



Caracterización de la Formación Cerrito Blanco de Arizaro y su relación con el magmatismo riolítico cenozoico de la Puna Austral

Hernán Gabriel ROSENFELD¹, Emma Beatriz MAISONNAVE², Florencia Lucila BOEDO¹

¹CONICET - Universidad de Buenos Aires. Instituto de Estudios Andinos "Don Pablo Groeber" (IDEAN). Buenos Aires, Argentina. hrosenfeld@gl.fcen.uba.ar, florencia@gl.fcen.uba.ar

²CONICET - Universidad de Buenos Aires. Instituto de Geociencias Básicas, Aplicadas y Ambientales de Buenos Aires (IGEBA). Buenos Aires, Argentina. beatriz@gl.fcen.uba.ar

Editor: Ricardo A. Astini

Recibido: 26/09/2024

Aceptado: 10/04/2025

RESUMEN

La Formación Cerrito Blanco de Arizaro forma parte del extenso volcanismo cenozoico de la región de la Puna Austral. Comprende tres domos lávicos (Domos 1, 2 y 3) de morfología subcircular a ligeramente elíptica, emplazados sobre pendientes suaves. Los Domos 1 y 2 se localizan al este del volcán Aracar, mientras que el Domo 3 se ubica al este de la Vega de Arizaro. El Domo 1 está compuesto exclusivamente por lava coherente, mientras que los Domos 2 y 3 presentan tanto facies de lava coherente como de autobrechas. Petrográficamente, las rocas contienen cristales de plagioclasa, cuarzo y biotita, inmersos en una mesostasis vítrea. Los tres domos exhiben foliación de flujo, evidenciada por variaciones en la abundancia y distribución de vesículas, lo que indica un emplazamiento bajo condiciones de flujo laminar. Desde el punto de vista geoquímico, se clasifican como riolitas de alta sílice con una firma calcoalcalina y características que sugieren afinidad magmática de intraplaca. Su composición rica en sílice y el bajo enriquecimiento en elementos de tierras raras (REE) implican un fraccionamiento avanzado de fases como hornblenda, piroxeno y minerales accesorios. En comparación con otros cuerpos riolíticos de la región, estos domos se distinguen por una leve anomalía negativa en europio y relaciones moderadas de Sm/Yb, compatibles con cristalización a profundidades intermedias en la corteza.

Palabras clave: Plioceno, riolitas, cristalización fraccionada.

ABSTRACT

Characterization of the Cerrito Blanco de Arizaro formation and its relationship with Cenozoic magmatism in the Southern Puna.

The Cerrito Blanco de Arizaro Formation is part of the widespread Cenozoic volcanism in the Southern Puna region. It comprises three lava domes (Domes 1, 2, and 3) with subcircular to slightly elliptical shapes, emplaced on gentle slopes. Domes 1 and 2 lie east of the Aracar volcano, while Dome 3 is located east of the Vega de Arizaro. Dome 1 consists solely of coherent lava, whereas Domes 2 and 3 display both coherent lava and autobreccia facies. Petrographically, the rocks contain plagioclase, quartz, and biotite crystals within a glassy groundmass. All three domes exhibit flow foliation, marked by variations in vesicle abundance and distribution, indicating emplacement under laminar flow conditions. Geochemically, the domes are high-silica rhyolites with a calc-alkaline signature and features suggesting intraplate magmatic affinity. Their silica-rich composition and low rare earth element (REE) enrichment imply advanced fractionation of phases such as hornblende, pyroxene, and accessory minerals. Compared to other rhyolitic bodies in the region, these domes are distinguished by a subtle negative Eu anomaly and moderate Sm/Yb ratios, consistent with crystallization at intermediate depths in the crust.

Keywords: Pliocene, rhyolites, fractional crystallization

INTRODUCCIÓN

La provincia geológica de la Puna corresponde a un *plateau* elevado asociado a un voluminoso volcanismo que se desarrolló a lo largo del Cenozoico, en especial desde el Oligoceno superior (26 Ma, e.g. Coira et al. 1993). La mayor actividad volcánica se concentró en el Mioceno superior, en coincidencia con el ciclo de mayor engrosamiento cortical y levantamiento del *plateau*, lo que generó grandes volúmenes de ignimbritas asociadas a fundidos híbridos de corteza y manto, formados en la corteza inferior (Kay y Coira 2009). Durante el Plioceno, dicha actividad volcánica disminuyó drásticamente en la región de la Puna Septentrional, al norte del lineamiento Calama-Olapato-Toro (COT, Fig. 1), mientras que en la Puna Austral (*sensu* Alonso et al. 1984) la ocurrencia de episodios distensivos favoreció el emplazamiento de centros monogenéticos (Mon et al. 1988, Marrett et al. 1994, Seggiaro 1994, 1999, Maisonnave 2016, entre otros). La actividad magmática estaría asociada a la migración hacia el sur de la subducción de la dorsal asísmica de Juan Fernández (Yáñez et al. 2001, entre otros).

Los productos volcánicos presentes en la Puna pueden ser divididos en tres grandes grupos (Allmendinger et al. 1997, Kay y Coira 2009, Kay et al. 2010, Grosse et al. 2017, entre otros): i) estratovolcanes andesítico-dacíticos producto del magmatismo de arco de la región (e.g. volcán Aracar, Koukharsky y Echeverría 1997), ii) ignimbritas dacítico-riolíticas comúnmente vinculadas a calderas de colapso, como el Cerro Blanco (Montero López et al. 2010, Báez et al. 2015, Guzmán et al. 2017, entre otros) y el Cerro Galán (Sparks et al. 1985, Schnurr et al. 2007, Folkes et al. 2011), y iii) centros monogenéticos formados por flujos de lava y domos de lava, conos de escoria, maares y anillos de tobas de composición variable (Kay y Kay 1993, Drew et al. 2009, Valentine y Connor 2015, Maro y Caffè 2016, Maisonnave 2016, Filipovich et al. 2019, Morfulis et al. 2020, entre otros). Este último grupo se caracteriza por afloramientos de menos de 1 km³ que revisten particular interés dado que su origen, morfología y distribución espacial en el ámbito de la Puna pueden reflejar aspectos vinculados a la dinámica magmática, controles estructurales y el estilo eruptivo (e.g. Bemis y Ferencz 2017).

Los domos y las ignimbritas son los principales registros de actividad volcánica silíceo en la región (Kay y Coira 2009). Mientras que las ignimbritas están asociadas a calderas de colapso, el emplazamiento de domos puede vincularse a levantamientos (e.g. domos resurgentes) o actividad post-caldera (e.g. Montero López et al. 2010, Báez et al. 2017), a centros eruptivos que conforman estratovolcanes poligenéticos

(e.g. Sherrod et al. 2018, Bullock et al. 2018) o pueden ser registro de volcanismo aislado, mono- o poligenético, cuyo emplazamiento puede estar controlado por estructuras trans-tensivas o extensionales (Zappettini y Blasco 2001, Riller et al. 2001, Haag et al. 2019, Berteá et al. 2021). Para aportar al conocimiento del magmatismo monogenético riolítico de la Puna Austral durante el Neógeno, este trabajo presenta una caracterización morfológica, petrográfica y geoquímica de los domos pliocenos de la Formación Cerrito Blanco de Arizaro, aflorantes en el área del volcán Aracar y en la Vega de Arizaro, los cuales han sido escasamente estudiados hasta el momento. A su vez, propone similitudes y diferencias geoquímicas con otras unidades silíceas de la región.

METODOLOGÍA

El análisis morfológico de los domos fue realizado a partir de un Modelo de Elevación Digital (TanDEM-X), de alcance global y resolución espacial de 30 metros, provisto por el *Earth Observation Center* (EOC) del Centro Aeroespacial Alemán (DLR, por sus siglas en alemán). La delimitación de las unidades se realizó de forma manual a partir de un mapa de pendientes, procesado con el *software* QGIS 3.28.11. El área de los polígonos delimitados y la longitud de sus ejes fueron obtenidos con la calculadora de campos y las trazas vectoriales de dicho *software*, respectivamente. Se informa un diámetro base medio, considerando un círculo de área equivalente a la base de cada domo. A partir del complemento “Qprof” se obtuvieron los perfiles topográficos, que representan de manera esquemática la morfología de las tres unidades. Utilizando el DEM y los polígonos de los domos, a través del geoproceso “estadísticas por zona”, se determinaron las cotas máxima y mínima, que permitieron determinar una altura máxima para cada afloramiento. El volumen de los domos fue estimado con el geoproceso “Volumen de la superficie raster”, cuyos parámetros de entrada corresponden al DEM recortado de cada domo y el nivel de base del cálculo. Por tratarse de domos emplazados en pendiente, se realizaron perfiles topográficos, de igual rumbo y extensión que sus ejes mayores, en los alrededores de cada afloramiento, donde la geología y topografía se mantienen relativamente constantes, utilizando la mediana de esos perfiles como estimativa del nivel de base. Para la relación de aspecto (Ra), se calculó el cociente entre la diferencia de la cota máxima y la cota mediana basal y el diámetro basal medio. La caracterización macroscópica de las rocas se realizó sobre un total de 15 muestras recolectadas de los afloramientos estudiados, empleando una lupa binocular Olympus SZ40 del Instituto de Geociencias Básicas

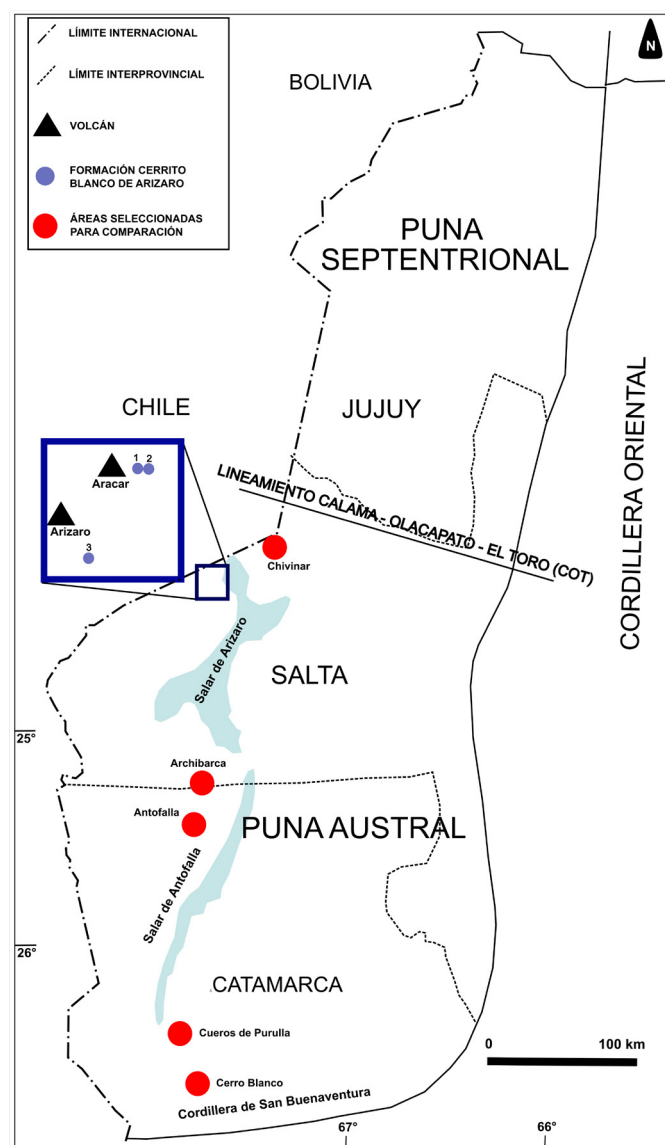


Figura 1. Esquema de la región de la Puna. Se indica el lineamiento Calama - Olacapato - El Toro (COT) que divide en Puna Septentrional y Puna Austral. El recuadro azul delimita el área de estudio y se indica con números los afloramientos estudiados. Modificado de Ramos (2000) y de la Hoz et al. (2013).

y Aplicadas (UBA-CONICET). Para el análisis petrográfico, se utilizaron un microscopio binocular de Leitz Wetzlar y un microscopio estereoscópico de polarización Leica Wild M3Z. Se realizaron 10 cortes petrográficos en el Taller de Cortes del Departamento de Ciencias Geológicas (FCEN-UBA), correspondiendo tres secciones delgadas a cada uno de los domos estudiados y uno a un enclave máfico. El conteo modal se realizó a partir de estimación visual y la utilización de una grilla. Las fotografías de láminas delgadas se tomaron con un microscopio binocular Zeiss Axioplan 2 equipado con una cámara Zeiss Axiocam 105 color. Los microscopios mencionados pertenecen al Departamento de Ciencias Geológicas de la Universidad de Buenos Aires. Para la caracterización geo-

química se seleccionaron cuatro muestras representativas: una correspondiente al Domo 1 (23-4), otra perteneciente a la litofacies brechosa del Domo 2 (23-3b) y, las dos restantes, correspondientes a las litofacies coherente y brechosa del Domo 3 (22-1 y 22-2, Fig. 1 y Tabla 1). El material fue reducido a polvo en el Instituto de Geocronología y Geología Isotópica (UBA-CONICET), utilizando trituradoras y molinos de cerámica y de wolframio-molibdeno para minimizar posibles contaminaciones. El material molido fue enviado para su análisis a *Activation Laboratories* (Canadá), donde fue analizado mediante técnicas de activación neutrónica, fusión ICP-roca total y espectrometría de masas con plasma acoplado por inducción (ICP-MS), obteniéndose elementos mayoritarios, minoritarios y trazas (Tabla 1). Los resultados obtenidos fueron procesados mediante la realización de diagramas de clasificación, multielemento y de tierras raras, desarrollados con el lenguaje de programación Python 3.10.13 y sus librerías Pandas y Matplotlib. Como herramienta gráfica complementaria, se utilizó el *software* libre de diseño vectorial Inkscape. Los patrones de normalización empleados fueron MORB (Pearce 1983) y condrita (Boydton 1984).

LA FORMACIÓN CERRITO BLANCO DE ARIZARO

Geología regional

La Puna se caracteriza por un importante magmatismo silíceo, representado por ignimbritas, domos y coladas de composición dacítica a riolítica (de Silva 1989, Schnurr et al. 2007, Montero López et al. 2010, Kay et al. 2010, entre otros), que en algunos casos se vinculan a grandes calderas de colapso, con desarrollo de estructuras y actividad postcaldérica (Sparks et al. 1985, Báez et al. 2015, 2017, Grosse y Guzmán 2018). Este magmatismo se registra mayormente en la Puna Septentrional y en el sector sur de la Puna Austral, siendo menos abundante en el sector de la Puna salteña. Un ejemplo lo constituye el Complejo Volcánico Cerro Blanco, aflorante en la cordillera de San Buenaventura, sur de la Puna Austral (Montero López et al. 2010, Báez et al. 2015, 2017, de Silva et al. 2022), al igual que las cerro Cueros de Purulla (Berteau et al. 2021, de Silva et al. 2022) y las unidades expuestas en el Complejo Volcánico Antofalla (e.g. Richards et al. 2006) en la provincia de Catamarca. Hacia el norte, también afloran domos riolíticos vinculados a lineamientos mayores como el COT (e.g. domos con topacio del cerro Chivinar; Koukharsky et al. 1991, Gioncada et al. 2014; Fig. 1). El área de estudio se localiza en la porción noroeste de la provincia de Salta, Argentina, en el ámbito de la Puna Austral, a unos 60 km al

Muestra					Muestra				
23-4		23-3b	22-1	22-2	23-4		23-3b	22-1	22-2
Domo 1		Domo 2	Domo 3		Domo 1		Domo 2	Domo 3	
24°17'47.6''S 67°41'58.7''O		24°17'34.6''S 67°40'48.1''O	24°30'57.83"S 67°51'7.67"O						
SiO ₂	76	78.26	76.20	75.63	Ta	1.90	2.10	2.00	2.00
TiO ₂	0.06	0.08	0.06	0.06	Th	5.50	6.70	3.50	3.50
Al ₂ O ₃	13.76	14.72	13.77	13.73	U	2.30	2.80	2.50	2.60
Fe ₂ O ₃	0.94	0.71	0.69	0.79	Cr	dld	dld	dld	dld
MnO	0.05	0.06	0.07	0.07	Co	2	dld	dld	dld
MgO	0.11	0.10	0.16	0.18	Y	8	10	9	9
CaO	1.14	0.76	0.89	1.39	Zr	44	49	32	37
Na ₂ O	3.98	1.65	4.11	4.15	La	21	24	8.30	8
K ₂ O	3.94	3.61	4.02	3.95	Ce	38	40	16	16
P ₂ O ₅	0.02	0.06	0.03	0.04	Pr	4.48	4.68	1.97	1.99
LOI	2.45	9.08	3.62	4.01	Nd	16	17	7.30	7.10
Total anhidro	100	100	100	100	Sm	3.20	3.20	1.90	1.80
Ba	960	1070	912	856	Eu	0.70	0.53	0.44	0.42
Cs	2.20	2.70	2.50	2.50	Gd	2.10	2.30	1.50	1.50
Hf	2.30	2.50	1.80	2.10	Tb	0.30	0.40	0.30	0.30
Nb	13	16	14	14	Dy	1.50	1.60	1.60	1.60
Ni	dld	dld	dld	dld	Ho	0.30	0.30	0.30	0.30
Pb	13	12	16	14	Er	0.60	0.80	0.70	0.70
Rb	87	94	110	110	Tm	0.09	0.12	0.11	0.11
Sc	1	2	1	dld	Yb	0.60	0.70	0.60	0.60
Sr	233	207	121	151	Lu	0.07	0.09	0.08	0.07
La/Yb _(N)	15.9	15.6	6.2	6.1	Eu/Eu*	0.83	0.59	0.79	0.78

Tabla 1. Concentración de elementos mayoritarios y trazas en los domos estudiados. Los elementos mayoritarios están expresados en porcentaje en peso de óxidos, recalculados en base anhidra. Los elementos traza están expresados en partes por millón (ppm). dld = Debajo del límite de detección.

sur del lineamiento COT (Fig. 1). La región se caracteriza por el predominio de unidades volcánicas cenozoicas, en parte vinculadas a los volcanes Aracar y Arizaro. En menor medida, afloran rocas plutónicas eopaleozoicas que comprenden la Faja Eruptiva de la Puna Occidental (Formación Taca Taca) y rocas ígneas permo-triásicas (Complejo Plutónico Llullaillaco y Formación Laguna de Aracar). También se reconocen depósitos evaporíticos y detríticos cuaternarios de la cuenca del salar de Arizaro (Fig. 1, Zappettini y Blasco 2001 y referencias allí citadas, Fig. 2).

Geología local

La Formación Cerrito Blanco de Arizaro, objeto del presente trabajo, aflora de manera saltuaria en las inmediaciones de los volcanes Aracar y Arizaro. Está conformada por tres domos, dos de los cuales se localizan al este del volcán Aracar (Domos 1 y 2, Figs. 1 y 2) y se emplazan sobre los granitoides paleozoicos de la Formación Taca Taca y del Complejo Plutónico Llullaillaco (Méndez 1974, Koukharsky 1988). El domo restante (Domo 3, Figs. 1 y 2) aflora en el área de la vega de Arizaro, ubicada al sur del cerro homónimo. Este último domo se localiza en un sector cubierto por depósitos

aluviales cuaternarios y su margen austral se encuentra en contacto con el Complejo Volcánico Santa Inés (Zappettini y Blasco 2001).

El nombre Cerrito Blanco de Arizaro fue utilizado por primera vez por Koukharsky (1969), para designar a rocas vítreas de características litológicas similares al Domo 3, las cuales asigna al Cuaternario. La designación formal de la unidad corresponde a Galliski et al. (1987) quienes describen, bajo este nombre formacional, los niveles discretos de pirosefitas localizadas en el sector de la laguna Socompa y áreas circundantes. Los domos ubicados en el área de Aracar también fueron estudiados por Koukharsky (1988), que los describe como vidrios afíricos de color gris claro y partición en lajas con disposición concéntrica e indica datos geoquímicos del Domo 1, clasificándolo como riolita. Koukharsky y Echeverría (1997) los mencionan como domos pumicíticos riolíticos más jóvenes que las rocas pliocenas del volcán Aracar. Posteriormente, la unidad fue redefinida por Zappettini y Blasco (2001), quienes excluyen las pirosefitas del área de laguna Socompa y Quebrada del Agua, asignando el nombre formacional a los tres domos riolíticos descriptos por Koukharsky (1969, 1988). Recientemente, Rosenfeld et al. (2023) identi-

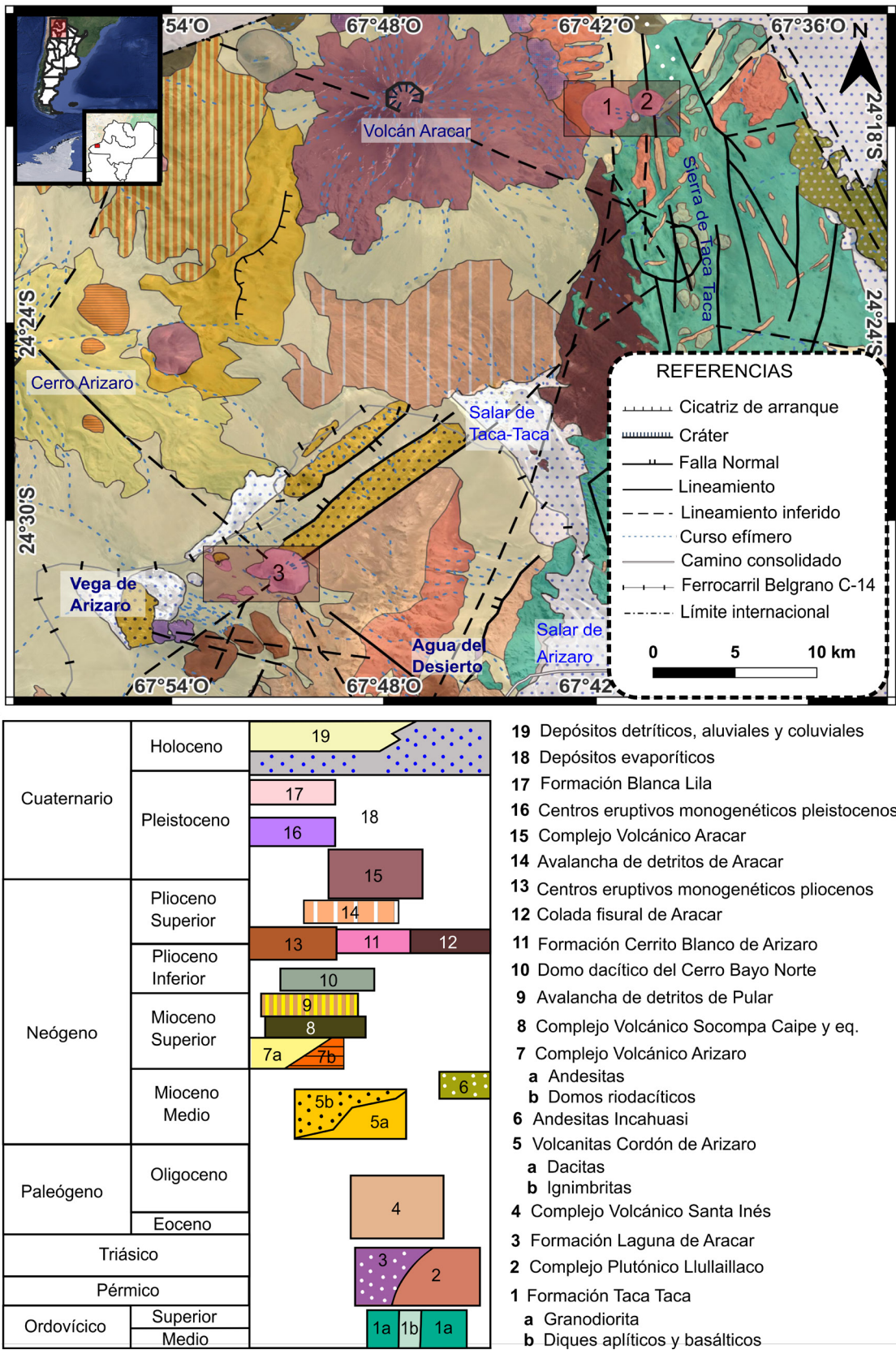


Figura 2. Mapa geológico y cuadro cronoestratigráfico del área de estudio. Modificado de Zappettini y Blasco (2001). Los recuadros señalan la ubicación de los domos de la Formación Cerrito Blanco de Arizaro.

fican la presencia de natroalunita-2c en el Domo 2, mientras que Rosenfeld et al. (2024) analizan la posible vinculación genética entre estos domos y coladas máficas monogenéticas aflorantes en las cercanías (Maisonnavé 2016). De acuerdo con Zappettini y Blasco (2001) los domos ubicados al este del volcán Aracar están controlados por estructuras de rumbo norte-sur, mientras que el de la vega de Arizaro estaría emplazado sobre lineamientos de rumbo noroeste-sureste y noreste-suroeste (Fig. 2). Estos mismos autores obtuvieron una edad de 3.3 Ma para el Domo 3, por lo que la unidad se asigna al Plioceno.

RESULTADOS

Morfología de los domos

Los domos estudiados constituyen cuerpos extrusivos que presentan diseños subequidimensionales a ligeramente elípticos en planta y perfiles topográficos de morfologías subredondeadas. A continuación se describen en detalle.

Domo 1

Se trata de un cuerpo dómico emplazado en una pendiente que inclina hacia el este, de morfología irregular y asimétrica respecto a su cima (Fig. 3A-B). Su superficie se observa parcialmente cubierta, con depósitos aluviales controlados por cursos efímeros que desembocan en un pequeño cuerpo salino ubicado al sureste (Fig. 3A). Hacia el sur, su extensión se encuentra limitada por la sierra de Taca Taca.

Su eje mayor es de dirección norte-sur y se estima en 2755 m, mientras que su eje menor tiene un rumbo este-oeste y una longitud aproximada de 2441 metros. El diámetro basal medio se estima en 2431 m, mientras que la diferencia de cotas se calcula en 503 m, siendo la cota máxima de 4149 m y la mínima de 3646 metros. El área basal calculada es de 4.64 km². Su relación de aspecto es de 0.17, a partir de una cota mediana de la base estimada en 3717 m, y el volumen estimado es de 0.71 km³.

Domo 2

Se trata de un domo simétrico respecto a su cima, de morfología subrectangular en planta (Fig. 3A-B). Se encuentra emplazado sobre una pendiente que inclina hacia el oeste y sus laderas están parcialmente cubiertas por depósitos de talud. En las imágenes satelitales se aprecia un rasgo semejante a una cresta de flujo, que marca un quiebre en la pendiente (Fig. 3A).

Su eje mayor es de dirección noroeste-sureste y se estima en 1539 m, mientras que su eje menor tiene un rumbo suroeste-noreste y una longitud aproximada de 1506 metros. El diámetro basal medio es de 1445 m, mientras que su dife-

rencia de cotas máxima se calcula en 332 m, siendo la cota máxima de 3976 m y la mínima de 3644 metros. El área basal calculada es de 1.64 km², siendo el domo estudiado de menores dimensiones. Su relación de aspecto es de 0.18, a partir de una cota basal mediana de 3712 m, y el volumen máximo es de 0.19 km³.

Domo 3

Se distingue por su morfología de cono truncado, simétrico respecto de su cima. Conforman un relieve aislado en una pendiente suave que inclina hacia el sureste. Hacia el sur, se observa material de talud. Su cima tiene forma elipsoidal y se elonga 900 m en dirección noroeste-sureste (Fig. 3C-D).

Su eje mayor, de rumbo noroeste-sureste, tiene una longitud de 2418 m, mientras que su eje menor tiene un rumbo suroeste-noreste y una longitud aproximada de 2064 metros.

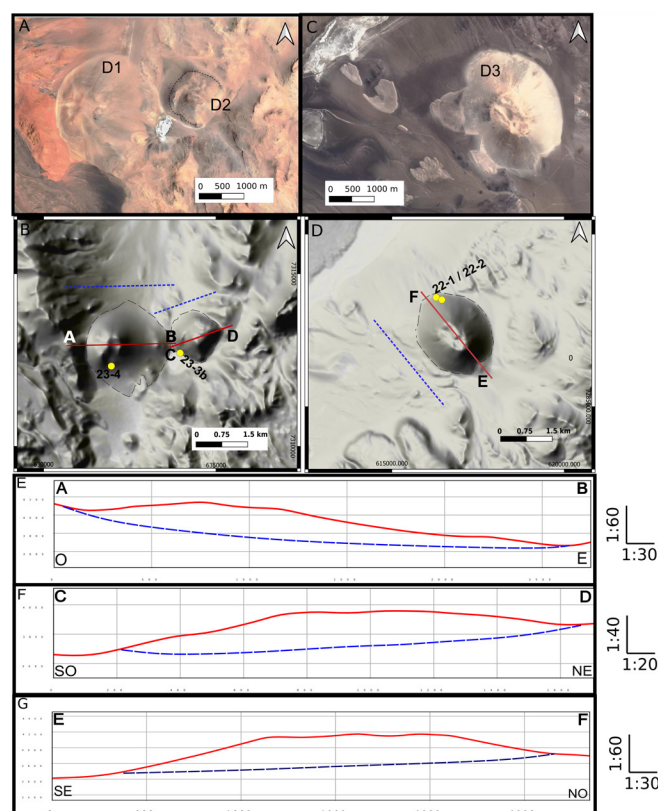


Figura 3. A) Imagen satelital de los domos 1 y 2, (D1 y D2, respectivamente) tomada de Google Earth. Con línea punteada negra se indica una posible cresta de flujo en el Domo 2. B) Vista de los domos 1 y 2 en el Modelo de Elevación Digital (DEM). La traza azul punteada indica la pendiente base tomada como *proxy* para cada domo, y con línea roja se señalan los perfiles topográficos realizados. Los círculos amarillos indican la ubicación de las muestras con análisis químico. C) Imagen satelital del Domo 3 (D3) tomada de Google Earth. D) Vista del Domo 3 en el Modelo de Elevación Digital (DEM). La traza azul punteada indica la pendiente base tomada como *proxy* para el domo y la traza roja señala el perfil topográfico realizado. Los círculos amarillos indican la ubicación de las muestras con análisis químicos. E) Perfil topográfico A-B para el Domo 1. F) Perfil topográfico C-D para el Domo 2. G) Perfil topográfico E-F para el Domo 3.

El diámetro basal medio se estima en 2265 m mientras que su altura máxima se calcula en 543 m, siendo la cota máxima de 4179 m y la mínima de 3636 metros. El área en planta calculada es de 4.03 km². Su relación de aspecto es de 0.21, a partir de una cota mediana basal de 3688 m, y el volumen medido es de 0.96 km³.

Hacia el oeste y hacia el sur del domo se observan remanentes lávicos de pequeñas dimensiones, que afloran parcialmente debido a la erosión y la cobertura cuaternaria (Fig. 3C).

Pueden observarse los perfiles topográficos de los tres domos en las figuras 3E-G.

Caracterización litológica

Domo 1

Este domo está compuesto por una única litofacies volcánica definida como L1, que consta de una lava coherente.

Litofacies de lava coherente (L1)

Descripción macroscópica

Estas rocas presentan color gris, textura afanítica a muy escasamente porfírica (<5% de fenocristales) y hasta un

30% de vesículas subredondeadas a elongadas que no superan los 2 mm de tamaño. Exhiben foliación por flujo, dada por alternancia de delgadas bandas paralelas de color gris y blanco, de 1 mm de espesor (Fig. 4A). Las bandas más claras coinciden con superficies de lamamiento, que refuerzan planos de debilidad generados por la foliación. Se identifican escasos fenocristales de biotita inmersos en una pasta afanítica de brillo vítreo.

Descripción microscópica

Las rocas de este domo presentan una estructura vesicular y foliación por flujo, dada por la presencia de superficies planares subparalelas, definidas por variaciones de color y de la distribución de vesículas y microvesículas (Fig. 4B). Las vesículas muestran morfologías subredondeadas a ligeramente elongadas de hasta 2 mm de diámetro y ocupan el 35% del volumen de la muestra (Fig. 4C).

Las rocas exhiben textura afírica, compuesta por una trama hialopíltica con un 30% de microlitos inmersos en vidrio incoloro que ocupa el 70% en volumen de la roca. Los microlitos y gérmenes de cristalización son de plagioclasa (70%) con disposición subparalela, formas subhedralas a euhedra-

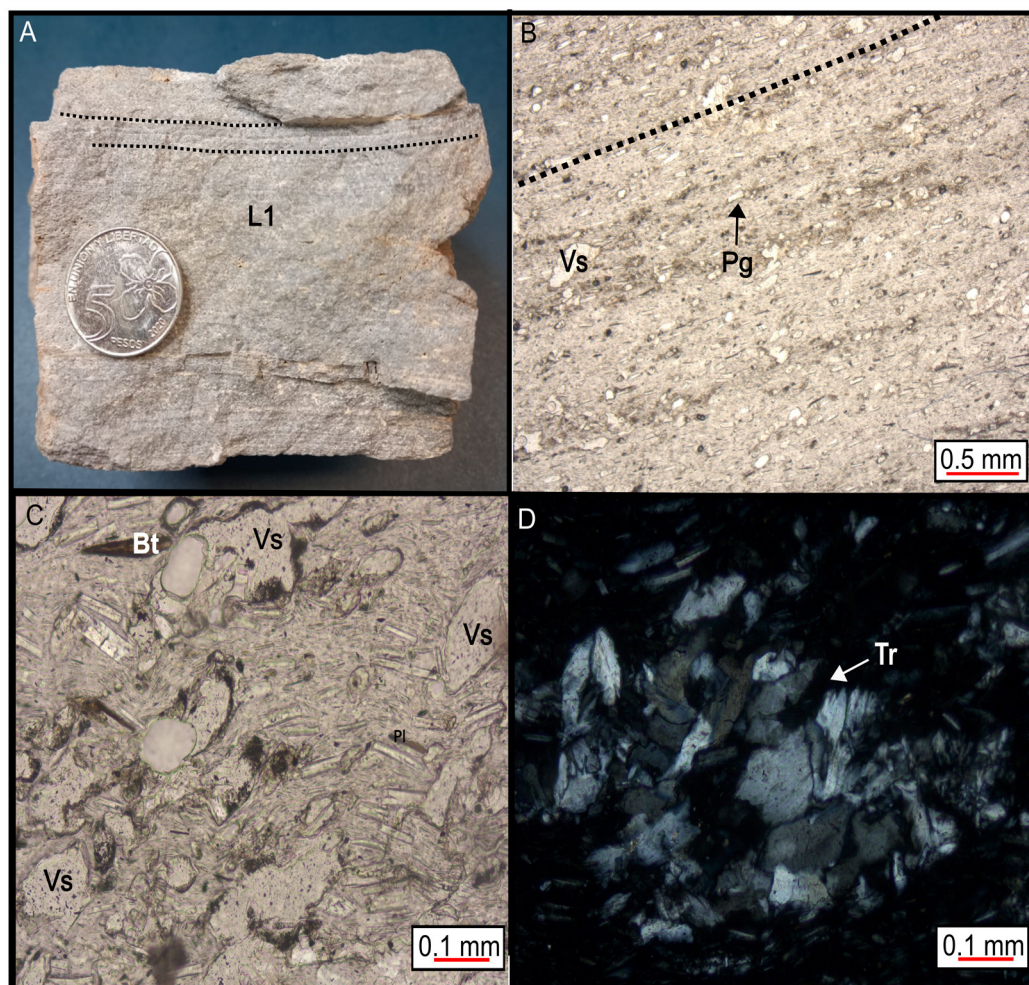


Figura 4. A) Muestra de mano del Domo 1. En línea punteada negra se señala la foliación por flujo. B) Fotomicrografía sin analizador interpuesto. En línea punteada negra se indica la foliación. C) Fotomicrografía sin analizador interpuesto de la misma muestra, evidenciando la disposición subparalela y la vesiculación. D) Fotomicrografía con analizador interpuesto observándose la tridimita en detalle, como relleno parcial de vesículas. Referencias: Vs = Vesícula, Pg = Plagioclasa, Tr = Tridimita, Bt = biotita.

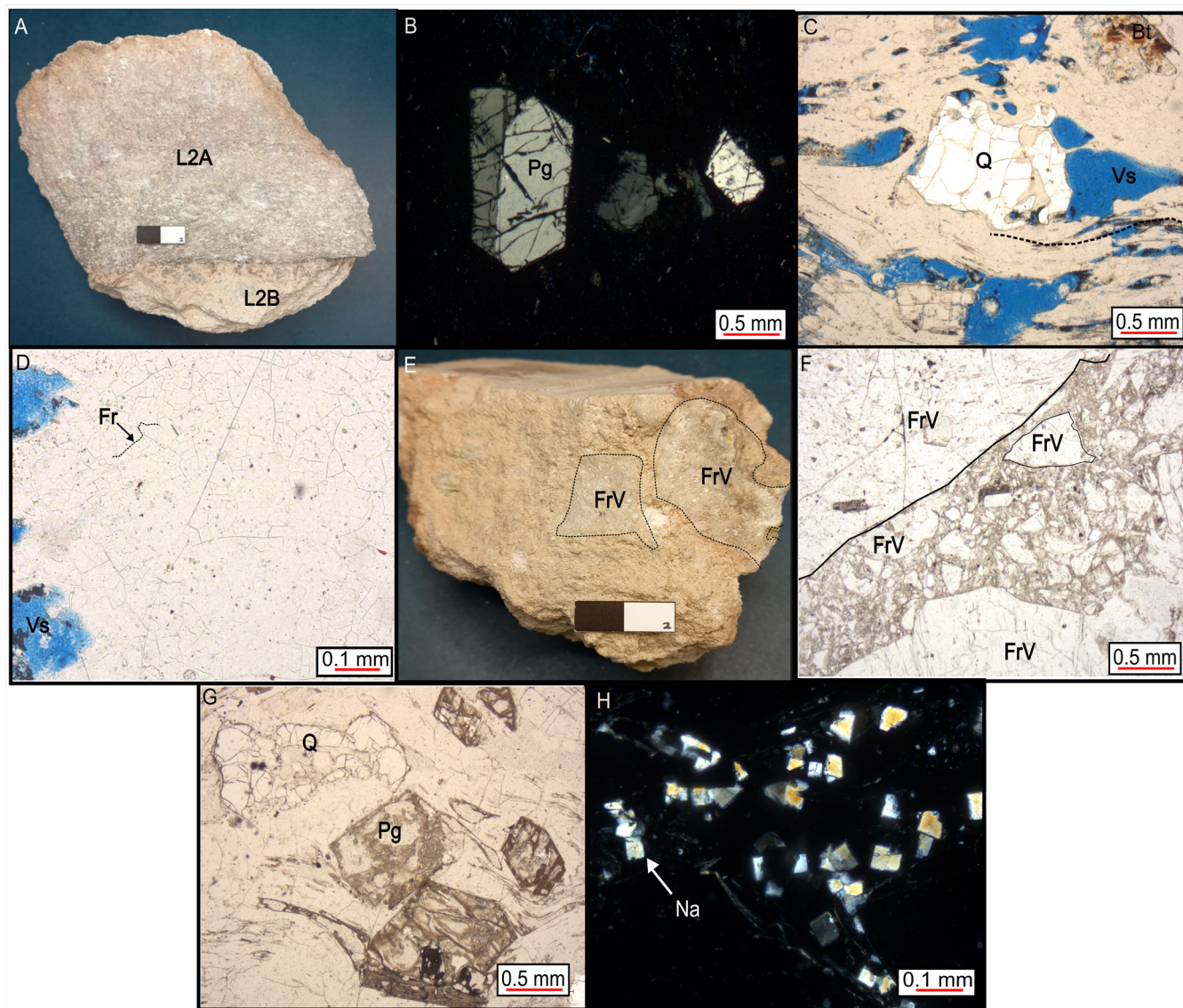


Figura 5. A) Muestra de mano del Domo 2 en la que se reconoce el contacto entre las litofacies L2A y L2B. B) Fotomicrografía con analizador interpuesto en la que se distingue la plagioclasa fracturada. C) Fotomicrografía sin analizador interpuesto en la que se observa cuarzo con engolfamientos, la estructura vesicular y la foliación por flujo, representada parcialmente en línea punteada. D) Fotomicrografía sin analizador interpuesto que distingue el patrón de fracturamiento perlitico. E) Muestra de mano de la litofacies L2B, en la que se observan los fragmentos vítreos más grandes. F) Fotomicrografía sin analizador interpuesto de la litofacies L2B en la que se observan fragmentos vítreos y la matriz formada por trituración mecánica. G) Fotomicrografía sin analizador interpuesto en la que se distingue cuarzo con engolfamientos y plagioclasa fuertemente reemplazada por material arcilloso. H) Fotomicrografía con analizador interpuesto que permite identificar la natroalunita (Na) diseminada en la matriz brechosa. Referencias: Pg = Plagioclase, Vs = Vesícula, Q = Cuarzo, Fr = Fractura, FrV = Fragmento vítreo.

les y tamaños relativamente uniformes, de hasta 0.2 mm. Se observa tridimita (15%) en agregados que rellenan vesículas de forma parcial o total (Figs. 4D) e intersticios de la pasta. En un 10% se distingue biotita, como microlitos anhedrales a subhedrales de disposición subparalela y un tamaño promedio de 0.1 mm. El 5% restante corresponde a cristales de minerales opacos subhedrales de hasta 0.5 mm de tamaño.

Domo 2

Está constituido por dos litofacies: una predominante, conformada por lava coherente (litofacies L2A) y otra subor-

dinada, que aflora en algunos sectores y está integrada por brechas autoclásticas (litofacies L2B).

Litofacies de lava coherente (L2A)

Descripción macroscópica

La litofacies L2A consiste en rocas de coloración gris claro (Fig. 5A), de textura porfírica, con estructura vesicular y foliación por flujo. Las vesículas constituyen el 25% del volumen total de la roca y tienen tamaños de hasta 2 mm. Se observa una baja proporción de fenocristales (20%), entre los que se

reconocen cristales de plagioclasa (60%), de hábito tabular y color blanco, con un tamaño promedio de 2 mm, biotita (30%) que se distingue por su color negro y que no superan el milímetro de largo y cuarzo (10%) incoloro a rosado claro y de 1 mm de tamaño promedio.

Descripción microscópica

Las rocas de esta litofacies exhiben estructura vesicular, con vesículas elongadas que ocupan el 25% del volumen de la roca, con tamaños de hasta 2 mm y con disposición subparalela que define una foliación por flujo, por sectores algo deformada en los contactos con la fracción cristalina.

Presentan textura vitroporfírica, con un 20% de fenocristales inmersos en una pasta vítrea (80%). La plagioclasa (Fig. 5B) conforma un 60% de la fracción cristalina, con forma subhedral y hábito tabular. Su tamaño oscila entre 0.3 y 1.6 mm de largo. Se distinguen fracturas, en las que se observa material argílico de alteración, al igual que en los bordes de los cristales. El cuarzo está presente en un 30%, con forma anhedral, bordes engolfados, con frecuencia fracturados, y una longitud de entre 2 a 5 mm de tamaño (Fig. 5C). En un 10% se distingue biotita, en laminillas que alcanzan los 0.3 mm de tamaño y se encuentran moderadamente alteradas a minerales opacos y clorita. Se observan escasos cristales de minerales opacos de forma subhedral, con un tamaño promedio de 0.05 milímetros. En proporciones menores a 1% se observa circón, en cristales prismáticos subhedrales de 0.07 mm de tamaño. La pasta vítrea es incolora y fresca, con pequeños individuos y gérmenes de cristales de plagioclasa con orientación subparalela, así como un patrón de fracturas perlíticas (Fig. 5D).

Litofacies de autobrecha (L2B)

Descripción macroscópica

Corresponden a brechas de color gris claro, con alteraciones rojizas y blancas por la presencia de óxidos y de arcillas o bien material salino (Fig. 5E). La textura brechosa está dada por un 80% de fragmentos de roca angulosos, de 2 mm a 5 cm de tamaño, compuestos por clastos de la litofacies L2A. La matriz (20%) es fina y se compone de fragmentos de la litofacies L2A, con tamaños menores al milímetro. La angularidad de estos pequeños fragmentos resulta en una matriz porosa, con oquedades irregulares de tamaños entre 0.5 y 1 mm.

Descripción microscópica

Se reconoce una textura brechosa, clasto-soportada, en la que se identifican fragmentos de rocas de la litofacies L2A (Fig. 5F). Los fragmentos, angulosos a subangulosos, tienen tamaños variables desde décimas de milímetro hasta el centímetro y medio. Se evidencia una estructura vesicular,

con canalículos de sección menor a 0.1 mm y de orientación subparalela a ligeramente curvada. Algunos de los clastos se encuentran fuertemente alterados a arcillas. Se identifica un reemplazo pseudomórfico de arcillas pseudoisótropas y cristales del grupo de la alunita que, dado el hábito y la paragénesis determinada en la litofacies L2A, permite inferir que el mineral primario corresponde a plagioclasa (Fig. 5G). La matriz es porosa, con oquedades de 0.1 mm de tamaño promedio, y se encuentra parcialmente alterada a minerales del grupo de la alunita y, en menor medida, a material arcilloso. También se observan minerales opacos pseudocúbicos.

Los minerales del grupo de la alunita presentes exhiben cristales de hábito cúbico, de birrefringencia gris-amarillenta a naranja de primer orden (Fig. 5H). Se los ha identificado como natroalunita-2c en base a análisis de difracción de rayos X (Rosenfeld et al. 2023).

Domo 3

De manera similar al Domo 2, en este domo se reconocen dos litofacies: una de lava coherente, predominante en el afloramiento (L3A, Fig. 6A) y una subordinada de autobrechas (L3B, Fig. 6B). Se observan escasos enclaves máficos subredondeados de hasta 15 cm de tamaño promedio.

Litofacies de lava coherente (L3A)

Descripción macroscópica

Estas rocas presentan coloración gris clara, con estructura vesicular y una ligera foliación por flujo, dada por la alternancia de bandas paralelas de coloración gris claro y gris oscuro, de 1 mm de espesor (Fig. 6C). Las vesículas tienen formas elongadas, representan el 10-15% del volumen de la roca y alcanzan tamaños de hasta 3 milímetros.

La facies presenta textura porfírica, con fenocristales (15%) de plagioclasa, biotita y cuarzo, inmersos en una pasta de textura afanítica y aspecto vítreo. La plagioclasa (80%), de color blanco, hábito tabular y tamaño de 2 a 3 mm, presenta alteración arcillosa. La biotita (15%), de hábito laminar y color negro, se presenta con tamaños que van de 0.5 a 3 mm de largo. Finalmente, el cuarzo se encuentra presente en un 5% como cristales incoloros a ligeramente rosados y con un tamaño que alcanza los 2 milímetros.

Descripción microscópica

Las rocas de esta litofacies muestran una incipiente foliación por flujo, definida por la disposición y orientación de vesículas que representan un 20% del volumen de la roca, poseen formas elongadas y entre 0.1 y 1 mm de tamaño. Presentan textura vitrofirica, con fenocristales de plagioclasa (70%) subhedral, en ocasiones zonales y fracturados, con tamaños que van entre 0.5 y 2 milímetros. Algunos individuos se disponen formando glomérulos (Fig. 6D). Además, se iden-

tifican fenocristales de cuarzo (20%) subhedral, con tamaños entre 0.8 y 2.5 mm y, en ciertos casos, con bordes engolfados. También se reconoce biotita castaña (10%) en cristales de forma subhedral y hábito laminar y tamaños de 0.1 hasta 2.5 mm (Fig. 6E). Finalmente, se observa circón (<1%) subhedral de tamaño menor a 0.1 mm.

El vidrio que conforma la pasta se observa incoloro y fresco, presentando textura perlítica (Fig. 6F). Se reconocen, además, gérmenes de plagioclasa y biotita con disposición subparalela.

Litofacies de autobrecha (L3B)

Descripción macroscópica

Las rocas que integran la litofacies L3B son de color rosa-

do y textura brechosa (Fig. 6G). Se caracterizan por un 60% de fragmentos de rocas pertenecientes a la litofacies L3A. Los clastos son angulosos, de color gris claro y están inmersos en una matriz fina de color rosado. Los fragmentos tienen tamaños entre 5 mm y 10 cm de longitud aproximadamente.

Se observa un enclave máfico de color gris oscuro, de 3 cm de tamaño, forma subredondeada y textura porfírica. Contiene un 15% de fenocristales inmersos en una pasta afanítica, con vesículas irregulares a elongadas de hasta 5 mm, las cuales componen el 25% del volumen de la roca. Como fenocristales se identifican anfíboles prismáticos de color negro, disposición subparalela y hasta 2 mm de longitud, y feldespatos blanquecinos, de hábito tabular y hasta 1 mm de tamaño.

Descripción microscópica

Al microscopio presentan una textura brechosa, matriz-soportada, con un 40% de fragmentos de roca (Figs. 6H-I). El 85% de los clastos corresponden a pequeños fragmentos vítreos angulosos, con tamaños de hasta 5 mm y correspondientes a la litofacies L3A los que, en sectores, se observan deformados. El 15% restante corresponde a fragmentos de plagioclasa y biotita. La plagioclasa (75%) se halla en fragmentos parcialmente argilitizados de hasta 1 mm, con maclado polisintético y zonación concéntrica. La biotita (25%) se presenta en fragmentos de hasta 0.5 mm. Algunos presentan alteración a minerales opacos. El material ligante está formado por pequeños fragmentos vítreos de tamaños menores a 0.5 mm.

El enclave reconocido consiste en una roca porfírica compuesta por un 10% de fenocristales, de los cuales el 65% corresponde a plagioclasa euhedral, maclada, cribada y zonal, con tamaños entre 0.3 y 3 mm. Algunos individuos presentan moderada alteración arcillosa en los bordes. El 30% corresponde a anfíboles castaños euhedrales a subhedrales, que alcanzan 1.7 mm (Fig. 6J). El 5% restante corresponde a pequeños minerales opacos euhedrales a subhedrales. La pasta (90%) exhibe un entramado intergranular de plagioclasa (60%) y anfíbol (40%) subhedrales. Se observa un 20% en volumen de vesículas de hasta 7 mm. La roca se clasifica modalmente como andesita según la clasificación de la IUGS (Le Maitre et al. 2002).

Geoquímica

Las rocas de los tres domos analizadas presentan un alto contenido de SiO₂ entre 75.6 % y 78.3 % en base anhidra (Tabla 1). El Al₂O₃ se encuentra entre el 13.7% y el 14.7%, mientras que el contenido en CaO es de 0.7% a 1.4%. El contenido en MgO no supera el 0.2%. El Na₂O varía entre 1.6% y 4.2% y el K₂O, entre 3.6% y 4%. Presentan valores de LOI entre 2.5% y 9.0%. Sus componentes se observan frescos,

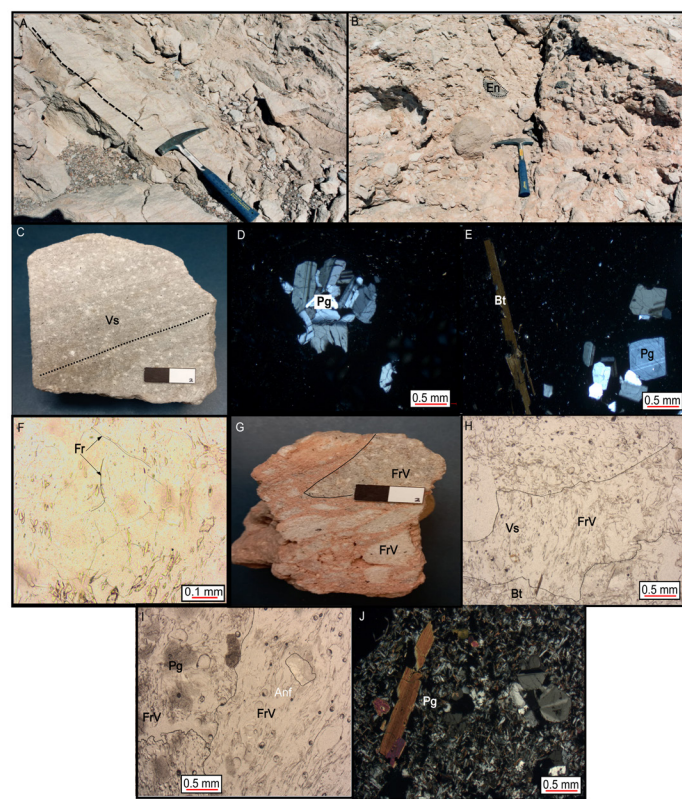


Figura 6. A) Vista en afloramiento de la litofacies coherente L3A como ejemplo representativo. La línea negra punteada señala la foliación por flujo. B) Vista en afloramiento de la litofacies brechosa L3B como ejemplo representativo. Se señala un enclave máfico (En) en línea punteada. C) Muestra de mano de litofacies L3A del Domo 3. En línea punteada negra se indica la dirección de la foliación. D) Fotomicrografía con analizador interpuesto en la que se identifica un glomérulo de cristales de plagioclasa. E) Fotomicrografía con analizador interpuesto que muestra el desarrollo de cristales euhedrales de plagioclasa y biotita. F) Fotomicrografía sin analizador interpuesto que permite observar el patrón de fracturamiento perlítico de la litofacies L3A. G) Muestra de mano de la litofacies L3B, en la que se distinguen fragmentos vítreos inmersos en una matriz de color rosado. H-I) Fotomicrografías sin analizador interpuesto mostrando la facies brechosa L3B. J) Fotomicrografía con analizador interpuesto del enclave máfico muestreado. Referencias: Pg = Plagioclasa, Bt = Biotita, Anf = Anfíbol, Vs = Vesícula, FrV = Fragmento vítreo, Fr = Fractura.

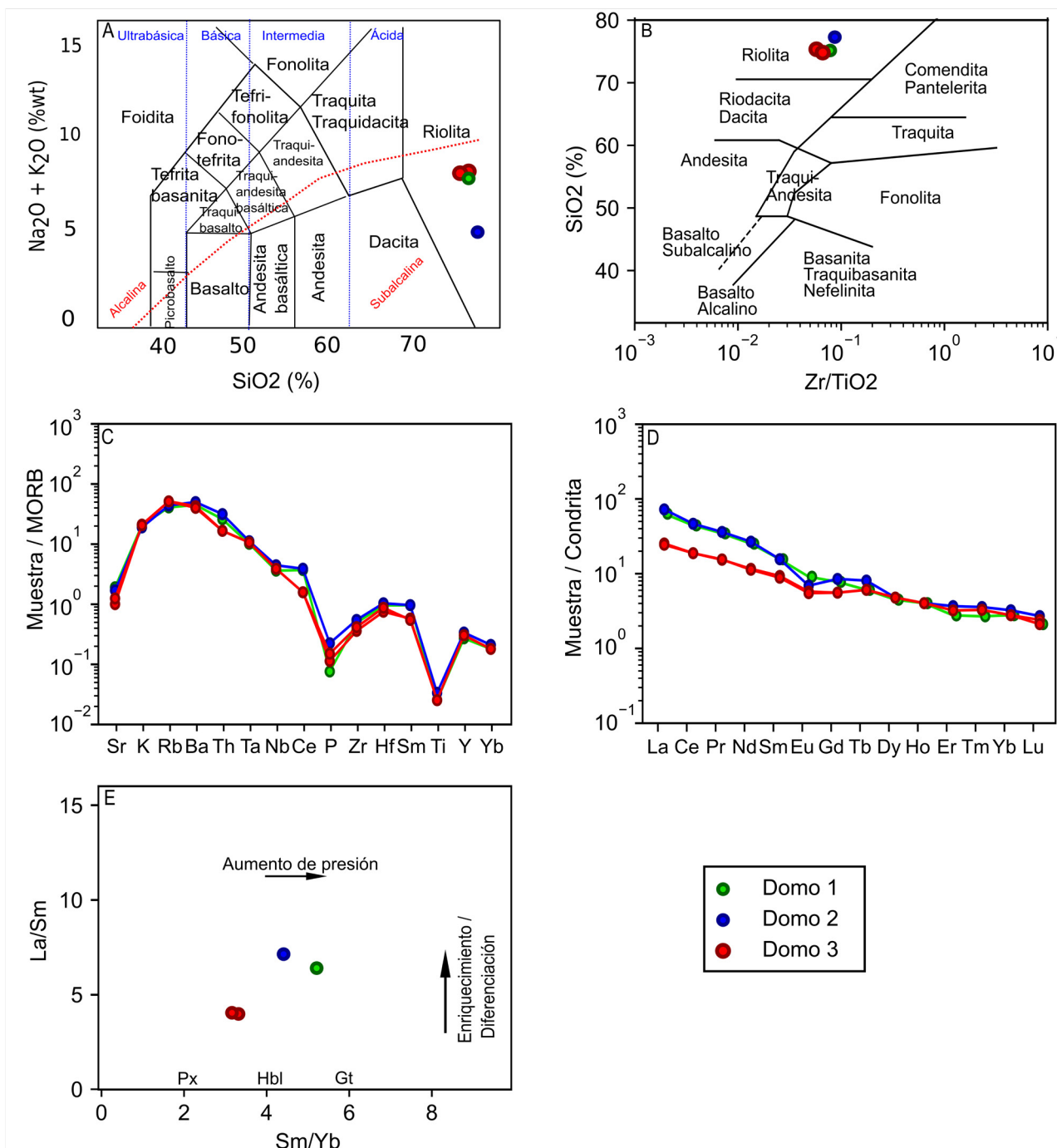


Figura 7. A) Diagrama de clasificación TAS (Total Alkali Silica, Le Bas et al. 1986). B) Diagrama de clasificación Zr/TiO₂ vs. SiO₂ (Winchester y Floyd 1977). C) Diagrama multielemental normalizado a MORB (Pearce 1983). D) Diagrama de tierras raras normalizado a condrita (Boynton 1984). E) Diagrama La/Sm vs. Sm/Yb (Kay et al. 1994), donde se señalan las tendencias que indican condiciones de presión y enriquecimiento en regiones de equilibrio con distintas fases minerales.

sin evidencias de alteración (a excepción de la muestra correspondiente al Domo 2) lo que sugiere que los valores altos de LOI podrían deberse al contenido de volátiles entrampados en el vidrio.

Las rocas analizadas se clasifican como riolitas tanto en el diagrama TAS (Le Bas et al. 1986; Fig. 7A) como en el diagrama SiO₂ versus Zr/TiO₂ (Winchester y Floyd 1977, Fig.

7B). Sus patrones multielementales y de tierras raras (REE, *Rare Earth Elements*) indican una impronta de arco atenuada por rasgos característicos de intraplaca.

En los diagramas multielementales normalizados a MORB (Pearce 1983), las rocas exhiben un enriquecimiento en elementos como Rb, Ba y Th, con anomalías negativas en P y Ti (Fig. 7C). El Sr está ligeramente enriquecido, mientras que

el Hf y el Sm están dentro de los valores similares al MORB. El Domo 1 resulta el más empobrecido en P, mientras que el Ce muestra mayor enriquecimiento en los Domos 1 y 2. El enriquecimiento en LILE (*Large Ion Lithophile Elements*) es ligeramente mayor en las rocas de los Domos 1 y 2 en comparación con las del Domo 3.

En el diagrama de REE normalizado a condrita (Boynton 1984) las rocas estudiadas presentan un enriquecimiento en tierras raras livianas (LREE), exhibiendo una pendiente general negativa (Fig. 7D). Las rocas del Domo 3 se hallan menos enriquecidas en LREE (relaciones $\text{La/Yb}_{(N)}$ entre 6 y 6.3) respecto a las de los Domos 1 y 2 (relaciones $\text{La/Yb}_{(N)}$ cercanas a 15 en ambos casos). La anomalía de Eu es levemente negativa para los Domos 1 y 3 (Eu/Eu^* de 0.83 y 0.78/0.79, respectivamente), mientras que es ligeramente más pronunciada para el Domo 2 ($\text{Eu/Eu}^* = 0.59$). El Domo 1 presenta un menor enriquecimiento relativo en HREE en comparación con los domos restantes. Las relaciones La/Sm y Sm/Yb (Kay et al. 1991, Kay y Mpodozis 2001), que pueden emplearse para inferir la mineralogía residual a partir de la cual se pueden establecer las condiciones de presión y enriquecimiento por procesos de diferenciación o mezcla de la región de reequilibrio del fundido dentro de la corteza, sugieren la presencia de piroxeno como fase residual para el Domo 3, y de hornblenda para los Domos 1 y 2 (Fig. 7E, Kay y Mpodozis 2002). La relación Dy/Yb es mayor para el Domo 3 que para los domos 1 y 2, lo que sería compatible con un fraccionamiento de tierras raras intermedias en estos últimos.

La relación Th/Ta obtenida (1.75-3.19) sugiere un ambiente de generación con componentes de intraplaca (Gorton y Schandl 2000).

DISCUSIÓN

Morfología y viscosidad

Los domos que integran la unidad estudiada constituyen afloramientos extrusivos y no se encuentran asociados temporal, composicional ni estructuralmente con edificios volcánicos aledaños (e.g. volcán Aracar). Estos afloramientos presentan una morfología subcircular a ligeramente elíptica en planta y perfiles topográficos de contornos subredondeados, de características semejantes a los tipos axisimétrico y *platy* (Fink y Griffiths 1998). Las bajas relaciones de aspecto obtenidas, la presencia de autobrechamiento en los domos 2 y 3 y la zona de cizalla producto del crecimiento observada en el Domo 2 podrían sugerir un crecimiento de tipo endógeno, de acuerdo a la clasificación de Fink et al. (1990). Este tipo de crecimiento también se asocia a bajos grados de cristalinidad

(Heap et al. 2016). La presencia de remanentes de coladas basales en el Domo 3 sugiere la ocurrencia de una fase inicial de menor viscosidad.

La viscosidad depende fundamentalmente de la composición del magma, debido a que los mayores contenidos de sílice favorecen el mayor grado de polimerización y, por ende, los fundidos ricos en sílice tienen mayor viscosidad. Otros factores que influyen en la viscosidad son el contenido de volátiles y el contenido en volumen de cristales el fundido magmático, debido a que un mayor porcentaje de material sólido genera una mayor resistencia a la cizalla y disminuye su capacidad de fluir (e.g. Llambías 2003). Los afloramientos estudiados presentan morfología dómica y composición riolítica con altas concentraciones de SiO_2 , que superan el 75% en peso en base anhidra. Poseen una baja a moderada proporción de cristales y abundante microvesiculación, por lo que se infiere que los domos se formaron a partir de fundidos con alta viscosidad en los cuales la composición fue el factor preponderante.

Características petrológicas

En los tres domos se identifica una litofacies conformada por lavas coherentes vesiculadas, con una marcada foliación penetrativa (L1, L2A y L3A) definida por bandas milimétricas de distinta coloración que alternan entre sí, asociadas a la presencia de diferentes proporciones de vesículas, orientadas a lo largo de bandas de flujo. Esta estructura se habría originado durante el ascenso del fundido viscoso bajo un régimen de flujo laminar, y puede estar relacionada con cizalla por diferencias de velocidad entre láminas consecutivas del flujo, resultando en burbujas elongadas y cristales alineados (Stasiuk et al. 1996, Fink y Anderson 2000, Llambías 2003, Gonnermann y Manga 2005). La presencia de delgadas bandas de diferente coloración puede ser el resultado de cambios en los contenidos de agua disuelta o exsuelta durante la efusión (Bonnichsen y Kaufmann 1987). La vesiculación se concentra a lo largo de las líneas o bandas de flujo, en la dirección de máxima extensión (Joseph 1998), por lo cual los planos de cizalla son vías de escape de gases más eficientes que el resto del cuerpo lávico, favoreciendo la acumulación de burbujas en estos sectores (Stasiuk et al. 1996).

La vesiculación es un rasgo común a las facies lávicas de los tres domos (L1, L2A, L3A), representando un 20-30% en volumen. La preservación de las vesículas podría explicarse a partir de la desgasificación parcial pasiva del fundido (Melnik et al. 2005, Degruyter et al. 2012). La alta viscosidad del fundido aumenta el tiempo de relajación de las paredes de las burbujas, aislándolas y disminuyendo la eficiencia en la desgasificación (Toramaru 1995, Gonnermann y Manga 2003,

Cassidy et al. 2018). Fink et al. (1992) proponen un modelo de efusión para magmas con contenidos de volátiles equivalentes a los de sistemas con actividad explosiva pero que generan domos riolíticos o coladas porque, antes del episodio efusivo, parte de los gases se pierde a través de la porosidad de la roca de caja o bien a partir de estructuras previas. Esta pérdida de gases permite que el magma alcance la superficie con presiones aproximadamente en equilibrio con la atmósfera y produce tasas de vesiculación que no superan el 30% en volumen de la roca. El control estructural de estos domos (Zappettini y Blasco 2001) podría haber disminuido la presión inicial, generando un sistema abierto que permitió una desgasificación pasiva. Posteriormente, habría ocurrido la vesiculación a lo largo de bandas de flujo asociadas a planos de cizalla.

Los tres afloramientos estudiados están conformados por litofacies de lava coherente (L1, L2A, L3A), que muestran diferencias entre sí. Las rocas del Domo 1 (L1) presentan texturas afíricas a escasamente porfíricas, mientras que los domos 2 y 3 muestran texturas vitroporfíricas. Las texturas afíricas pueden indicar una cristalización *en route* del fundido hacia la superficie (Westrich et al. 1988, Shelley 1993, entre otros) y permiten inferir una tasa relativamente alta de ascenso y enfriamiento. Los domos 2 y 3, en cambio, presentan fenocristales bien desarrollados en una pasta vítrea, indicando dos etapas de enfriamiento: una relativamente lenta, que permitió la difusión y crecimiento cristalino, y una etapa de sobreenfriamiento que generó la pasta vítrea. Además, en las rocas correspondientes al Domo 3, algunos fenocristales se agrupan formando glomérulos. Esto puede deberse a la tensión superficial o por turbulencias en el fundido (Vance 1969).

La presencia de tridimita en el Domo 1 podría deberse al entrapamiento de volátiles en burbujas debido a la alta viscosidad, favoreciendo su cristalización como relleno de vesículas (e.g. Dollase et al. 1971).

Las litofacies brechosas (L2B y L3B) reconocidas en los domos 2 y 3 están formadas por abundantes fragmentos angulosos de tamaños variados de las rocas que integran las respectivas litofacies de lava coherente, en una matriz fina y porosa integrada por pequeños fragmentos vítreos. Las propiedades mecánicas del vidrio dependen de la temperatura, en particular de su temperatura de transición, a partir de la cual su deformación cambia de un flujo viscoso dúctil (por encima de esta temperatura) a frágil (por debajo de esta temperatura, e.g. Dingwell y Webb 1989). El pasaje de un comportamiento dúctil a frágil de una lava también puede ser resultado de un aumento en la tasa de deformación y/o de la tasa de enfriamiento del domo durante el emplazamiento (Bonnichsen y Kauffman 1987). La presencia de litofacies

brechosas es interpretado como producto de la deformación mecánica de la roca por debajo de la temperatura de transición del vidrio. La ausencia de una facies brechosa en el Domo 1 podría explicarse a partir de que exhibe un mayor porcentaje de microlitos, por lo que presentaría propiedades mecánicas más resistentes que rocas muy vesiculadas y sin microlitos (Zorn et al. 2018).

El emplazamiento de los domos, entonces, podría haber estado controlado por efusión de lavas viscosas, con alimentación endógena. El enfriamiento de la capa externa y los esfuerzos de cizalla habrían generado el brechamiento de los sectores más externos en los domos 2 y 3. En tanto, el Domo 1 podría haber sido originado por una menor tasa de efusión de lavas con un menor contenido en volátiles y mayor participación de fases cristalinas, lo que podría haber conllevado a la ausencia de autobrechamiento.

Geoquímica

En cuanto a sus características químicas, los tres domos pertenecen a la serie calcoalcalina. El enriquecimiento relativo en los LILE (en particular K, Rb, Ba) respecto de los elementos HFSE y las elevadas concentraciones de Pb (12 - 16 ppm, Tabla 1) sugieren una afinidad de arco.

El marcado empobrecimiento en P y Ti permite inferir fraccionamiento de apatito y titanita, respectivamente, mientras que la anomalía negativa de Sr puede interpretarse como resultado de la sustitución de Ca en piroxenos.

Los patrones de REE sugieren el fraccionamiento residual de distintas especies minerales tales como anfíboles y clinopiroxeno, accesorios como titanita y apatita o bien otras fases como el circón o menos habituales como la monacita o la allanita, que podrían explicar las bajas relaciones La/Yb, así como la leve anomalía negativa de Th observada en el Domo 3.

Las relaciones La/Sm y Sm/Yb permiten interpretar diferencias en los arreglos minerales residuales, que podrían relacionarse con variaciones en la profundidad y el enriquecimiento de las regiones de reequilibrio en la corteza de los fundidos que dieron origen a los domos. Esto podría correlacionarse con una región de estabilidad a mayor profundidad para los domos 1 y 2, cuya relación Sm/Yb es compatible con hornblenda residual, frente a una región a menor profundidad para el Domo 3, compatible con piroxeno residual. Asimismo, esta región de estabilidad de los fundidos de los domos 1 y 2 exhibe una mayor relación La/Sm, compatible con un mayor enriquecimiento en elementos livianos respecto a la del Domo 3.

Las anomalías negativas de Eu se interpretan como resultado del fraccionamiento de plagioclasa. Los valores de Eu/Eu* obtenidos sugieren que el fraccionamiento de esta fase

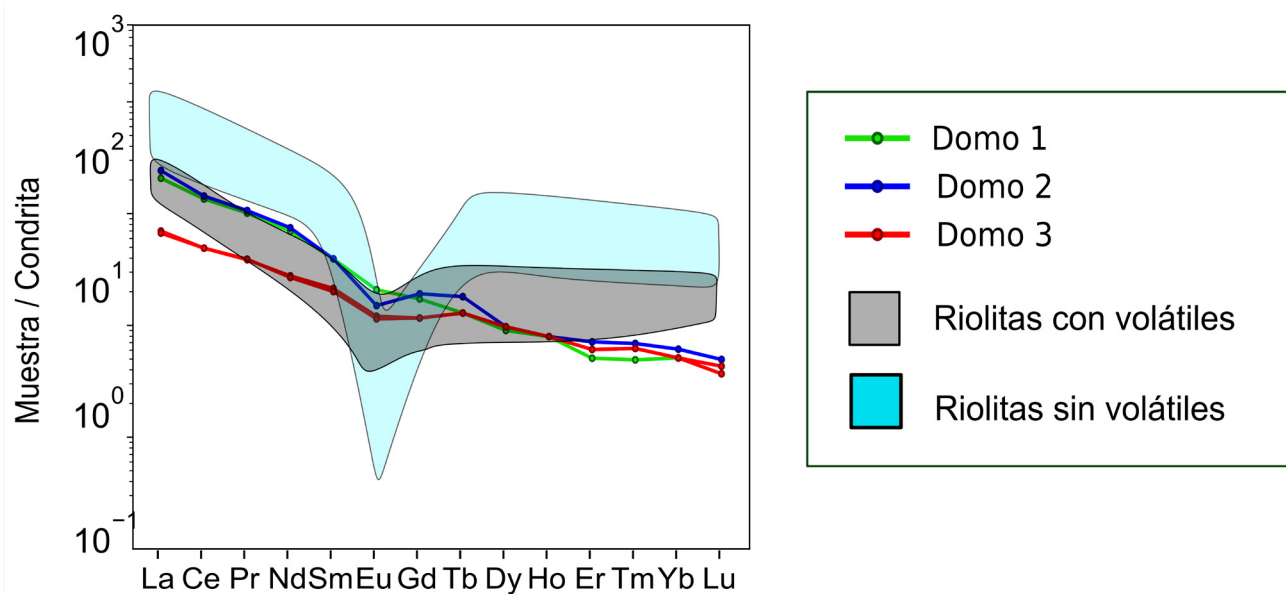


Figura 8. Diagrama de REE normalizado a condrita (Boynton 1984) para los domos estudiados, comparados con los comportamientos modelados para la clasificación de Bachmann y Bergantz (2008).

mineral no habría sido preponderante, o bien pueden deberse al estado de oxidación del Eu: bajo condiciones de mayor fugacidad de oxígeno (fO_2), el Eu puede presentarse como Eu^{3+} , incompatible con la fase sólida, mientras que en condiciones de menor fO_2 puede presentarse como Eu^{2+} , compatible con la fase sólida. Bachmann y Bergantz (2008) modelaron el comportamiento de las REE en riolitas vinculadas a ambientes de subducción y de intraplaca: las riolitas de zonas de subducción, ricas en volátiles y de ambientes oxidantes, y las riolitas de ambiente de intraplaca, pobres en volátiles y de ambiente reductor. Las primeras exhiben un contenido de LREE entre 10 y 100 veces mayor que el de la condrita, con pendientes subhorizontales de HREE y leves anomalías negativas de Eu. En cambio, las riolitas de intraplaca poseen contenidos de LREE entre 50 y 500 veces mayores que los de la condrita y marcadas anomalías negativas de Eu. Dado su patrón de LREE y la leve anomalía negativa de Eu, los domos estudiados se asemejan a las riolitas de ambientes de subducción (Fig. 8).

El mayor enriquecimiento en Nb y Ta respecto al Zr y Hf, los que a su vez se encuentran más enriquecidos que el Y e Yb, señalaría una contribución de fundidos de intraplaca (Pearce 1983). Los valores obtenidos para las relaciones Th/Ta (Gorton y Schandl 2000) concuerdan con esta hipótesis.

A partir de todo lo mencionado, se interpreta que los cuerpos ígneos de la Formación Cerrito Blanco de Arizaro son domos monogenéticos no vinculados a estratovolcanes que se originaron a partir de fundidos pertenecientes a la serie calcoalcalina, enriquecidos en elementos LILE, Nb, Ta y REE, con empobrecimiento en Zr, P y Ti. Los fundidos exhiben ca-

racterísticas de ambiente de arco con participación de componentes de intraplaca, que podría vincularse con un control estructural transtensivo asociado al empujamiento de la losa subductada para el plioceno (e.g. Kay y Coira 2009). Las relaciones La/Yb y Sm/Yb sugieren diferentes paragénesis residuales para los domos de Aracar y el de Vega de Arizaro, posiblemente debido a que el estacionamiento de los fundidos habría ocurrido a diferentes profundidades.

El magmatismo ácido posterior al volcanismo ignimbrítico característico de la región, del cual los domos estudiados formarían parte, ha consistido en pequeños volúmenes de riolitas que pueden estar vinculados tanto a un extremo fraccionamiento cristalino como a fundidos de origen cortical (Richards et al. 2006). Los bajos enriquecimientos en REE antes descriptos sugieren la ocurrencia de altas tasas de fraccionamiento que originaron fundidos muy evolucionados. Rosenfeld et al. (2024) plantean de forma preliminar un posible origen bimodal para el Domo 3 y las coladas basálticas-andesíticas adyacentes a partir de una comparación geoquímica. Por lo tanto, el origen de dicho domo podría vincularse a procesos de cristalización fraccionada. La hipótesis de un origen similar que vincule los domos 1 y 2 con una colada máfica cercana ubicada al sur de éstos, es menos evidente.

Las diferentes presiones de estacionamiento del fundido en la corteza pueden indicar la formación de pequeñas cámaras magmáticas a profundidades bajas o intermedias, donde el proceso de diferenciación habría sido predominante, evidenciado por los bajos enriquecimientos en REE y las bajas relaciones $La/Yb_{(N)}$. De todos modos, el análisis de la relación entre los domos y las coladas máficas circundantes

aún requiere de estudios de mayor profundidad, al igual que la vinculación entre los domos y las ignimbritas generadas por grandes volúmenes de magmatismo, que incluyen componentes de fusión cortical (*flare up*).

Comparación con otros domos riolíticos de Puna Austral

Para identificar similitudes y diferencias que caracterizan al magmatismo riolítico de la Puna Austral, se realizaron comparaciones preliminares entre los domos de la Formación Cerrito Blanco de Arizaro y los domos e ignimbritas félsicas aflorantes en la misma región, siguiendo tanto criterios petrográficos (vidrios riolíticos), como espaciales (región de Puna austral) y temporales (Mioceno tardío-Pleistoceno). Para esto, se seleccionaron datos geoquímicos de bibliografía existente sobre domos del área de Cerro Blanco (muestras C5-16, Montero López et al. 2020 y CB-07, de Silva et al. 2022), del Cerro Chivinar (muestras TG10 y TG16, Gioncada et al. 2014) y del Cerro Botijuela (muestra AR124, Richards et al. 2006), así como datos geoquímicos de ignimbritas de Quebrada de las Cuevas (muestras AR142 y AR143, Richards et al. 2006), Archibarca (muestra 32b1 para facies inferior, muestras 30b2, 36b7 y 26b1 para facies superior, Schnurr et al. 2007), Caballo Muerto (muestra 20b1, Schnurr et al. 2007), y Cueros de Purulla (muestra Purulla 2018, de Silva et al. 2022). Todas las rocas seleccionadas para la presente comparación tienen entre 69.2 y 76.8% en peso de SiO_2 , correspondiendo a riolitas y riolitas de alta sílice.

De acuerdo a Alonso et al. (1984), el límite norte de la Puna Austral está dado por el lineamiento COT, una estructura que controló el emplazamiento de numerosos cuerpos magmáticos, entre los que se incluyen los del Complejo Volcánico Chivinar, que comprende una serie de domos y criptodomas de riolitas peraluminosas del Mioceno tardío que se distinguen por su contenido en topacio (Koukharsky et al.

1991, Gioncada et al. 2014).

Hacia el sur, en la provincia de Catamarca, la Puna Austral se caracteriza por el registro de una intensa actividad eruptiva mio-pleistocena, representada por extensos cuerpos ignimbíticos y domos riolíticos, distribuidos de manera dispersa alrededor de centros eruptivos, como las ignimbritas de Archibarca y Caballo Muerto (Schnurr et al. 2002, 2007), o bien agrupados en Complejos Volcánicos como el de Antofalla (Richards et al. 2006) o Cerro Blanco (Seggiaro et al. 2000, Arnosio et al. 2005, Schnurr et al. 2007, de Silva et al. 2022).

Las ignimbritas de Archibarca y Caballo Muerto (Schnurr 2002) afloran en los alrededores del volcán Archibarca, en la provincia de Catamarca cerca del límite con la provincia de Salta. Se incluyen en la presente comparación por ser los afloramientos pliocenos (3.6 Ma, Schnurr et al. 2007 y referencias allí citadas) más cercanos al área de estudio.

El Complejo Volcánico Antofalla está centrado alrededor del volcán homónimo y corresponde a magmatismo neógeno y cuaternario emplazado sobre el lineamiento de Archibarca, al igual que el Complejo Volcánico Archibarca y la caldera de Cerro Galán. Está rodeado por siete estratoconos (Conito de Antofalla, Cerro Bayo–Cerro Onas (E), Cerro de la Aguada, Cerro Cajeros, Cerro Lila, Cerro Patos, y Cerro Onas (W) y un domo riolítico denominado Cerro de la Botijuela, el cuál consta de vidrio riolítico afírico con feldespatos dispersos y cristales de biotita, así como granate, monacita y pirocloro como accesorios (Richards et al. 2006). En el área de Quebrada de las Cuevas, al sureste del Cerro Bayo, aflora una ignimbrita de edad pleistocena y que se caracteriza por porciones de obsidiana afírica soldada (Richards et al. 2006).

El Complejo Volcánico Cerro Blanco consta de dos ciclos eruptivos, formados esencialmente por ignimbritas, depósitos de caída no consolidados, depósitos de bloques y ceniza y domos de lava ácidos (Montero López et al. 2010, Báez et al. 2015, 2017, de Silva et al. 2022). La estratigrafía proximal y media consiste en dos grandes unidades ignimbíticas separadas por una discordancia que representa un período de quietud entre dos erupciones (Báez et al. 2015), en tanto que el segundo ciclo se compone de depósitos explosivos y efusivos vinculados a la caldera Cerro Blanco (Montero López et al. 2010). El cierre del segundo ciclo eruptivo está dado por domos de edad holocena, los cuales poseen escasos fenocristales de plagioclasa, biotita y feldespatos potásicos inmersos en vidrio volcánico (Montero López et al. 2010).

Hacia el pleistoceno, en las vecindades de Cerro Blanco, se originaron otros centros eruptivos, como el de Cueros de Purulla, con desarrollo de domos y pequeños volúmenes de ignimbritas riolíticas (e.g. Berteá et al. 2021, de Silva et al. 2022).

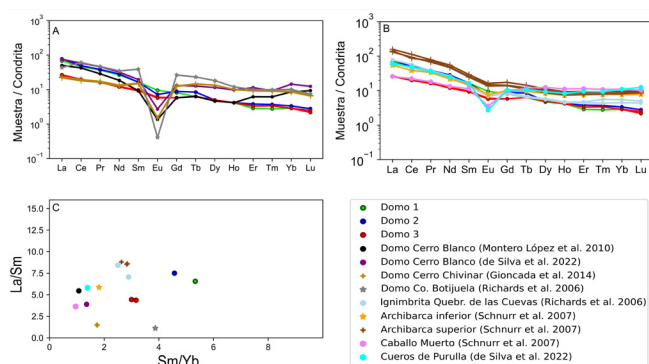


Figura 9. A) Diagrama de tierras raras normalizado a Boynton (1984) de los domos estudiados con otros domos seleccionados. B) Diagrama de tierras raras normalizado a Boynton (1984) de los domos estudiados con ignimbritas seleccionadas C) Diagrama La/Sm vs. Sm/Yb para los domos aquí estudiados y todos los afloramientos seleccionados para comparar.

Respecto a los domos (Fig. 9A), puede observarse que los que integran la Formación Cerrito Blanco de Arizaro presentan mayores pendientes de tierras raras, con relaciones $La/Yb_{(N)}$ de entre 6 y 15.5, mientras que los domos de cerros Blanco, Chivinar y Botijuela no superan el valor de 4 para dicha relación y presentan un mayor enriquecimiento en tierras raras pesadas. Las muestras del Cerro Chivinar son las menos enriquecidas en LREE, junto al Domo 3. Finalmente, los domos objeto de estudio de este trabajo presentan anomalías negativas en Eu marcadamente menores que las de los domos considerados en la comparación (valores de Eu/Eu^* de hasta 0.18 para los domos seleccionados, siendo menor a 0.1 en el caso del domo de Cerro Botijuela).

Para el caso de las ignimbritas (Fig. 9B) se observan diseños para las tierras raras que presentan pendientes variables entre sí. Las muestras de Quebrada de las cuevas (Cerro Bayo) y Archibarca superior presentan valores de $La/Yb_{(N)}$ menores a los domos 1 y 2 pero mayores al Domo 3 (valores entre 9.3 y 11.1), mientras que las correspondientes a Archibarca inferior, Caballo Muerto y Cueros de Purulla exhiben pendientes menores, incluso, que la observada para el Domo 3 (entre 1.5 y 4.8). Los rangos para las anomalías de Eu son más comparables (valores de Eu/Eu^* entre 0.62 y 0.78), a excepción de la ignimbrita de Caballo Muerto y la de Cueros de Purulla, con valores menores a 0.35, que presentan anomalías marcadas.

Finalmente, al analizar las relaciones Sm/Yb en la figura 9C, resaltan los altos valores para los domos 1 y 2 respecto a las demás rocas mencionadas. El domo del Cerro Botijuela y las ignimbritas de Quebrada de las Cuevas y Archibarca superior presentan valores en un rango similar al Domo 3. Las restantes presentan relaciones más bajas, compatibles con fraccionamiento de fases minerales a bajas presiones.

Se concluye que los domos de la Formación Cerrito Blanco de Arizaro se caracterizan, en relación a otros afloramientos riolíticos de características similares, por sus leves anomalías negativas en Eu, compatibles con un bajo fraccionamiento de plagioclasa y moderadas relaciones Sm/Yb , compatibles con presiones de estacionamiento de fundido intermedias en el espectro cortical.

CONCLUSIONES

Los domos de la Formación Cerrito Blanco de Arizaro son una expresión del volcanismo monogenético riolítico en la Puna Austral. Los domos 2 y 3 están conformados por dos litofacies, una coherente y una brechosa, en tanto que el Domo 1 solo exhibe una litofacies coherente.

Las rocas de los domos se componen modalmente de plagioclasa, cuarzo, biotita y minerales opacos, y de una estructura vesicular, evidenciada en las facies coherentes, que señala una foliación por flujo debido a cizalla en un fundido de alta viscosidad bajo un régimen de flujo laminar. Esta estructura sugiere un volcanismo efusivo con baja presión de volátiles, que pudo haber ocurrido en condiciones de enfriamiento rápido. La litofacies brechosa sugiere un enfriamiento por debajo de la temperatura de transición del vidrio, provocando una deformación de tipo frágil aplicada a lavas con bajas tasas de cristalización.

Químicamente, los domos consisten en riolitas calcoalcalinas de alta sílice, con afinidad de arco atenuada por componentes de intraplaca. Al ser muy evolucionados, muestran bajos enriquecimientos en elementos incompatibles, sugiriendo su incorporación en las fases minerales residuales como piroxeno, hornblenda y minerales accesorios. La comparación entre estos domos con otros afloramientos riolíticos de la Puna Austral permiten caracterizarlos por su leve anomalía negativa en Eu, compatible con una baja tasa de fraccionamiento de plagioclasa, y por las presiones moderadas de estacionamiento de los fundidos en la corteza. Las características geoquímicas de los domos estudiados sugieren una génesis con una preponderancia de procesos de cristalización fraccionada.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se desarrolló en el marco del Trabajo Final de Licenciatura de H. Rosenfeld. Corresponde a la contribución R-503 del Instituto de Estudios Andinos "Don Pablo Groeber". Agradecemos a las doctoras Nora Rubinstein y Margarita Do Campo por su colaboración en el reconocimiento de la paragénesis hidrotermal. Finalmente, agradecemos a los revisores de la Revista de la Asociación Geológica Argentina por sus comentarios y sugerencias que contribuyeron a mejorar este trabajo.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Allmendinger, R.W., Jordan, T.E., Kay, S.M., e Isacks, B.L. 1997. The evolution of the Altiplano-Puna of the Central Andes. *Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences* 25: 139–174.
- Alonso R., Viramonte J., Gutiérrez R. 1984. Puna Austral – Bases para el subprovincialismo geológico de la Puna Argentina. IX Congreso Geológico Argentino. *Actas* 1: 43-63, Bariloche.
- Arnosio, M., Becchio, R., Viramonte, J.G., Groppelli, G., Norini G., y Cozzato, C. 2005. Geología del Complejo Volcánico Cerro Blanco (26°

- 45° LS- 67° 45' LO), Puna Austral. 16° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 851-858, La Plata.
- Bachmann, O. y Bergantz, G. 2008. Rhyolites and their Source Mushes across Tectonic Settings. *Journal of Petrology* 49(12): 2277-2285.
- Báez, W., Arnosio, M., Chiodi, A., Ortiz-Yañes, A., Viramonte, J.G., Bustos, E., Giordano, G., y López, J.F. 2015. Estratigrafía y evolución del Complejo Volcánico Cerro Blanco. Puna Austral, Argentina. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 32: 29-49.
- Baez, W., Arnosio, M., Chiodi, A., Ortiz, A., Viramonte, J., Bustos, E., Giordano, G. y López, J.F. 2015. Stratigraphy and evolution of the Cerro Blanco Volcanic Complex, Puna Austral, Argentina. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*. 32. 28-49.
- Báez, W.A., Chiodi, A., Bustos, E., Arnosio, M., Viramonte, J.G., Giordano, G., y Alfaro Ortega, B. 2017. Mecanismos de emplazamiento y destrucción de los domos lávicos asociados a la caldera del Cerro Blanco, Puna Austral. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 74(2): 223-238.
- Bemis, K.G., Ferencz, M. 2017. Morphometric analysis of scoria cones: The potential for inferring process from shape. *Geological Society Special Publication*. Geological Society of London 1 ed.: 61-100.
- Bertea, E., Báez, W., Bustos, E., Filipovich, R., Bardelli, L., Arnosio, J., Villagrán, C.A., Sommer, C. A., Alfaro Ortega, B.B. y Chiodi, A. 2021. Historia eruptiva del volcán Cueros de Purulla, Puna Austral; Instituto de Bio y Geociencias del NOA; Temas de Biología y Geología del NOA; 11; 2; 8-2021; 10-18.
- Bonnichsen B. y Kauffman, D.F. 1987. Physical features of rhyolite lava flows in the Snake River Plain volcanic province, southwestern Idaho, En: Fink, J.H. (ed.), *The Emplacement of Silicic Domes and Lava Flows*. Geological Society of America Special Paper 212: 119-145.
- Boynton, W.V. 1984. Geochemistry of Rare Earth Elements: Meteorite Studies. En: Henderson, P. (ed.), *Rare Earth Element Geochemistry*: 63-114. Nueva York.
- Bullock, L. A., Gertisser, R. y O'Driscoll, B. 2018. Emplacement of the Rocche Rosse rhyolite lava flow (Lipari, Aeolian Islands). *Bulletin of Volcanology* 80(5): 48.
- Cassidy, M., Manga, M., y Cashman, K. y Bachmann, O. 2018. Controls on explosive-effusive volcanic eruption styles. *Nature Communications* 9(1): 2839.
- Coira, B., Kay, S. M., y Viramonte, J. 1993. Upper Cenozoic Magmatic Evolution of the Argentine Puna -A model for changing subduction geometry. *International Geology Review* 35(8): 677-720.
- de la Hoz, G.M., Martínez, V.R. y Vedia, J.L. 2013. El litio: desde los salares de la Puna a nuestros celulares. Instituto de Bio y Geociencias del NOA. Temas de Biología y Geología del NOA 3, 3: 58-67.
- de Silva, S. 1989. Altiplano-Puna volcanic complex of the Central Andes. *Geology* 17: 1102-1106.
- de Silva, S., Roberege, J., Bardelli, L., Baez, W.A., Ortiz Yañez, A., Viramonte, J., Arnosio, J. y Becchio, R. 2022. Magmatic evolution and architecture of an arc-related, rhyolitic caldera complex: The late Pleistocene to Holocene Cerro Blanco volcanic complex, southern Puna, Argentina. *Geological Society of America, Geosphere* 18, 2:394-423.
- Degruyter, W., Bachmann, O., Burgisser, A., y Manga, M. 2012. The effects of outgassing on the transition between effusive and explosive silicic eruptions: *Earth and Planetary Science Letters* 349-350: 161-170.
- Dingwell, D.B., y Webb, S.L. 1989. Structural relaxation in silicate melts and non-Newtonian melt rheology in igneous processes. *Physics and Chemistry of Minerals* 16: 508-516.
- Dollase, W. A., Cliff, R. A. y Wetherill, G. W. 1971. Note on tridymite in rock 12021. *Lunar and Planetary Science Conference Proceedings* 2: 141.
- Drew, S.T., Ducea, M.N., y Schoenbohm, L.M. 2009. Mafic volcanism on the Puna Plateau, NW Argentina: Implications for the lithospheric composition and evolution with an emphasis on lithospheric foundering. *Lithosphere* 1: 305-318.
- Filipovich, R.E., Baez, W.A., Bustos, E., Villagrán, C., Chiodi, A.L. y Viramonte, J. 2019. Estilos eruptivos asociados al volcanismo monogenético máfico de la región de Pasto Ventura, Puna Austral, Argentina. *Servicio Nacional de Geología y Minería. Andean Geology* 46, 2: 300-335.
- Fink, J. y Anderson, S.W. 2000. Lava domes and Coulees. En Sigurdsson, H., Houghton, B., Rymer, H., Stix, J. y McNutt, S. (eds.), *Encyclopedia of Volcanoes*: 307-320.
- Fink, J. y Griffiths, R. 1998. Morphology, eruption rates, and rheology of lava domes: Insights from laboratory models. *Journal of Geophysical Research* 103: 527-545.
- Fink, J.H., Malin, M.C., y Anderson, S.W. 1990. Intrusive and extrusive growth of the Mount St. Helens lava dome. *Nature* 348: 435-437.
- Fink, J.H., Anderson, S.W., y Manley, C.R. 1992. Textural constraints on effusive silicic volcanism: beyond the permeable foam model. *Journal of Geophysical Research*. 97 (B6): 9073-9083.
- Folkes, C. B., Wright, H., Cas, R.A.F, de Silva, S.L., Lesti, C. y Viramonte, J. 2011. A re-appraisal of the stratigraphy and volcanology of the Cerro Galán volcanic system, NW Argentina; Springer Verlag Berlín; *Bulletin Of Volcanology* 73, 10: 1427-1454.
- Galliski, M., Arias, J. E., Coira, B., y Fuertes, A. 1987. Reconocimiento geotérmico del área de Socompa, Provincia de Salta, República Argentina. Instituto de Geología y Minería, Universidad Nacional de Jujuy 7: 37-53.
- Gioncada, A., Orlandi, P., Vezzoli, L., Omarini, R.H., Mazzuoli, R., Lopez-Azarevich, V., Sureda, R., Azarevich, M., Acocella, V. y Ruch, J. 2014. Topaz magmatic crystallization in rhyolites of the Central Andes (Chivinar volcanic complex, NW Argentina): Constraints from texture, mineralogy and rock chemistry. *Lithos* 184-187: 62 - 73.
- Gonnermann, H. M. y Manga, M. 2003. Explosive volcanism may not be an inevitable consequence of magma fragmentation. *Nature* 426: 432-435.
- Gonnermann, H. M. y Manga, M. 2005. Flow banding in obsidian: A record of evolving textural heterogeneity during magma deformation.

- Earth and Planetary Science Letters 236: 135-147.
- Gorton, M.P., y Schandl, E.S. 2000. From continents to island arcs: A geochemical index of tectonic setting for arc-related and within-plate felsic to intermediate volcanic rocks. *Canadian Mineralogist* 38: 1065-1073.
- Grosse, P., Guzmán, S. y Petrinovic, I. 2017. Volcanes compuestos cenozoicos del noroeste argentino. In *Ciencias de la Tierra y Recursos Naturales del NOA* (Muruaga, C.; Grosse, P.; editores). Congreso Geológico Argentino 20, Asociación Geológica Argentina, Relatorio: 484-517. San Miguel de Tucumán.
- Grosse, P. y Guzman, S.R. 2018. Volcanismo. En: *La Puna argentina: naturaleza y cultura*. 1era ed. Serie Conservación Naturaleza N°24. Fundación Miguel Lillo, 24: 32-51, Tucumán.
- Guzmán, S., Grosse, P., Martí, J., Petrinovic, I. y Seggiaro, R. 2017. Calderas cenozoicas argentinas de la zona volcánica central de los Andes – procesos eruptivos y dinámica: una revisión. En: Muruaga, C.M. y Grosse, P. (Eds.), *Ciencias de la Tierra y Recursos Naturales del NOA*. Relatorio del XX Congreso Geológico Argentino: 518-547. San Miguel de Tucumán.
- Haag, M., Báez, W.A., Sommer, C.A., Arnosio, J.M. y Filipovich, R.E. 2019. Geomorphology and spatial distribution of monogenetic volcanoes in the southern Puna Plateau (NW Argentina). *Geomorphology* 342: 196-209.
- Hastie, A., Kerr, A., Pearce, J., y Mitchell, S. 2007. Classification of Altered Volcanic Island Arc Rocks using Immobile Trace Elements: Development of the Th-Co Discrimination Diagram. *Journal of Petrology* 48: 2341-2357.
- Heap, M. J., Russell, J. K., y Kennedy, L. A. 2016. Mechanical behavior of dacite from Mount St. Helens (USA): A link between porosity and lava dome extrusion mechanism (dome or spine)? *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 328: 159-177.
- Joseph, D. 1998. Cavitation and the state of stress in a flowing liquid. CAV 2001. 4° International Symposium on Cavitation: 1-13, Pasadena.
- Kay, R.W., y Kay, S.M. 1993. Delamination and delamination magmatism. *Tectonophysics* 219: 177-189.
- Kay, S.M., y Coira, B.L. 2009. Shallowing and steepening subduction zones, continental lithospheric loss, magmatism, and crustal flow under the central Andean Altiplano-Puna Plateau. En: Kay, S.M., Ramos, V.A. y Dickinson, W.R. (eds.), *Backbone of the Americas: Shallow Subduction, Plateau Uplift, and Ridge and Terrane Collision*: Geological Society of America Memoir 204: 229-259.
- Kay, S. y Mpodozis, C. 2001. Central Andean Ore Deposits Linked to Evolving Shallow Subduction Systems and Thickening Crust. *Geological Society of America Today* 11.
- Kay, S. M. y Mpodozis, C. 2002. Magmatism as a probe to the Neogene shallowing of the Nazca plate beneath the modern Chilean at-slab. *Journal of South American Earth Sciences* 15: 39-57.
- Kay, S.M., Mpodozis, C., Ramos, V. y Munizaga, F. 1991. Magma source variations for mid-late Tertiary magmatic rocks associated with a shallowing subduction zone and a thickening crust in the central Andes (28° to 33°S). En Harmon, R. y Rapela, C.W. (eds.) *Andean Magmatism and its Tectonic Setting*. Geological Society of America Special Paper: 113 - 137. Boulder.
- Kay, S.M., Coira, B., Caffè, P.J., y 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: 81-111.
- Koukharsky, M. 1969. Informe preliminar sobre la estratigrafía de la Hoja 6a Socompa, Provincia de Salta. Instituto Nacional de Geología y Minería, 22p., (inédito). Buenos Aires.
- Koukharsky, M. 1988. Geología de la Puna en la región que media entre el cerro Socompa y el cerro Tul Tul, provincia de Salta. Tesis doctoral, Universidad de Buenos Aires (inédita), 87 p., Buenos Aires.
- Koukharsky, M. y Etcheverría, M. 1997. Geología del Volcán Aracar, sur de los Andes Centrales (24°19'00"S, 67°49'20"O). Argentina. VIII Congreso Geológico Chileno, Actas II: 1324-1328.
- Koukharsky, M., Poma, S. y Morello, O. 1991. Eruptividad peraluminosa de la Puna Argentina: Las riolitas con topacio del cerro Chivinar, Argentina. 6° Congreso Geológico Chileno. Resúmenes expandidos: 286-289.
- Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., y Zanettin, B. 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram: *Journal of Petrology* 27: 745-750.
- Le Maitre, R., Streckeisen, A., Zanettin, B., Le Bas, M., Bonin, B. y Bate-man, P. 2004. *Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms*. Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms, Cambridge University Press: 252 p. Reino Unido.
- Llambías, E.J. 2003. Geología de los Cuerpos Ígneos. Asociación Geológica Argentina. Serie B Didáctica y Complementaria N° 27: 182 p. Buenos Aires.
- Maisonnave, E.B. 2016. Petrología y evolución del volcanismo Neógeno y Cuaternario al sur de 24° LS y al Oeste de 67°30'O, Puna, Provincia de Salta, Argentina. Tesis Doctoral, Universidad de Buenos Aires (inédita), 307 p., Buenos Aires.
- Maro, G., y Caffè, P.J. 2016. Neogene monogenetic volcanism from the Northern Puna region: products and eruptive styles. *Geological Society of London, Special Publications* 446 (1): 337-359.
- Marrett, R.A., Allmendinger, R.W., Alonso, R.N., y Drake, R.E. 1994. Late Cenozoic tectonic evolution of the Puna plateau and adjacent foreland, northwestern Argentine Andes. *Journal of South American Earth Sciences* 7: 179-207.
- McPhie J., Doyle M., y Allen R.L. 1993. *Volcanic Textures: a guide to the interpretation of textures in volcanic rocks*. University of Tasmania. Centre for Ore Deposit and Exploration Studies, 196 p. Tasmania.
- Melnik, O., Barmin, A.A., y Sparks, R.S.J. 2005. Dynamics of magma flow inside volcanic conduits with bubble overpressure buildup and gas loss through permeable magma. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 143: 53-68.
- Méndez, V. 1974. Estructuras de las provincias de Salta y Jujuy a partir

- del meridiano 65°30' oeste hasta el límite con las repúblicas de Bolivia y Chile. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 29(4): 391-424.
- Mon, R., Mena, R., Marrett, R. y Hongn, F.D. 1988. Rasgos de neotectónica en la Puna Austral (República Argentina). 5° Congreso Geológico Chileno, Actas 1: A69-A83, Santiago.
- Montero-López, M.C., Hongn, F., Brod, J.A., Seggiaro, R., Marrett R., Sudo, M. 2010. 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.
- Morfulis Geipel, M.N., Baez, W.A., Retamoso, S., Bardelli, L., Filipovich, R.E y Sommer, C.A. 2020. Quantitative spatial distribution analysis of mafic monogenic volcanism in the southern Puna, Argentina: Implications for magma production rates and structural control during its ascent. Pergamon-Elsevier Science Ltd. *Journal of South American Earth Sciences* 104: 1-16.
- Pearce, J.A. 1983. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at continental margins. En: Hawkesworth, C.J. y Norry, M.J. (eds.), *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*. Shiva Geological Series. Shiva Publishy. Limited A. Church Lane Nantwich Cheshire.
- Ramos, V. 2000. Las provincias geológicas del territorio argentino. *Geología Argentina* 29: 41-96.
- Richards, J., Ullrich, T. y Kerrich, R. 2006. The Late Miocene–Quaternary Antofalla volcanic complex, southern Puna, NW Argentina: Protracted history, diverse petrology, and economic potential. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 152: 197-239.
- Riller, U., Petrinovic, I., Ramelow, J., Strecker, M. y Oncken, O. 2001. Late Cenozoic tectonism, collapse caldera and plateau formation in the central Andes. *Earth and Planetary Science Letters* 188: 299-311.
- Risse, A., Trumbull, R.B., Coira, B., Kay, S., y van den Bogaard, P. 2008. 40Ar/39Ar geochronology of mafic volcanism in the back-arc region of the southern Puna plateau, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 26(1): 1-15.
- Rosenfeld, H.G., Maisonnave, E.B. y Boedo F.L. 2023. Hallazgo de natroalunita en domo riolítico de la Formación Cerrito Blanco de Arizaro en la Puna austral, provincia de Salta. Actas 14° Congreso de Mineralogía, Petrología Ígnea y Metamórfica y Metalogénesis, 2 p., Bahía Blanca.
- Rosenfeld, H.G., Maisonnave, E.B. y Boedo F.L. 2024. El volcanismo plioceno de la región del cerro Aracar y la vega de Arizaro, provincia de Salta: ¿Una génesis bimodal? XXII Congreso Geológico Argentino: 486-487. San Luis.
- Rubinstein, N. 1997. Estudio de las alteraciones hidrotermales de la zona de Taca Taca, provincia de Salta, Argentina. Actas 8° Congreso Geológico Chileno, Actas 2: 1139-1143. Antofagasta.
- Schnurr, W., 2002. On the geochemistry and genesis of Neogene and Quaternary felsic volcanic rocks in the southern Central Andes (25°-27°S und 67°-69°W). *Berliner Geowissenschaftliche Abhandlungen* 211. Selbstverlag Fachbereich Geowissenschaften, Freie Universität Berlin: 152 pp. Berlin.(in German).
- Schnurr, W., Trumbull, R.B., Clavero, J., Hahne, L., Siebel, W. y Gardeweg, M. 2007. Twenty-five million years of silicic volcanism in the southern central volcanic zone of the Andes: Geochemistry and magma genesis of ignimbrites from 25 to 27 °S, 67 to 72 °W. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 166, 1: 17 - 46.
- Sherrod, D.R., Scott, W.E., y Stauffer, P.H. 2008. A volcano rekindled; the renewed eruption of Mount St. Helens, 2004-2006: U.S. Geological Survey Professional 1750: 856.
- Seggiaro, R.E. 1994. Petrología, geoquímica y mecanismos de erupción del Complejo volcánico Coranzuli. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de Salta (inédita), 137 p., Salta.
- Seggiaro, R. 1999. Hoja Geológica 2769-II Paso de San Francisco, provincia de Catamarca. Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 294: 1-68, Buenos Aires.
- Shelley, D. 1993. Igneous and Metamorphic Rocks under the microscope. Chapman y Hall 445 p. Londres.
- Sparks, R.S.J., Francis, P.W., Hamer, R.D., Pankhurst, R.J., O'Callaghan, L.O., Thorpe, R.S., y Page, R. 1985. Ignimbrites of the Cerro Galán caldera, NW Argentina. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 24(3-4): 0-248.
- Stasiuk, M., Barclay, J., Carroll, M., Jaupart, C., Ratté, J., Sparks, S., y Tait, S. 1996. Degassing during magma ascent in the Mule Creek vent (USA). *Bulletin of Volcanology* 58: 117-130.
- Sun, W., y McDonough, W., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. En: Saunders, A.D., y Norry, M.J. (eds.), *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society Special Publications 42: 313-345.
- Toramaru, A. 1995. Numerical study of nucleation and growth of bubbles in viscous magmas. *Journal of Geophysical Research* 100(B2): 1913-1931.
- Valentine, G.A. y Connor, C.B. 2015. Basaltic Volcanic Fields. En: Sigurdsson, H. (Ed.) *The Encyclopedia of Volcanoes* (segunda edición). Academic Press: 423 - 439.
- Vance, J.A. 1969. On synneusis. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 24: 7-29.
- Westrich, H.R., Stockman, H.W., y Eichelberger, J.C. 1988. Degassing of rhyolitic magma during ascent and emplacement, *Journal of Geophysical Research* 93(B6): 6503-6511.
- Winchester, J.A., y Floyd, P.A. 1977. Geochemical Discrimination of Different Magma Series and Their Differentiation Product Using Immobile Elements. *Chemical Geology* 20: 325-343.
- Wortel, M.R.J. y Cloetingh, S. 1981. On the origin of the Cocos-Nazca spreading center. *Geology* 9: 425-430.
- Yáñez, G., Ranero, C., von Huene, R., y Díaz, J. 2001. Magnetic anomaly interpretation across the southern Central Andes (32°-33.5°S): the role of the Juan Fernández ridge in the late Tertiary evolution of the margin. *Journal of Geophysical Research* 106: 6325-6345.
- Zappettini, E., y Blasco, G. 2001. Hoja Geológica 2569-II Socompa, provincia de Salta. Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 260:

1-68, Buenos Aires.

Zorn, E. U., Rowe, M. C., Cronin, S. J., Ryan, A. G., Kennedy, L. A., y Russell, J. K. 2018. Influence of porosity and groundmass crystallinity on dome rock strength: a case study from Mt. Taranaki, New Zealand. *Bulletin of Volcanology*: 80-35.