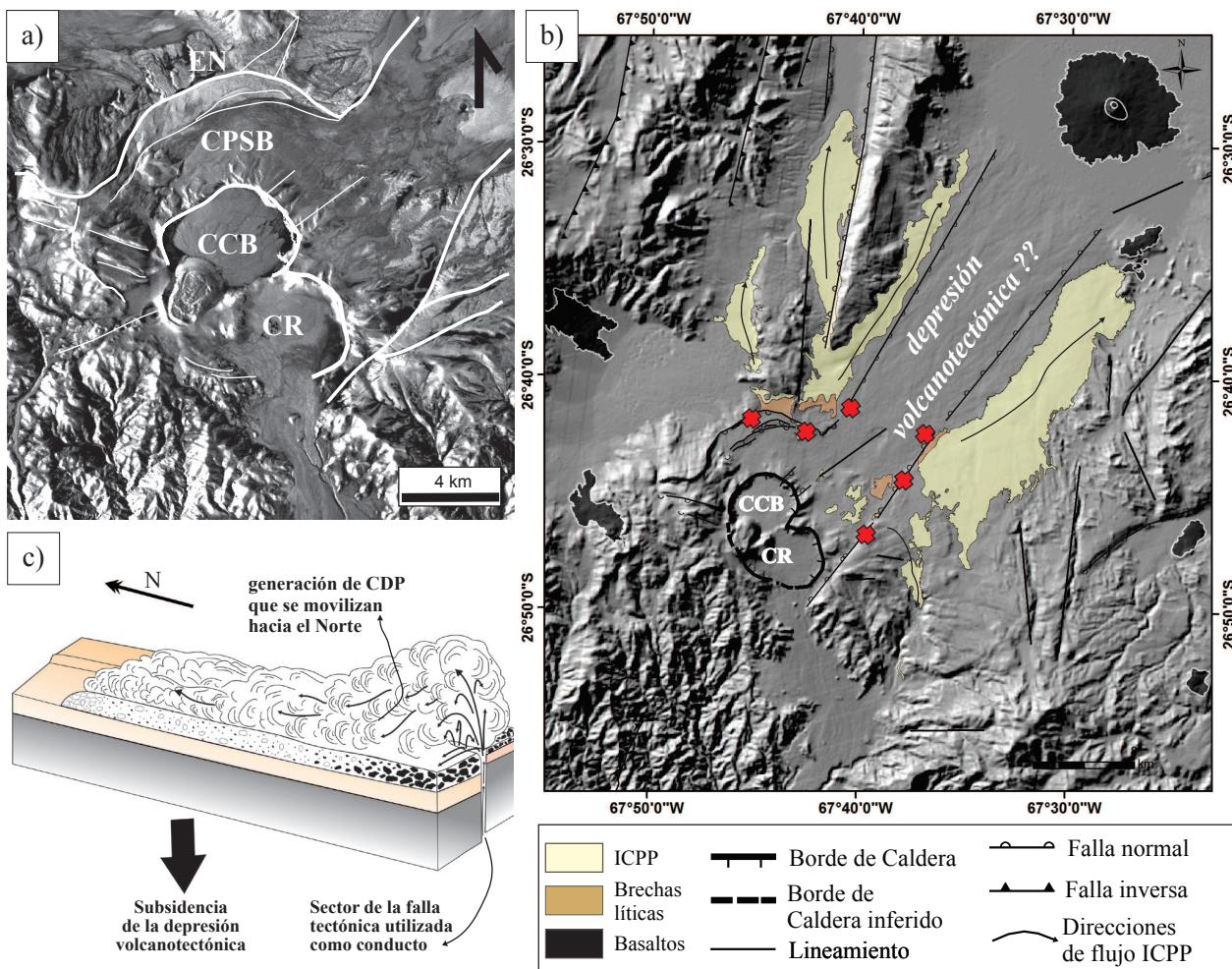


Figura 10. a) Imagen radar (*Cosmo Skymed*) donde se observan los principales rasgos morfoestructurales del área de estudio. CCB: Caldera del Cerro Blanco (*sensu* Seggiaro *et al.*, 2000; Arnosio *et al.*, 2005; Viramonte *et al.*, 2005b). CR: Caldera de Robledo (*sensu* Seggiaro *et al.*, 2000; Arnosio *et al.*, 2005; Viramonte *et al.*, 2005b). CPSB: Caldera Pie de San Buenaventura (*sensu* Montero-López, 2009). b) Imagen con sombreado artificial (*hillshade*) mostrando la ubicación espacial de la depresión volcánico-tectónica propuesta. Las cruces rojas indican los sectores inferidos como zonas de emisión de la ICPP con base en las variaciones en la composición de los fragmentos líticos. Las flechas negras indican direcciones de flujos determinadas a partir de las variaciones laterales de facies y AMS (Báez, 2014). c) Modelo conceptual donde se observa el mecanismo de colapso de la depresión volcánico-tectónica y generación de CDPs.

depresión volcánico-tectónica Capo de la Piedra Pómez. Es importante considerar que teniendo en cuenta este modelo, gran parte del volumen de la ICPP estaría emplazado dentro de la depresión volcánico-tectónica y por lo tanto su volumen (ERD) sería sustancialmente mayor al estimado en este trabajo.

Por otro lado, el hecho de que el SC esté intercalado con depósitos lacustres sugiere que su emplazamiento fue seguido de una fase de subsidencia importante, capaz de restablecer rápidamente el nivel de base original de la cuenca. Las tasas de deformación tectónicas durante el Cuaternario calculadas para la Puna Austral (~0.02 a 0.08 mm/año, Zhou *et al.*, 2013) no podrían explicar este rápido reajuste del nivel de base. Las tasas de deformación asociadas a eventos volcánico-tectónicos son de gran magnitud y de carácter episódico (*e.g.* Manville y Wilson, 2003), lo que explicaría de manera más satisfactoria el rápido reajuste del nivel de base observado en el SC. En este sentido, es posible que el SC también sea el resultado de la actividad de la depresión volcánico-tectónica Campo de la Piedra Pómez.

Sin embargo, existen algunos aspectos que no están acordes con el modelo propuesto: i) la ausencia de diques piroclásticos y cuerpos

dómicos asociados a las estructuras tectónicas que habrían actuado como conductos (*e.g.* Aguirre-Díaz *et al.*, 2008); ii) no se dispone de datos del subsuelo que confirmen la existencia de la depresión volcánico-tectónica ni la presencia de una o múltiples cámaras magmáticas por debajo de la misma. En este sentido, el modelo propuesto constituye una hipótesis de trabajo basada en observación de campo que podrá ser desestimada o confirmada mediante futuros estudios geofísicos, estructurales y volcanológicos de detalle.

Litosoma 2: Caldera del Cerro Blanco

En la Figura 10a se observa una serie de rasgos morfoestructurales circulares o curvos (Caldera del Cerro Blanco, Caldera de Robledo y Caldera Pie de San Buenaventura) que constituyen un sistema de calderas anidadas (Seggiaro *et al.*, 2000; Arnosio *et al.*, 2005; Viramonte *et al.*, 2005b). La Caldera de Robledo presenta una menor definición de su borde morfológico respecto al de la Caldera del Cerro Blanco, por lo que fue interpretada como una estructura más antigua (Seggiaro *et al.*, 2000; Arnosio *et al.*, 2005). Sin embargo, durante las tareas de campo del presente estudio no se encontraron evidencias claras para

considerarlas como dos estructuras diferentes. Di Filippo *et al.* (2008), a partir de datos de gravimetría y Brunori *et al.* (2013), con base en los patrones de deformación definidos mediante INSAR, concluyeron que las estructuras Cerro Blanco, Robledo y Pie de San Buenaventura forman parte de una misma caldera. Con base en lo anterior se propone que estas tres estructuras constituyen una única caldera (Caldera Cerro Blanco redefinida-CCBr) de morfología elíptica (~13 x 10 km), conformada por una depresión interna bien definida, limitada por fallas inversas y una depresión externa incipiente limitada por fallas normales (Figuras 11a y 11b). Su morfología superficial puede ser interpretada como resultado de un estado avanzado de subsidencia (*sensu* Acocella, 2007). Los datos de gravimetría disponibles (Di Filippo *et al.*, 2008) sugieren una estructura en bloques (*piecemeal*) para la CCBr, con subsidencia diferencial para cada uno de estos y una subsidencia mínima promedio de >700 m. Este valor mínimo de subsidencia y el diámetro estimado de la caldera, permite inferir que la CCBr se encuentra en un estado intermedio 3-4, dentro de la clasificación de Acocella (2007). Finalmente, la morfología elíptica de la CCBr podría ser resultado de la neotectónica extensional que caracteriza a la región (e.g. Holohan *et al.*, 2005) (Figuras 11c y 11d).

Índice de explosividad volcánica de las erupciones del CVCB

El volumen total estimado para la ICPP ~17 km³ (~8 km³ ERD) permite calcular un VEI (Índice de Explosividad Volcánica, por sus siglas en inglés) de 6 para la erupción que generó el depósito. Si consideramos el modelo en donde la ICPP se relaciona a una estructura volcánica-tectónica, gran parte del material emitido se encontraría dentro de la misma y no fue estimado. Los datos presentados en este trabajo son insuficientes para evaluar esta posibilidad, por lo que se considera que la erupción que generó la ICPP tuvo al menos un VEI de 6. Para la ICB, la estimación de ~17 km³ (~8 km³ ERD) también sugiere un VEI mínimo de 6. A este volumen debe sumarse el volumen

asociado a los depósitos de caída, no cuantificado en este estudio. Los datos presentados en esta contribución son insuficientes para realizar la estimación del volumen de los depósitos de caída. Por esta razón, se concluye que la erupción asociada al colapso de la Caldera del Cerro Blanco tuvo un VEI de al menos 6. En comparación con los VEI conocidos para otras erupciones neógenas en los Andes Centrales (de Silva *et al.*, 2006), los eventos del CVCB son aproximadamente un orden de magnitud más pequeños. Por otro lado, la erupción holocena más grande en la Zona Volcánica Central fue la erupción del volcán Huaynputina en el año 1600 d. C. con la generación de ~11–19 km³ (ERD) de material piroclástico (de Silva y Zielinski, 1998). Teniendo en cuenta las edades disponibles para el sistema Cerro Blanco y los valores de VEI calculados, la erupción asociada al colapso de la Caldera Cerro Blanco constituiría uno de los eventos volcánicos holocenos de mayor magnitud en los Andes Centrales.

Implicaciones para la peligrosidad del CVCB

El registro de actividad volcánica holocena dentro del CVCB, junto con el desarrollo de un campo geotermal activo (Viramonte *et al.*, 2005a), la ocurrencia de un enjambre sísmico durante los años 2007–2009 en la corteza superior (<15 km) por debajo del CVCB (Mulcahy *et al.*, 2010) y evidencias de deformación del terreno (Pritchard y Simons, 2002, 2004; Viramonte *et al.*, 2005b; Brunori *et al.*, 2013; Henderson y Pritchard, 2013) sugieren que el CVCB constituye un sistema volcánico activo (*sensu* Simkin y Siebert, 2000).

El último evento de gran magnitud dentro del CVCB (colapso de la CCB) ocurrió ~4000–5500 a. C. y el sistema magmático asociado al mismo posiblemente haya sido modificado completamente luego del colapso de la caldera (e. g. Geyer y Martí, 2009). En este sentido es importante resaltar que la acumulación de grandes volúmenes de fundidos silíceos puede ocurrir en intervalos muy cortos, del orden de miles a cientos de años (e. g., Charlier *et al.*, 2007; Gualda *et al.*, 2012; Allan et

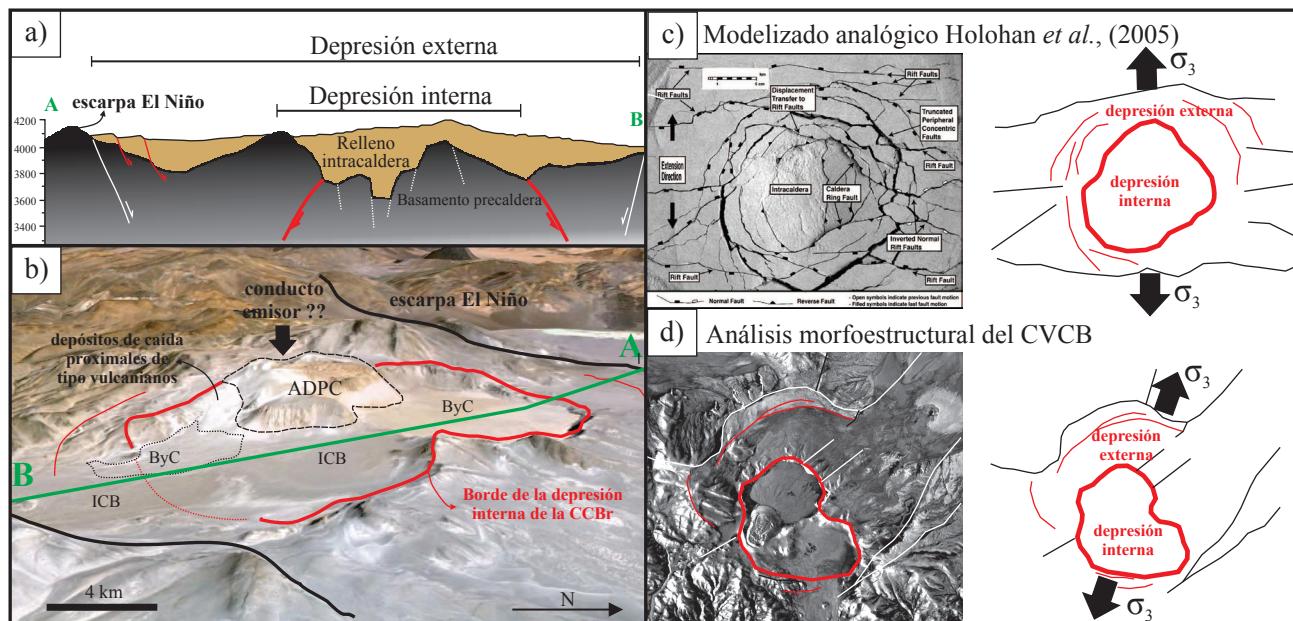


Figura 11. a) Reinterpretación del perfil gravimétrico de Di Filippo *et al.* (2008) donde se observan los espesores del relleno piroclástico, la morfología en bloques del substrato precaldera y la estructura interna inferida de la CCB. En rojo: estructuras asociadas al colapso de la caldera. En blanco: estructuras tectónicas regionales. b) Imagen Google Earth 3D donde se observa la depresión interna de la CCB. En negro estructuras tectónicas regionales. ADPC: actividad domática poscaldera; ByC: depósitos de bloques y ceniza; ICB: Ignimbrita Cerro Blanco. c) Resultado del modelizado analógico de colapso de caldera bajo un campo de esfuerzo extensional (Holohan *et al.*, 2005). Flechas negras: indican dirección de extensión. d) Interpretación de la morfología elíptica de la CCB como resultado del campo de esfuerzos regionales. Flechas negras: indican dirección de extensión.

al., 2013). Por otro lado, los sistemas de calderas riolíticas, pobres en cristales y de mediano volumen, tienen tiempos de recurrencia más cortos y son más susceptibles de ser reactivados en comparación con los sistemas de calderas dacíticas, ricos en cristales y de gran volumen (Huber et al., 2012).

Los datos obtenidos en este trabajo permiten plantear posibles escenarios eruptivos ante una reactivación del CVCB, teniendo en cuenta los estilos eruptivos desarrollados a lo largo de su evolución. En particular, teniendo en cuenta solo los dos eventos de mayor importancia dentro de la evolución de CVCB, se pueden definir dos escenarios posibles: i) estilo eruptivo con generación de CDPs sin desarrollo vertical de una columna eruptiva (*boiling over*), y ii) estilo eruptivo pliniano/subpliniano con generación de CDPs. En el futuro se espera utilizar esta información para la realización de mapas de peligrosidad preliminares mediante el modelado numérico de dispersión de cenizas y CDPs. Sin embargo, son necesarios estudios de volcanología física más detallados para conocer de una manera más acabada los mecanismos eruptivos asociados al CVCB. También son necesarios estudios geocronológicos de mayor detalle para poder definir los tiempos de recurrencia dentro del CVCB. Finalmente, es importante considerar que la geometría y magnitud de un nuevo sistema magmático podría ser significativamente diferente a los sistemas magmáticos desarrollados a lo largo de la evolución del CVCB (Geyer y Martí, 2009). Por esta razón, una futura reactivación del CVCB podría estar asociada a estilos eruptivos muy diferentes a los escenarios definidos en este estudio.

La región de la Puna Austral es una zona prácticamente deshabitada con una densidad poblacional para el departamento de Antofagasta de ~ 0.06 habitantes/km². Por esta razón, el mayor impacto de una posible reactivación del CVCB ocurriría en áreas alejadas y debido principalmente al efecto de la dispersión de ceniza asociada al desarrollo de columnas plinianas/subplinianas, como las inferidas para la erupción Cerro Blanco. Teniendo en cuenta la predominancia de los vientos en dirección oeste-este las áreas que podrían resultar más afectadas son las ubicadas al este del CVCB, con un especial impacto en el tránsito aéreo local (Báez et al., 2010). En este sentido uno de los aportes más significativos del presente estudio es la definición de estilos eruptivos sin desarrollo de columnas eruptivas, asociados a la generación de ignimbritas riolíticas pobres en cristales (*sensu* Huber et al., 2012). Esto contrasta con las propuestas anteriores donde este tipo de ignimbritas siempre estaban asociadas a erupciones plinianas/subplinianas (e.g. Roberge et al., 2008).

Una región que podría resultar afectada por fenómenos volcánicos de alcance local (e. g. CDPs) sería el Bolsón de Fiambalá, ubicado 50 km al sur del área de estudio, donde existe un número mayor de habitantes e infraestructuras antrópicas. El Bolsón de Fiambalá es un valle intermontano con un nivel de base local 2000 m menor que la cota del piso de la CCB. Un importante volumen de CDPs asociadas al colapso de la CCB fue canalizado a través de una serie de quebradas estrechas que comunican este sector con el Bolsón de Fiambalá. El alcance final de esas CDPs es desconocido debido a la erosión de las facies distales. Sin embargo, teniendo en cuenta que el alcance de las nubes acompañantes diluidas podría ser el doble de la distancia alcanzada por la parte basal concentrada de la CDP (Fisher, 1995), es posible que el Bolsón de Fiambalá haya sido afectado parcialmente.

CONCLUSIONES

La aplicación combinada de unidades estratigráficas limitadas por discordancias (UBSU), con los conceptos básicos de litoestratigrafía, litosomas y unidades de actividad volcánica (Lucchi et al., 2010), permitió construir un nuevo esquema estratigráfico para el CVCB y

reconstruir su evolución. La actividad volcánica del CVCB representa un periodo eruptivo constituido por tres épocas eruptivas principales, cada una de las cuales se caracterizó por generación de estructuras volcánicas y estilos eruptivos particulares:

i) La época eruptiva Cortaderas está representada por el sintema homónimo y está constituida por al menos dos erupciones (subsintemas Carachi y Barranca Blanca). Ambas erupciones tuvieron un estilo eruptivo de tipo *boiling over* y la información disponible no permitió definir la estructura volcánica que las generó. Solo fue posible estimar una edad mínima de ~750 ka para la época eruptiva Cortaderas.

ii) La época eruptiva Campo de la Piedra Pómez está representada por el sintema homónimo y está formado por al menos una erupción que dio lugar a la ICPP. Esta erupción se desarrolló en dos fases principales (subsintemas UI y UII), tuvo un estilo eruptivo de tipo *boiling over* y ocurrió hace ~73 ka. Se proponen para las CDPs que dieron lugar a la ICPP un origen fisural relacionado con una estructura volcano-tectónica ubicada en la depresión de Carachipampa. Sin embargo, son necesarios estudios de mayor detalle para confirmar o desestimar esta hipótesis.

iii) La época eruptiva Cerro Blanco está representada por el sintema homónimo el cual tiene una edad holocena y agrupa la actividad pre-, sin- y posCCB (subsintemas CBI, CBII, CBIII). La actividad precaldera fue de tipo efusiva representada indirectamente por depósitos de bloques y ceniza asociados al colapso gravitacional de domos precaldera no preservados. La actividad sinaladera fue de tipo explosiva con el desarrollo de una columna pliniana/subpliniana y generación de CDPs. La actividad poscaldera fue de tipo efusiva/explosiva y está representada por el emplazamiento de domos y por la destrucción de los mismos, ya sea por colapso gravitacional o por erupciones vulcanianas.

El CVCB representa la actividad volcánica asociada a una caldera de colapso más joven para este sector de los Andes Centrales; dos de las erupciones ocurridas durante su evolución alcanzaron un índice de explosividad volcánica de, al menos, 6. En particular la erupción asociada al colapso de la Caldera Cerro Blanco constituiría uno de los eventos volcánicos holocenos de mayor magnitud en los Andes Centrales. En este sentido y considerando que el CVCB es un sistema volcánico activo se pone de manifiesto la necesidad de evaluar la peligrosidad del mismo. Los datos obtenidos en esta contribución permitieron plantear en forma preliminar dos posibles escenarios teniendo en cuenta los estilos eruptivos asociados solo a las erupciones más importantes en la evolución del CVCB: i) generación de CDPs sin desarrollo de columnas convectivas (*boiling over*) y ii) desarrollo y colapso de columnas plinianas. Las implicancias de la ocurrencia futura de uno u otro escenario serían muy diferentes si se considera que el mayor impacto generado por una erupción del CVCB estaría asociado a la distribución de ceniza hacia zonas distantes densamente pobladas.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen los comentarios y revisiones realizadas por el Dr. Macías, la Dra. Galindo Jiménez y un revisor anónimo, los cuales mejoraron de manera significativa la versión preliminar del manuscrito. Walter Báez agradece a CONICET por la financiación recibida para el desarrollo de su tesis doctoral de la cual forman parte los resultados presentados en esta contribución. Este trabajo fue financiado por los proyectos AO SAOCOM N°40: “Estudio de la subsidencia de la Caldera del Complejo Volcánico Cerro Blanco (Puna Austral) mediante la aplicación de técnicas satelitales de interferometría diferencial radar (DSAR interferometry)”, CONICET-PIP 2011-2013 GI Código 11220100100127 : “Petrogenésis y evolución de sistemas riolíticos de volumen intermedio a bajo (<50 km³) Complejo Volcánico

Cerro Blanco, Puna Austral" y CIUNSA N° 1978/4: "Evolución y actividad actual de la caldera del Cerro Blanco, Puna Austral". Los autores quieren agradecer a Gabriela Fuentes, Alfonso Sola, Néstor Suzaño, Rubén Filipovich, Ana Santillán y Blanca Alfaro por la colaboración durante las tareas de campo. También se agradece a la Secretaría de Medio Ambiente de la Provincia de Catamarca y a la delegación municipal de la localidad del Peñón por el apoyo logístico durante las tareas de campo.

REFERENCIAS

- Acocella, V., 2007, Understanding caldera structure and development: An overview of analogue models compared to natural calderas: *Earth Science Reviews*, 85(3), 125-160.
- Aguirre-Díaz, G.J., Labarthe-Hernández, G., Tristán-González, M., Nieto-Obregón, J., Gutiérrez-Palomares, I., 2008, The ignimbrite flare-up and graben calderas of the Sierra Madre Occidental, México: Developments in *Volcanology*, 10, 143-180.
- Allan, A.S.R., Wilson, C.J., Millet, M.A., Wysoczanski, R.J., 2012, The invisible hand: Tectonic triggering and modulation of a rhyolitic supereruption: *Geology*, 40(6), 563-566.
- Allan, A.R., Morgan, D., Wilson, C.N., Millet, M.A., 2013, From mush to eruption in centuries: assembly of the super-sized Oruanui magma body: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 166(1), 143-164.
- Allmendinger, R. W., 1986, Tectonic development, southeastern border of the Puna Plateau, northwestern Argentine Andes: *Geological Society of America Bulletin*, 97(9), 1070-1082.
- Allmendinger, R., Strecker, M., Eremchuk, E., Francis, P., 1989, Neotectonic deformation of the southern Puna Plateau, northwestern Argentina: *Journal of South American Earth Sciences*, 2(2), 111-130.
- Arnosio, M., Becchio, R., Viramonte, J.G., Groppelli, G., Norini, G., Corazzato, C., 2005, Geología del Complejo Volcánico Cerro Blanco (26° 45' LS- 67° 45' LO), Puna Austral, en 16º Congreso Geológico Argentino: La Plata, Buenos Aires, Asociación Geológica Argentina, 1, 851-858.
- Arnosio, M., Becchio, R., Viramonte, J.G., de Silva, S., Viramonte, J.M., 2008, Geocronología e isotopía del Complejo Volcánico Cerro Blanco: un sistema de calderas cuaternario (73-12 ka) en los Andes Centrales del sur (resumen), en 17º Congreso Geológico Argentino, Jujuy, Argentina: Asociación Geológica Argentina 1, 177-178.
- Báez, W., 2014, Estratigrafía volcánica, estilos eruptivos y evolución del Complejo Volcánico Cerro Blanco, Puna Austral: Salta, Argentina, Universidad Nacional de Salta, tesis doctoral, 204 p.
- Báez, W., Viramonte, J.G., 2010, Pasto Ventura Quaternary basic monogenetic volcanic cluster, (Southern Puna, Argentina): volcanologic, morphological features, and eruptive history (resumen), en Meeting of the Americas, Foz do Iguaçu, Brazil: American Geophysical Union, 91(26), V23A-02.
- Báez, W., Folch, A., Costa, A., Viramonte J.G., 2010, Fallout hazards associated with a possible renewal of explosive activity at Cerro Blanco volcanic complex, Austral Puna, Argentina (resumen): en 6th Cities on Volcanoes, Tenerife, España: International Association of Volcanologists and Chemistry of the Earth's Interior, 61.
- Báez, W., Becchio, R., Arnosio, M., Viramonte, J.G., 2011, Evidencias de paleosismicidad en depósitos lacustres cuaternarios, Puna Austral, en 18º Congreso Geológico Argentino, Neuquén, Argentina: Asociación Geológica Argentina, 697-698.
- Báez, W., Chiodi, A., Arnosio, M., Viramonte, J.G., Giordano, G., Vizán, H., 2014, Temperaturas de emplazamiento de los depósitos ignimbriticos asociados al Complejo Volcánico Cerro Blanco, Puna Austral (resumen), en 19º Congreso Geológico Argentino, Córdoba, Argentina: Asociación Geológica Argentina, 1796-1797.
- Becchio, R., Lucassen, F., Franz, G., Viramonte, J., Wemmer, K., 1999, El basamento Paleozoico inferior del Noroeste de Argentina (23°-27° S) - Metamorfismo y Geocronología (resumen), en 14º Congreso Geológico Argentino, Salta, Argentina: Asociación Geológica Argentina, 1, 58-72.
- Branca, S., Coltell, M., Groppelli, G., 2004, Geological evolution of Etna volcano: *Geophysical Monograph Series*, 143, 49-63.
- Brunori, C.A., Bignami, C., Stramondo, S., Bustos, E., 2013, 20 years of active deformation on volcano caldera: Joint analysis of InSAR and AInSAR techniques: *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 23, 279-287.
- Bustos, E., Arnosio, M., Norini, G., 2014a, Identificación de edificios volcánicos mediante el análisis morfológico a partir de modelos digitales de elevación: Complejo Volcánico La Hoyada (Puna Austral), en 19º Congreso Geológico Argentino, Córdoba, Argentina: Asociación Geológica Argentina, 1798-1799.
- Bustos, E., Arnosio, M., Matteíni, M., Franco, G., 2014b, Caracterización geoquímica de los dominios morfológicos del Complejo Volcánico La Hoyada. Puna Austral, en 19º Congreso geológico Argentino, Córdoba, Argentina: Asociación Geológica Argentina, 1800-1801.
- Cas, R.A., Wright, H.M., Folkes, C.B., Lesti, C., Porreca, M., Giordano, G., 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.
- Charlier, B.L.A., Bachmann, O., Davidson, J.P., Dungan, M.A., Morgan, D.J., 2007, The Upper Crustal Evolution of a Large Silicic Magma Body: Evidence from Crystal-scale Rb-Sr Isotopic Heterogeneities in the Fish Canyon Magmatic System, Colorado: *Journal of Petrology*, 48(10), 1875-1894.
- Chernicoff, C.J., Richards, J.P., 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., 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.
- De Beni, E., Groppelli, G., 2010, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ radiometric dating to constrain the volcanic stratigraphy: The Mt. Etna methodological case, en Groppelli, G., Viereck-Goette, L., (eds.), *Stratigraphy and Geology of Volcanic Areas: Geological Society of America Special Paper*, 464, 241-248.
- De Rita D., Giordano G., Milli S., 1998, Forestepping-backstepping stacking pattern of volcaniclastic successions: Roccamontina volcano, Italy: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 80(1), 155-178.
- de Silva, S.L., 1989, Altiplano-Puna volcanic complex of the central Andes: *Geology*, 17(12), 1102-1106.
- de Silva, S.L., Zielinski, G.A., 1998, Global influence of the AD 1600 eruption of Huaynaputina, Peru: *Nature*, 393(6684), 455-458.
- de Silva, S.L., Zandt, G., Trumbull, R., Viramonte, J.G., Salas, G., Jiménez, N., 2006, Large ignimbrite eruptions and volcano-tectonic depressions in the Central Andes: a thermomechanical perspective: *Geological Society, London, Special Publications*, 269(1), 47-63.
- de Silva, S.L., Bailey, J.E., Mandt, K.E., Viramonte, J.M., 2010, Yardangs in terrestrial ignimbrites: Synergistic remote and field observations on Earth with applications to Mars: *Planetary and Space Science*, 58(4), 459-471.
- de Silva, S.L., Spagnuolo, M.G., Bridges, N.T., Zimbelman, J.R., 2013, Gravel-mantled megaripples of the Argentinean Puna: A model for their origin and growth with implications for Mars: *Geological Society of America Bulletin*, 125(11-12), 1912-1929.
- Di Filippo, M., Di Nezza, M., Colombi, A., Viramonte, J.G., Toro, B., 2008, Estructura gravimétrica del Complejo Volcánico Cerro blanco, Puna Austral Argentina, en 17º Congreso Geológico Argentino, Jujuy, Argentina: Asociación Geológica Argentina, 1, 203-204.
- Dorozzo, D.M., 2012, Two new end members of pyroclastic density currents: forced convection-dominated and inertia-dominated: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 219, 87-91.
- Druitt, T.H., Sparks, R.S.J., 1984, On the formation of calderas during ignimbrite eruptions: *Nature*, 310(5979), 679-681.
- Fernández-Turiel, J.L., Saavedra, J., Pérez-Torrado, J.F., Rodríguez-González, A., Carracedo, J.C., Osterrieth, M., Carrizo, J.I., Esteban, G., 2013, The largest holocene eruption of the Central Andes found, en American Geophysical Union Fall Meeting, San Francisco, California: American Geophysical Union, V13D-2639.
- Fisher, R.V., 1995, Decoupling of pyroclastic currents: hazards assessments: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 66, 257-263.

- Fisher, R.V., Schmincke, H.U., 1984, Pyroclastic rocks, Springer-Verlag, Berlin, 472 pp.
- Geyer, A., Martí, J., 2009, Stress fields controlling the formation of nested and overlapping calderas: implications for the understanding of caldera unrest: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 181(3), 185–195.
- Groppelli, G., Norini, G., Armosio, M., Becchio, R., Viramonte, J.G., Corazzato, C., 2008, Geological evolution and structural control of the Cerro Blanco caldera, south-central Andes, northwestern Argentina, *en International Association of Volcanologists and Chemistry of the Earth's Interior 2008: Reykjavík, Islandia, IAVCEI*, 1.
- Gualda, G.A.R., Ghiorso, M.S., Lemons, R.V., Carley, T.L., 2012, Rhyolite-MELTS: a Modified Calibration of MELTS Optimized for Silica-rich, Fluid-bearing Magmatic Systems: *Journal of Petrology*, 53, 875–890.
- Guzmán, S., Petrinovic, I.A., 2010, The Luingo caldera: The south-easternmost collapse caldera in the Altiplano-Puna plateau, NW Argentina: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 194(4), 174–188.
- Guzmán, S., Montero López, C., Grosse, P., 2012, Los depósitos piroclásticos de la Zona Volcánica Central sur de los Andes entre los 25°S y 28°S, *en Relatorio 13º Reunión Argentina de Sedimentología*, Salta, Argentina: Asociación Argentina de Sedimentología, 95–109.
- Henderson, S.T., Pritchard, M.E., 2013, +Decadal volcanic deformation in the Central Andes Volcanic Zone revealed by InSAR time series: *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 14(5), 1358–1374.
- Hildreth, W., Fierstein, J., 2012, The Novarupta-Katmai Eruption of 1912: Largest Eruption of the Twentieth Century: United States Geological Survey, Centennial Perspectives, 259 pp.
- Holohan, E.P., Troll, V.R., Walter, T.R., Münn, S., McDonnell, S., Shipton, Z.K., 2005, Elliptical calderas in active tectonic settings: an experimental approach: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 144(1), 119–136.
- Hora, J.M., Singer, B.S., Jicha, B.R., Beard, B.L., Johnson, C.M., de Silva, S., Salisbury, M., 2010, Volcanic biotite-sanidine $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age discordances reflect Ar partitioning and pre-eruption closure in biotite: *Geology*, 38(10), 923–926.
- Huber, C., Bachmann, O., Dufek, J., 2012, Crystal-poor versus crystal-rich ignimbrites: A competition between stirring and reactivation: *Geology*, 40(2), 115–118.
- International Subcommission on Stratigraphic Classification (ISSC), 1994, International Stratigraphic Guide—A Guide to Stratigraphic Classification, Terminology, and Procedure (2nd ed., Salvador, A., ed.): The International Union of Geological Sciences and The Geological Society of America: New York, Wiley & Sons, 214 pp.
- Kay, R.W., Kay, M.S., 1993, Delamination and delamination magmatism: *Tectonophysics*, 219(1), 177–189.
- Kay, S.M., Coira, B., 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., Mpodozis, C., 2006, Late Neogene volcanism in the Cerro Blanco region of the Puna Austral, Argentina (~26,5°S, ~67,5°W), *en 11º Congreso Geológico Chileno, Antofagasta, Chile: Sociedad Geológica de Chile*, 2, 499–502.
- Kay, S.M., Coira, B.L., Caffe, P.J., Chen, C.H., 2010, Regional chemical diversity, crustal and mantle sources and evolution of central Andean Puna plateau ignimbrites: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 198(1), 81–111.
- Kraemer, B., Adelmann, D., Alten, M., Schnurr, W., Erpenstein, K., Kiefer, E., van den Bogaard, P., Görler, K., 1999, Incorporation of the Paleogene foreland into the Neogene Puna Plateau, the Salar de Antofalla area, NW Argentina: *Journal of South American Earth Sciences*, 12, 157–182.
- Legros, F., Kelfoun, K., Martí, J., 2000, The influence of conduit geometry on the dynamics of caldera-forming eruptions: *Earth and Planetary Science Letters*, 179(1), 53–61.
- Leonard, G.S., Cole, J.W., Baird, I.A., Self, S., 2002, Basalt triggering of the c. AD 1305 Kaharoa rhyolite eruption, Tarawera volcanic complex, New Zealand: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 115(3), 461–486.
- Lindsay, J.M., Schmitt, A.K., Trumbull, R.B., de Silva, S.L., Siebel, W., Emmermann, R., 2001a, Magmatic evolution of the La Pacana caldera system, Central Andes, Chile: compositional variation of two cogenetic, large-volume felsic ignimbrites: *Journal of Petrology*, 42(3), 459–486.
- Lindsay, J.M., de Silva, S., Trumbull, R., Emmermann, R., Wemmer, K., 2001b, La Pacana caldera, N. Chile: a re-evaluation of the stratigraphy and volcanology of one of the world's largest resurgent calderas: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 106(1), 145–173.
- Lucassen, F., Becchio, R., 2003, Timing of high grade metamorphism: Early Paleozoic U-Pb formation ages of titanite indicate long-standing high-T conditions at the western margin of Gondwana (Argentina, 26–29°S): *Journal of Metamorphic Geology*, 21, 649–662.
- Lucchi, F., Tranne, C.A., Rossi, P.L., 2010, Stratigraphic approach to geological mapping of the late Quaternary volcanic island of Lipari (Aeolian archipelago, southern Italy), *en Groppelli, G., Viereck-Goette, L., (eds.), Stratigraphy and Geology of Volcanic Areas: Geological Society of America Special Paper 464*, 1–32.
- Marrett, R., Strecker, M., 2000, Response of intracontinental deformation in the Central Andes to late Cenozoic reorganization of South American Plate motions: *Tectonics*, 19(3), 452–67.
- Manville, V., Wilson, C.J.N., 2003, Interactions between volcanism, rifting and subsidence: implications of intracaldera palaeoshorelines at Taupo volcano, New Zealand: *Journal of the Geological Society*, 160(1), 3–6.
- Milana, J.P., 2009, Largest wind ripples on Earth?: *Geology*, 37(4), 343–346.
- Montero-López, M.C., 2009, Estructura y magmatismo neógeno-cuaternario en la sierra de San Buenaventura (Catamarca): su vinculación con la terminación austral de la Puna: Salta, Argentina, Universidad Nacional de Salta, tesis doctoral, 255 pp.
- Montero-López, M.C., Hongn, F.D., Seggiaro, R., Marrett, R., Ratto, N., 2009, Relación entre el volcanismo y los registros arqueológicos en el bolsón de Fiambalá, *en Ratto, N. (ed.), Entrelazando ciencias, sociedad y ambiente antes de la conquista española: Buenos Aires, Editorial Eudeba*, 131–156.
- Montero-López, M.C., Hongn, F.D., Marrett, R., Seggiaro, R., Strecker, M., 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., 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., 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, M.C., Guzmán, S., 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.
- Mulcahy, P., Chen, C., Kay, S.M., Brown, L.D., Alvarado, P.M., Sandvol, E.A., Heit, B., Yuan, X., 2010, The Southern Puna seismic experiment: shape of the subducting Nazca Plate, areas of concentrated mantle and crustal earthquakes, and crustal focal mechanisms, *en American Geophysical Union Fall Meeting Abstracts, San Francisco, California: American Geophysical Union*, 1, 2050.
- Norini, G., Báez, W., Becchio, R., Viramonte, J.G., Giordano, G., Armosio, M., Pinton, A., Groppelli, G., 2013, The Calama-Olcapato-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., Armosio, M., Bustos E., Viramonte J.G., 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.
- Ort, M.H., 1993, Eruptive processes and caldera formation in a nested down-sag collapse caldera: Cerro Panizos, central Andes Mountains: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 56, 221–252.
- Ort, M.H., de Silva, S.L., Jiménez, C., Jicha, B.R., Singer, B.S., 2013, Correlation of ignimbrites using characteristic remanent magnetization and anisotropy of magnetic susceptibility, Central Andes, Bolivia: *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 14(1), 141–157.

- Pasquare, G., Abbate, E., Bosi, E., Castiglioni, G.B., Merenda, L., Mutti, E., Orombelli, G., Ortolani, F., Parotto, M., Pignone, R., Polino, R., Premoli Silva, I., Sassi, F.P., 1992, Carta Geologica d'Italia - 1:50.000, Guida al rilevamento, Quaderni Serie III, 1: Istituto Poligrafico e Zecca dello Stato, Roma, 203 pp.
- Petrinovic, I.A., Mitjavila, J., Viramonte, J.G., Martí, J., Becchio, R., Armosio, M., Colombo, F., 1999, Geoquímica y Geocronología de secuencias volcánicas Neógenas de trasarco, en el extremo oriental de la Cadena Volcánica Transversal del Quevar, noroeste de Argentina, en Colombo, F., Queralt, I., Petrinovic, I.A. (eds.), Geología de los Andes Centrales Meridionales: El Noroeste Argentino: Barcelona, Acta Geológica Hispánica, 34(2-3), 255-273.
- Petrinovic, I.A., Martí, J., Aguirre-Díaz, G.J., Guzmán, S., Geyer, A., 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.
- Pritchard, M.E., Simons, M., 2002, A satellite geodetic survey of large-scale deformation of volcanic centres in the central Andes: Nature, 418(6894), 167-171.
- Pritchard, M.E., Simons, M., 2004, An InSAR-based survey of volcanic deformation in the central Andes: Geochemistry Geophysics Geosystems, 5(2), 1-42.
- Ratto, N., Montero, C., Hongn, F., 2013, Environmental instability in western Tinogasta (Catamarca) during the Mid-Holocene and its relation to the regional cultural development: Quaternary International, 307, 58-65.
- Riller, U., Petrinovic, I., Ramelow, J., Strecker, M., 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., Bogaard, P.V.D., 2008, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 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.
- Roberge, J., de Silva, S., Armosio, M., Becchio, R., Viramonte, J.G., 2008, Contrasting volatile contents in Central Andean ignimbrites of different volumes: implications for eruptive mechanisms (resumen), en International Association of Volcanologists and Chemical Earth's Interior General assembly, Reykjavík, Iceland: International Association of Volcanologists and Chemical Earth's Interior, 1.
- Salvador, A., 1987, Unconformity-bounded stratigraphic units: Geological Society of America Bulletin, 98(2), 232-237.
- Schnurr, W., Trumbull, R., Clavero, J., Hahne, K., Siebel, W., 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.
- Schoenbohm, L.M., Strecker, M.R., 2009, Normal faulting along the southern margin of the Puna Plateau, northwest Argentina: Tectonics, 28(5), 1-21.
- Seggiaro, R., Hongn, F., Folguera, A., Clavero, J., 2000, Hoja Geológica 2769 - II, Paso de San Francisco, 1:250.000: Buenos Aires, Servicio Geológico Minero Argentino, Programa Nacional de Cartas Geológicas, 1 Mapa.
- Siebel, W., Schnurr, W., Hahne, K., Kraemer, B., Trumbull, R., van den Bogaard, P., 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.
- Simkin, T., Siebert, L., 2000, Earth's volcanoes and eruptions: An overview, en Sigurdsson, H., Houghton, B., Rymer, H., Stix, J., McNutt, S. (eds.), Encyclopedia of Volcanoes: San Diego, Academic Press, Elsevier, 249-263.
- Soler, M.M., Caffe, P.J., Coira, B.L., Onoe, A.T., Kay, S.M., 2007, Geology of the Vilama caldera: a new interpretation of a large-scale explosive event in the Central Andean plateau during the Upper Miocene: Journal of Volcanology and Geothermal research, 164(1), 27-53.
- Suárez, N., Becchio, R., Sola, A., Fuentes, G., Ortiz, A., 2014a, Dominios de basamento del Paleozoico Inferior en la Sierra de El Peñón, Puna Austral, Provincia de Catamarca (resumen), en 19º Congreso Geológico Argentino, Córdoba, Argentina: Buenos Aires, Asociación Geológica Argentina, 1523-1524.
- Suárez, N., Sola, A., Fuentes, G., Becchio, R., Ortiz, A., 2014b, Zona de Cizalla El Peñón: caracterización e implicancias en la evolución del basamento del borde oriental de la Puna Austral (resumen), en 19º Congreso Geológico Argentino, Córdoba, Argentina: Buenos Aires, Asociación Geológica Argentina, 1521-1522.
- Suzuki-Kamata, K., Kamata, H., Bacon, C.R., 1993, Evolution of the caldera-forming eruption at Crater Lake, Oregon, indicated by component analysis of lithic fragments: Journal of Geophysical Research, 98, 14059-14074.
- Viramonte, J.G., Galliski, M.A., Araña Saavedra, V., Aparicio, A., García Cucho, L., Martín Escorza, C., 1984, El finivulcanismo básico de la depresión de Arizaro, provincia de Salta (resumen), en 9º Congreso Geológico Argentino, Bariloche, Argentina: Buenos Aires, Asociación Geológica Argentina, 3, 234-251.
- Viramonte, J.G., Armosio J.M., Euillardes, P., Blanco, M., Ash, G., Heit, B., Poodts, M., Castro Godoy, S., Becchio, R., Groppelli, G., Klotz, J., 2004, Cerro Blanco volcanic complex: a collapsing caldera in the Southern Central Andes? (resumen), en International Association of Volcanologists and Chemistry of the Earth's Interior General Assembly, Pucón, Chile: Pucón, International Association of Volcanologists and Chemistry of the Earth's Interior, 1.
- Viramonte, J.G., Castro Godoy, S., Armosio, M., Becchio, R., Poodts, M., 2005a, El Campo Geotermal de la Caldera de Cerro Blanco, Utilización de Imágenes Aster (resumen), en 16º Actas Congreso Geológico Argentino, La Plata: Buenos Aires, Asociación Geológica Argentina, 2, 505-512.
- Viramonte, J.G., Armosio, M., Becchio, R., Groppelli, G., Norini, G., Corazzato, C., DiFillipo, M., Blanco, M., Euillardes, P., Poodts, M., Castro Godoy, S., Klotz, J., Asch, G., Heit, B., 2005b, Cerro Blanco Volcanic Complex: the youngest caldera system in the Southern Central Andes. A multidisciplinary Earth Science Project, en 19º Colloquium on Latin American Geosciences: Potsdam, Alemania, (05/1) 19 LAK, 135.
- Viramonte, J.G., Armosio, M., Becchio, R., de Silva, S., Roberge, J., 2008, Cerro Blanco Volcanic Complex, Argentina: A Late Pleistocene to Holocene rhyolitic arc-related caldera complex in the Central Andes, en International Association of Volcanologists and Chemistry of the Earth's Interior General assembly, Reykjavík, Iceland: International Association of Volcanologists and Chemistry of the Earth's Interior, 1.
- Zhou, R., Schoenbohm, L.M., Cosca, M., 2013, Recent, slow normal and strike-slip faulting in the Pasto Ventura region of the southern Puna Plateau, NW Argentina: Tectonics, 32(1), 19-33.

Manuscrito recibido: Julio, 14, 2014

Manuscrito corregido recibido: Noviembre 22, 2014

Manuscrito aceptado: Noviembre 24, 2014