



# Petrografía y geoquímica de la Basanita El Retamo: nueva evidencia del magmatismo triásico en la sierra de Valle Fértil, provincia de San Juan

**María Gimena LÓPEZ<sup>1</sup>, Brígida CASTRO de MACHUCA<sup>1,2</sup>, Daniel FLORES<sup>1</sup>, Carolina Inés MALISIA<sup>3</sup>, María Gabriela FUENTES<sup>1</sup> y Vicente MULET<sup>1,2</sup>**

<sup>1</sup> Centro de Investigaciones de la Geósfera y Biósfera (CIGEOBIO), CONICET-UNSJ.

<sup>2</sup> Instituto de Geología Dr. Emiliano Aparicio (INGEO), Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de San Juan.

<sup>3</sup> Secretaría de Energía e Hidrocarburo, Tierra del Fuego AIAS.

Email: gime\_lopez@yahoo.com.ar

Recibido: 4 de septiembre, 2019

Aceptado: 11 de diciembre, 2019

Editor: Pablo Caffè

## RESUMEN

La Basanita El Retamo, localizada en el sector norte de la sierra de Valle Fértil, corresponde a una nueva evidencia del vulcanismo alcalino de edad triásica para esta región. Es interpretada como el remanente de una colada lávica que suprayace al basamento cristalino del Complejo Valle Fértil, topográficamente elevada por la tectónica Andina. Tiene textura afírica a microporfírica, con feno- y microfenocristales de olivino, clinopiroxeno, escasa plagioclasa y ocasional nefelina, inmersos en una pasta traquítica de similar composición mineral. Las diferentes fases minerales muestran texturas de desequilibrio relacionadas con un ascenso rápido y/o a un rápido crecimiento cristalino. Presenta xenocristales de cuarzo y plagioclasa, además de xenolitos de rocas del basamento y enclaves máficos de origen indeterminado. Químicamente se clasifica la roca como una basanita o un basalto alcalino, con una composición normativa de Ne, Ol y Di. Los patrones de elementos traza, incluidas las REE, evidencian ausencia de anomalía negativa de Nb y Ta y una similitud con los basaltos tipo OIB, y un origen en el manto astenosférico. La pendiente negativa entre las tierras raras identificada en los diagramas normalizados al condrito, y relaciones calculadas entre elementos traza (por ejemplo  $(La/Yb)_N = 13.7-16.5$ ,  $(Tb/Yb)_N > 2$ ,  $(Gd/Yb)_N > 2.5$ ,  $Ba/Nb \approx 12$ ), sugieren presencia de granate residual en la fuente y escasa a nula participación de contaminación cortical. Este nuevo afloramiento, es hasta el momento, el menos diferenciado que se vincula petrográfica, química, temporal y espacialmente a la *suite* volcánica alcalina de edad triásica descrita en la sierra de Valle Fértil.

**Palabras clave:** *magmatismo intraplaca, OIB, cristalización fraccionada, Triásico, Sierras Pampeanas Occidentales.*

## ABSTRACT

*Petrography and geochemistry of the El Retamo basanite: new evidence of Triassic magmatism in Sierra de Valle Fértil, province of San Juan.*

The El Retamo Basanite, located in the northern sector of Sierra de Valle Fértil, is a new evidence of alkaline volcanism related to the Triassic for this region. It is interpreted as the remnant of a lava flow overlying the crystalline basement of the Valle Fértil Complex, topographically elevated by the Andean tectonics. It has an almost aphyric to microporphyrict texture with pheno- and microphenocrysts of olivine, clinopyroxene, minor plagioclase and occasional nepheline set in a trachytic groundmass of similar composition. The different mineral phases show disequilibrium textures related to rapid ascent and/or rapid crystal growth. The rock includes quartz and plagioclase xenocrysts, xenoliths of basement rocks and small mafic enclaves of undetermined origin. Chemically, the rock is classified as basanite or alkaline basalt with normative Ne, Ol and Di. The trace element, including REEs, patterns indicate absence of negative Nb and Ta anomalies similar to OIB-type basalts of an asthenospheric mantle origin. The negative slope between REEs

in chondrite-normalized diagrams as well as calculated ratios between trace elements (for example:  $(La/Yb)_N = 13.7-16.5$ ,  $(Tb/Yb)_N > 2$ ,  $(Gd/Yb)_N > 2.5$ ,  $Ba/Nb \approx 12$ ), suggest the presence of residual garnet at the source and little or no crustal contamination. This new outcrop is, so far, the least differentiated in the Triassic alkaline volcanic suite described in the Sierra de Valle Fértil.

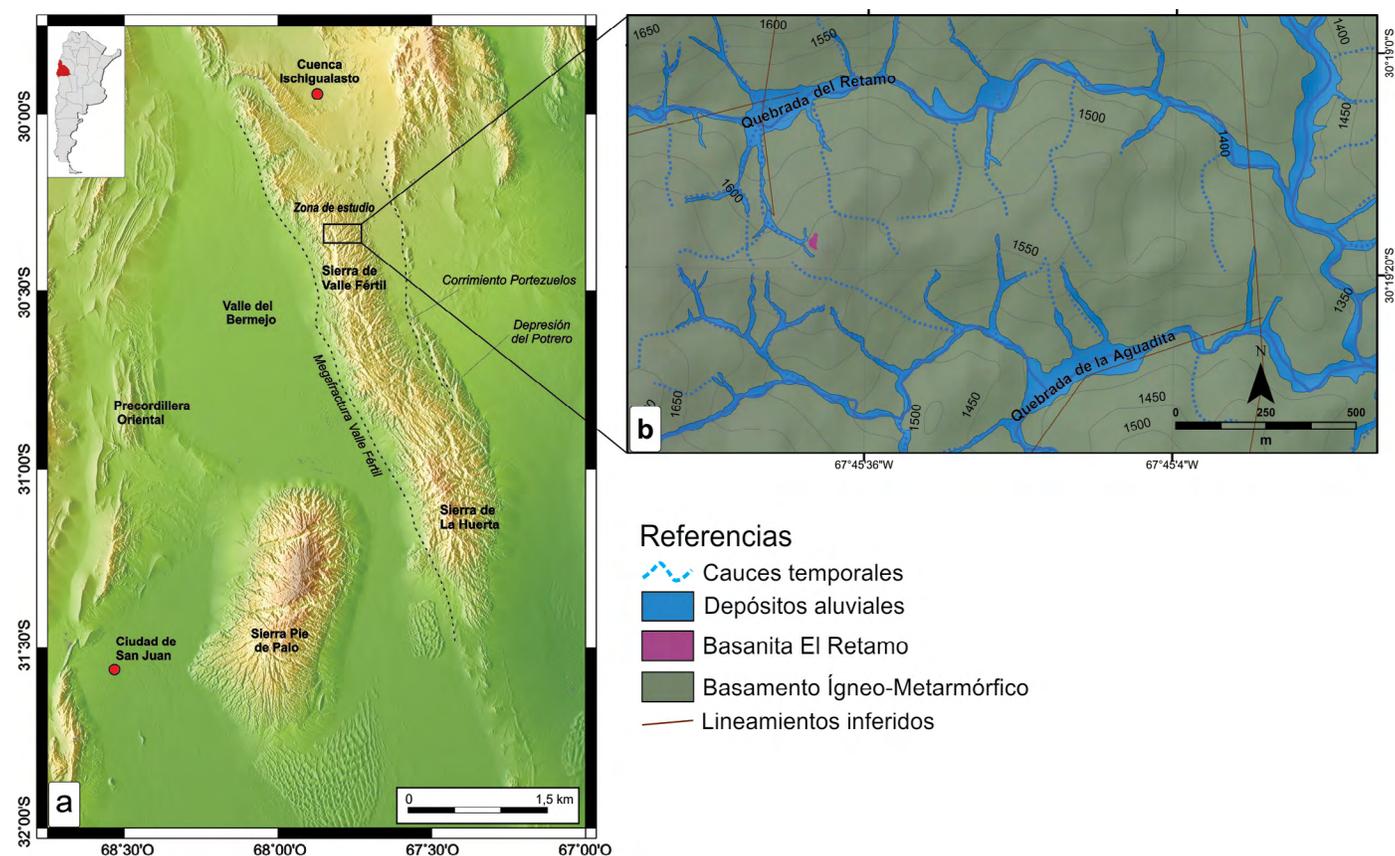
**Keywords:** within-plate magmatism, OIB, fractional crystallization, Triassic, Western Sierras Pampeanas.

## INTRODUCCIÓN

Entre el Pérmico y el Jurásico, la actividad tectonomagmática en el oeste de Gondwana estuvo vinculada a la consolidación y desmembramiento de dicho continente y posterior formación de Sudamérica (Llambías et al. 2007). El magmatismo en el margen suroeste de Gondwana se desarrolló en un entorno tectónico que evolucionó de un arco magmático producto de la subducción del Carbonífero tardío - Pérmico (Provincia Magmática Choiyoi) al posterior magmatismo post-orogénico del Triásico Temprano (Llambías y Sato 1995, Llambías 1999). A partir del Triásico se instauró una etapa de *rift* que adelgazó la corteza (Llambías et al. 2007). De esta manera, se configuraron en el antepaís numerosos grábenes y hemigrábenes que generaron depocentros continentales

(Charrier 1979, Uliana et al. 1989), tales como las cuencas de Ischigualasto-Villa Unión (provincias de San Juan y La Rioja) o Mayares-Las Salinas-Beazley (provincias de San Juan y San Luis), entre otras. Dichos depocentros estuvieron controlados por la reactivación de debilidades corticales a lo largo de los bordes de terrenos previamente amalgamados (Ramos et al. 1986), con desarrollo de fracturas profundas (Llambías 1999, Ramos et al. 2002) que facilitaron el ascenso de magmas mantélicos a altas temperaturas (Allen y Allen 1990).

En este contexto geotectónico del Triásico, se emplazaron en la sierra de Valle Fértil (Sierras Pampeanas Occidentales, provincia de San Juan) diversas manifestaciones magmáticas, originalmente mencionadas por Mirré (1976). Este autor describió afloramientos aislados y de reducidas dimensiones de una amplia variedad de rocas volcánicas de naturaleza



**Figura 1.** Ubicación del área de estudio. a) Imagen satelital falso color realizada con GMT (*The Generic Mapping Tools*), con combinaciones de bandas RGB que abarca el área de Sierras Pampeanas Occidentales y Precordillera, las sierras de Valle Fértil-La Huerta y Pie de Palo. En el rectángulo se observa el área de estudio. Las líneas de trazo intermitentes corresponden a los lineamientos principales mencionados por Mirré (1976); b) Mapa de detalle del área de estudio con DEM Alos Palsar de 12.5 m obtenido de la página Alaska Satellite Facility ([www.asf.alaska.edu](http://www.asf.alaska.edu)).

alcalina, que intruyen o suprayacen al basamento ígneo-metamórfico del Complejo Valle Fértil (Cuerda et al. 1984). Mirré (1976) también agrupó las litologías como parte de una asociación continental no orogénica de edad triásica incierta, que según su clasificación, comprendía desde basaltos olivínicos, basaltos alcalinos, traquibasaltos, fonolitas, traquitas hasta riolitas sódicas. Asimismo, situó a las litologías máficas en el interior de la depresión del Potrero-Estancia Quiroga o sobre el borde oriental de la sierra, mientras que las litologías más diferenciadas fueron ubicadas en el interior de la sierra.

En la porción norte de la sierra y sobre el margen sur de la quebrada El Retamo, a los 30°19'17.66"S - 67°45'41.47"O (Fig. 1) y a unos de 250 m de altura sobre el nivel del cauce, se encuentra un afloramiento no mencionado previamente en la bibliografía geológica, al que se denominó Basanita El Retamo (*nov. nom.*). El objetivo del presente trabajo es dar a conocer las características petrográficas y geoquímicas de dicho afloramiento y su vinculación con las rocas coetáneas, como aporte al conocimiento de la actividad magmática acaecida en la región durante el Triásico.

## MARCO GEOLÓGICO

Las sierras de Valle Fértil-La Huerta corresponden a un bloque de basamento cristalino limitado por fallas y levantado en el borde occidental por la megafractura Valle Fértil, reactivada por la orogenia Andina (Jordan y Allmendinger 1986).

El basamento, denominado Complejo Valle Fértil (Cuerda et al. 1984), está constituido por rocas ígneas y metamórficas cuya composición abarca desde rocas ultrabásicas hasta granitos (Vujovich et al. 2007). Otamendi et al. (2009 y 2012) y Tibaldi et al. (2016) han diferenciado en el Complejo Valle Fértil cinco unidades litoestratigráficas de naturaleza ígnea y metamórfica basados en su petrografía denominadas máfica, intermedia, transicional, silícica y supracortical. Las unidades ígneas, dispuestas de oeste a este, muestran una evolución litológica progresiva desde términos básicos a ácidos. La unidad supracortical, mientras tanto, está caracterizada por gneises y migmatitas que se distribuyen como reducidos afloramientos intercalados entre las unidades ígneas (Tibaldi et al. 2016). Numerosas edades radimétricas confirman que el pico del metamorfismo se alcanzó en el Ordovícico medio ( $\approx 470$  Ma), durante la orogenia Famatiniana (Ducea et al. 2010, Cristofolini et al. 2010 y 2012).

Limarino et al. (2008) sugirieron, a partir de un registro geocronológico relativo limitado, que el área habría estado sujeta a largos periodos de erosión, durante un lapso incierto entre el

Mesozoico y el Paleógeno. Durante el Neógeno, la colisión de la dorsal Juan Fernández generó una disminución del ángulo de subducción de la placa de Nazca (Bense et al. 2013), lo que promovió un régimen compresivo y la consecuente exhumación y elevación de cadenas montañosas (por ejemplo Dávila y Carter 2013). Como consecuencia de la orogenia Andina, se reactivaron e invirtieron las principales discontinuidades corticales del Proterozoico tardío-Paleozoico temprano y fallas extensionales del Mesozoico (Bense et al. 2013).

Trabajos recientes de Bense et al. (2013) y Ortíz et al. (2015), en los cuales se aplicó el método de termocronología de baja temperatura en apatito y zircón, revelan una historia de exhumación compleja para la sierra de Valle Fértil. Las edades obtenidas en muestras de la sierra evidencian edades progresivamente más jóvenes de norte a sur, que varían desde el Carbonífero temprano al Triásico temprano (Bense et al. 2013). Desde el Jurásico al Cretácico Tardío la tasa de exhumación fue menor, relacionada con las bajas tasas de erosión durante un período de tranquilidad tectónica. Fosdick et al. (2015) estimaron que el último periodo de exhumación para la sierra de Valle Fértil fue en el Mioceno-Plioceno ( $5.8 \pm 0.8$  Ma y  $3.8 \pm 0.5$  Ma), en tanto Ortíz et al. (2015), sugirieron una edad pliocena ( $\approx 5$  Ma), relacionada con la migración de la deformación durante la horizontalización de la placa de Nazca por debajo de la placa Sudamericana.

## METODOLOGÍA

El relevamiento geológico y muestreo de la Basanita El Retamo se llevó a cabo durante dos campañas a terreno. Para el estudio petrográfico se confeccionaron quince secciones delgadas que fueron analizadas con microscopio de polarización. En función del análisis microscópico, se seleccionaron cinco muestras para análisis geoquímico de roca total que fueron enviadas a los laboratorios ALS Chemex (Perú). Los óxidos mayoritarios y minoritarios se determinaron mediante el método de Espectrometría de Emisión Atómica con Plasma Acoplado Inductivamente (ICP-AES); mientras que para los elementos trazas y tierras raras (REE) se utilizó el método de Espectrometría de Masas con Plasma Acoplado Inductivamente (ICP-MS). La precisión analítica fue de 0.01 % para  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , CaO,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , MgO y  $\text{SiO}_2$ , 0.001 % para BaO,  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ , MnO,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$  y SrO. Para los elementos traza y REE, la precisión del análisis fue 5 ppm (V), 2 ppm (Mo, Zr), 1 ppm (W), 0.5 ppm (Ba, Ce, Co, La, Tl, Y), 0.2 ppm (Hf, Nb, Rb), 0.1 ppm (Ga, Nd, Sr, Ta), 0.05 ppm (Dy, Gd, Th, U), 0.03 ppm (Er, Eu, Pr, Sm, Yb) y 0.01 ppm (Cs, Ho, Lu, Tb, Tm). El procesa-

miento de los datos geoquímicos fue con el programa Iqpet 2014, mientras que las normas CIPW se realizaron con las planillas de cálculo de Hollocher (2004), con la proporción de  $Fe_2O_3/FeO = 0.15$  según Brooks (1976).

## RELACIONES DE CAMPO

La Basanita El Retamo (Fig. 1b) consiste en un único afloramiento fuertemente diaclasado y vegetado, que suprayace al basamento cristalino en un sector topográficamente elevado (Fig. 2a). Abarca un área de 590 m<sup>2</sup> y tiene ≈ 8 m de espesor expuesto y es interpretado como el remanente de una colada lávica de carácter macizo.

La roca subyacente corresponde a un granitoide meteorizado y alterado. El contacto entre ambas litologías se encuentra cubierto por material de derrubio procedente de la roca volcánica.

La basanita presenta color gris oscuro y textura afírica a levemente porfírica por sectores. En la sección inferior de la colada se observan escasas líneas de flujo resaltadas por la meteorización. Son frecuentes los xenolitos pertenecientes a rocas del basamento de hasta 4 cm, con morfología irregular y sin rasgos de interacción con la roca hospedante. También se identificaron xenocristales de plagioclasa de hasta 2 cm (Fig. 2b) y enclaves máficos de hasta 5 cm de diámetro sin evidencias de reacción con la litología hospedante (Fig. 2c).

En la parte inferior de la colada se observan vesículas elongadas de ≈ 1 cm promedio (hasta 8 cm), mientras que hacia el sector medio y techo las vesículas son redondeadas y con tamaños <1 mm. Las primeras están rellenas por minerales de hábito fibroso y disposición radial, de colores blanco y rosado pálido pertenecientes al grupo de las zeolitas. En el contacto entre las amígdalas y la basanita se desarrolla un halo de alteración de hasta 1 cm de espesor (Fig. 2d).



**Figura 2.** a) Basanita El Retamo. Se aprecia la posición topográficamente elevada, el diaclasamiento y la abundante vegetación; b) Xenocristales de plagioclasa (<2 cm); c) Enclave máfico subredondeado de 5 cm; d) Cavidad rellena con mineral fibroso de color blanco del grupo de las zeolitas. Se destaca el halo de alteración en contacto con la basanita.

## PETROGRAFÍA

Se diferenció a la población de cristales en fenocristales (0.8-1.5 mm), microfenocristales (0.2-0.6 mm) y componentes de la pasta (< 0.02 mm). La Basanita El Retamo tiene textura afírica a microporfírica, con  $\approx$  10-15 % de cristales de olivino, clinopiroxeno y escasa plagioclasa inmersos en una pasta traquítica de similar composición mineral (Fig. 3a). Todos los cristales se orientan acompañando la fluidalidad de la pasta.

El olivino es la fase máfica modal dominante, siendo abundante la fracción microfenocristal. Los fenocristales tienen morfología subhedral a euhedral, son incoloros y carecen de pleocroísmo o bien presentan pleocroísmo muy leve. Son comunes los cristales engolfados y los individuos de hábito esquelético (Fig. 3b); en algunos casos se aprecia una zonación óptica débil. Con frecuencia, los núcleos están microfracturados y alterados a agregados de filosilicatos verdes (saponita) y, más raramente, a iddingsita. Es frecuente la inclusión de pequeños minerales del grupo de las espinelas y/u opacos. Los microfenocristales de olivino son en su mayoría euhedrales y están alterados totalmente a agregados indeterminados de filosilicatos verdes a pardos (saponita).

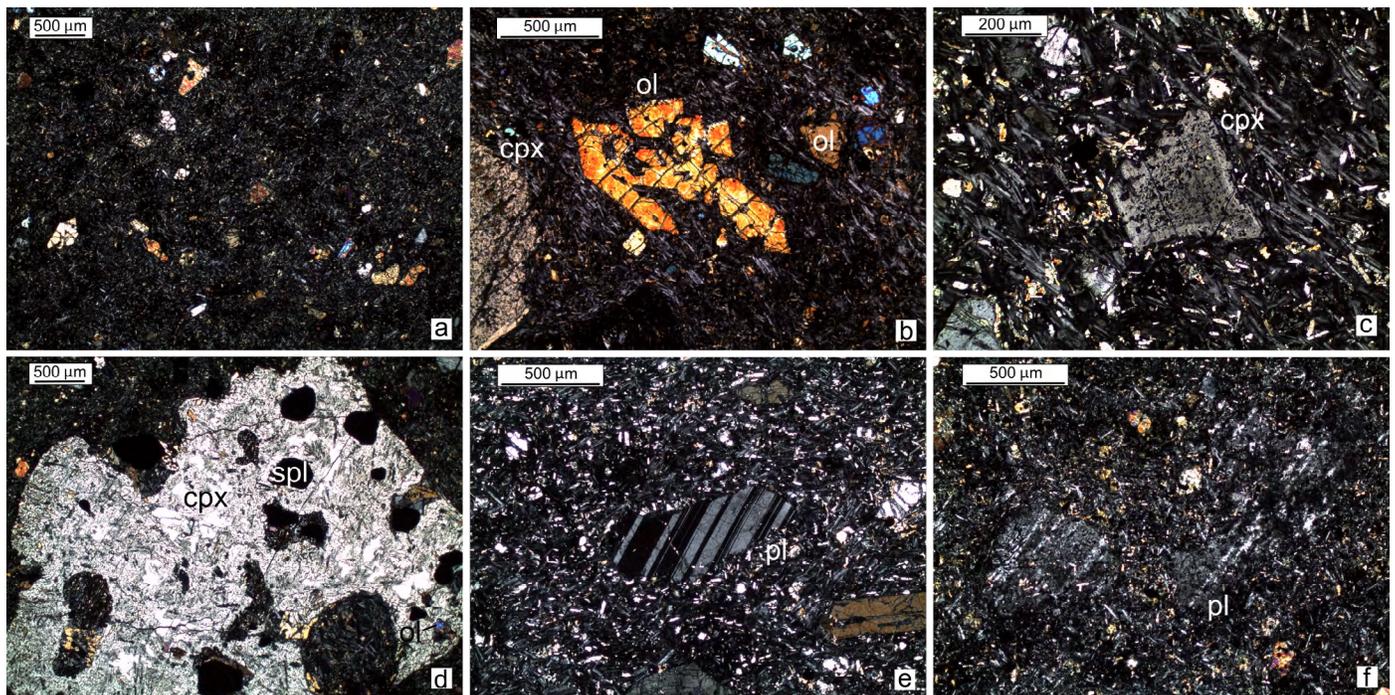
Los cristales de clinopiroxeno tienen forma anhedral y bordes engolfados. El clinopiroxeno carece de pleocroísmo o es débilmente pleocroico al amarillo verdoso y/o rosado; en raras

ocasiones presenta macla de dos individuos o polisintética. Es característica en todo el cristal, la textura cribada o esponjosa (Fig. 3c). Muchos cristales poseen zonación en algunos casos en parches o reloj de arena. Algunos fenocristales y cristales de mayor tamaño ( $\approx$  1 cm) suelen presentar núcleos límpidos y son frecuentes las inclusiones de minerales del grupo de las espinelas, opacos, olivino o material de la pasta y ocasional textura *Schiller* relictica (Fig. 3d).

La plagioclasa se encuentra sólo como microfenocristal anhedral a subhedral, zonados, y con maclado polisintético según ley de albita (Fig. 3e) o periclino. Algunos cristales de plagioclasa están reabsorbidos casi por completo lo que les otorga un hábito fantasma (*ghost texture*) (Fig. 3f). En escasa cantidad, se identificaron microfenocristales de nefelina con morfología anhedral a euhedral.

Entre los minerales accesorios se encuentran apatito, cristales anhedrales del grupo de la espinela de color pardo o verde oliva con bordes engolfados, kaersutita y perovskita. Aunque poco frecuente, se identificó analcima en contacto con los microfenocristales de nefelina y como parches intersticiales.

La pasta ( $\approx$  90 % del volumen total de la roca) tiene grano muy fino (< 0.02 mm) y textura traquítica y por sectores intersertal con vidrio fresco. Está constituida por pequeñas tablillas de plagioclasa y, en menor medida, olivino, clinopiroxeno, minerales opacos y escasa biotita. Las tablillas de plagioclasa se encuentran zonadas, con macla de Carlsbad y/o polisintética



**Figura 3.** Fotomicrograffías de la Basanita El Retamo con nicules cruzados. a) Textura microporfírica y pasta traquítica; b) Fenocristal de olivino con textura esquelética y microfracturación; c) Microfenocristal subhedral de clinopiroxeno con zonación óptica, textura cribada y bordes engolfados; d) Detalle de un fenocristal subhedral de clinopiroxeno de gran tamaño ( $\approx$ 0.8 cm) con textura cribada, bordes engolfados, inclusiones de espinelo, olivino y parches relicticos con textura tipo *Schiller*; e) Microfenocristal subhedral de plagioclasa con maclado polisintético; f) Microfenocristales anhedrales de plagioclasa con textura cribada y maclado polisintético intensamente reabsorbidos ("*ghost texture*"). Abreviaturas minerales según Whitney y Evans (2010).

según la ley de albita, ocasionalmente con textura en cola de golondrina (*swallow tail texture*). El olivino está alterado totalmente a un agregado de filosilicatos verdes (saponita) y más raramente a iddingsita. El clinopiroxeno tiene pleocroísmo suave al rosado, lo que indicaría un componente de augita titanífera.

Las vesículas ocupan  $\approx 2\%$  del volumen total de la roca y, en caso de estar rellenas, el material de relleno corresponde a calcita o minerales del grupo de las zeolitas, con hábito fibroso y colores de interferencias de primer orden.

Excepcionalmente, en la basanita se desarrolla textura ocelar. Los ocelos presentan formas subcirculares a elongadas, con tamaños de  $\approx 0.2$  mm. Tienen estructura zonal, ya que en los bordes se dispone clinopiroxeno y hacia el interior hay principalmente plagioclasa, zeolita, calcita, clinopiroxeno verde, escasa biotita, kaersutita y apatito (Fig. 4a).

### Enclaves máficos

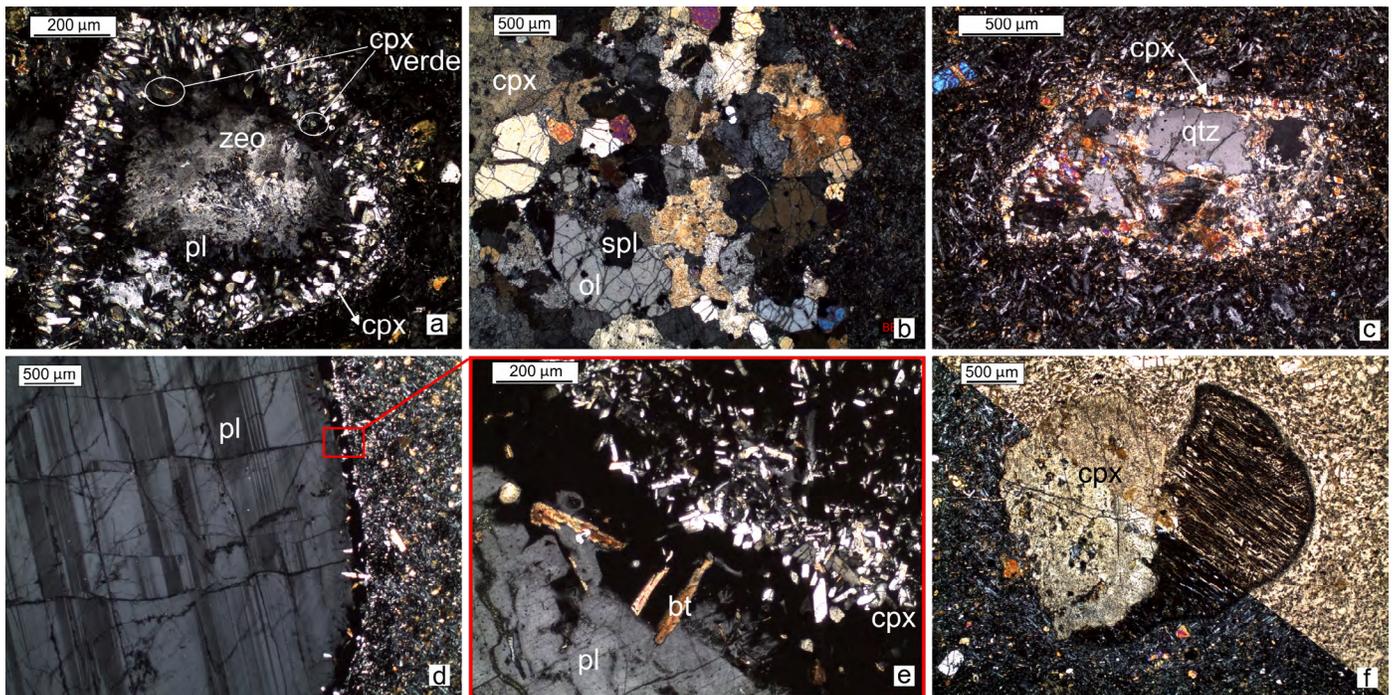
Los enclaves máficos están compuestos por cristales de clinopiroxeno, olivino y minerales del grupo de las espinelas, cuyos tamaños varían entre 0.5-2.5 mm. Tienen textura granular con bordes cribados en los contactos intergranulares (Fig. 4b). De acuerdo al análisis modal y clasificación de rocas ultramáficas según IUGS (Streckeisen 1973), los enclaves se corresponden con una clinopiroxenita olivínica.

### Xenocristales

Un rasgo característico de esta roca es la presencia de xenocristales de cuarzo y plagioclasa. Los xenocristales de cuarzo son escasos, anhedrales y de tamaños  $< 2$  mm, tienen extinción ondulante y son ricos en inclusiones fluidas. Rodeándolos se dispone un agregado fino de minerales fibrosos indeterminados y más externamente una delgada corona de reacción de clinopiroxeno acicular con disposición radial (Fig. 4c).

Los xenocristales de plagioclasa son relativamente comunes y de tamaño  $\leq 2$  cm, dimensiones que permiten distinguirlos claramente de los microfenocristales típicamente magmáticos que forman parte de la moda de la roca. Tienen forma anhedral con maclas polisintéticas de tipo deformacional (en cuña, discontinuas); algunos están seccionados por microfracturas rellenas por calcita que dislocan a los cristales y desplazan las maclas (Fig. 4d). Los xenocristales de plagioclasa están rodeados por un halo de vidrio de 0.1 a 0.7 mm de espesor con incipiente pasaje a analcima y/o palagonita y, más externamente, en contacto con la pasta por una corona discontinua de clinopiroxeno acicular de 0.05 mm de espesor (Fig. 4e).

En ocasiones se aprecia textura *Schiller* relíctica de un mineral no determinado (Fig. 4f).



**Figura 4.** Fotomicrografías de la Basanita El Retamo con niculos cruzados. a) Detalle de un ocelo compuesto por clinopiroxeno en los bordes e internamente por plagioclasa, zeolita? y piroxeno verde; b) Enclave máfico con textura granular; c) Xenocrystal de cuarzo con extinción ondulante rodeado por una corona de clinopiroxeno con disposición radial; d) Xenocrystal de plagioclasa con borde de reacción y maclado polisintético discontinuo dislocado por microfracturas; e) Detalle del rectángulo rojo de la figura 4c, donde se aprecia el borde de reacción con corona de vidrio parcialmente alterado hacia el xenocrystal y corona de clinopiroxeno en contacto con la basanita; f) Fenocrystal de clinopiroxeno cribado (izquierda) en contacto con mineral no determinado con textura relíctica tipo *Schiller*. Abreviaturas minerales según Whitney y Evans (2010).

## GEOQUÍMICA DE ROCA TOTAL

Los análisis químicos de óxidos mayoritarios se exponen en el Cuadro 1 y los de elementos traza y tierras raras en el Cuadro 2. Las rocas analizadas tienen valores de pérdida por ignición (LOI: *loss on ignition*) < 1.86 %, excepto la muestra BER con un valor de 2.4 % (Cuadro 1). Los contenidos de SiO<sub>2</sub> varían entre 46.51-47.12 %, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 15.98-16.42 %, MgO 6.34-7.03 %, Fe<sub>2</sub>O<sub>3t</sub> 10.04-10.62 %, CaO 6.84-7.78 % y TiO<sub>2</sub> 2.77-3.01 %. El número de magnesio [Mg# = (Mg / Mg + Fe), en proporción catiónica] se encuentra comprendido entre 0.55 y 0.58.

La sumatoria de los álcalis (Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O) oscila entre 6.62-7.3 %, con un valor de Na<sub>2</sub>O > 4.7 %, coincidente con la serie sódica de Middlemost (1975). La figura 5a muestra el diagrama SiO<sub>2</sub> vs. Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O de Le Maitre et al. (1989) normalizado en base anhidra, donde las muestras estudiadas se proyectan en el campo de las tefritas y basanitas, coincidiendo con rocas de naturaleza alcalina según Irvine y Baragar (1971). En el diagrama de elementos inmóviles Nb/Y vs. Zr/Ti (Pearce 1996, modificado de Winchester y Floyd 1977) las muestras se agrupan como basaltos alcalinos (Fig. 5b).

Las normas CIPW (Cuadro 3) se calcularon con las planillas de Hollocher (2004), las mismas fueron normalizadas y se utilizó la proporción de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/FeO = 0.15 según criterio de Brooks (1976). Los cálculos indican una composición normativa de Ne: 10.02-11.27%, Ol: 13.82-15.26 %, y Di: 12.45-15.47 %. En función del contenido de olivino normativo (>10

**Cuadro 1.** Análisis químicos de óxidos mayoritarios expresados en porcentaje en peso y cálculo de Mg#=(Mg/(Fe+Mg)), en proporción catiónica de la Basanita El Retamo.

	BER1	BER2	BER3	BER4	BER
SiO <sub>2</sub>	46.92	47.12	46.56	47.30	46.51
TiO <sub>2</sub>	2.91	2.88	2.93	2.77	3.01
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.10	15.98	16.04	16.42	16.02
MgO	7.38	7.31	7.13	6.34	7.32
MnO	0.15	0.16	0.15	0.15	0.16
Fe <sub>2</sub> O <sub>3t</sub>	10.52	10.48	10.49	10.04	10.62
CaO	7.55	7.60	7.27	6.84	7.78
Na <sub>2</sub> O	4.70	5.07	4.54	5.02	4.90
K <sub>2</sub> O	1.92	1.72	2.30	2.28	1.74
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.55	0.55	0.55	0.60	0.53
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.05	0.04	0.03	0.02	0.03
BaO	0.07	0.07	0.07	0.08	0.05
SrO	0.10	0.10	0.10	0.10	0.11
LOI 1000	1.84	1.74	1.76	1.86	2.40
Total	100.95	101.00	100.05	99.96	101.35
Mg#	0.58	0.58	0.57	0.56	0.58

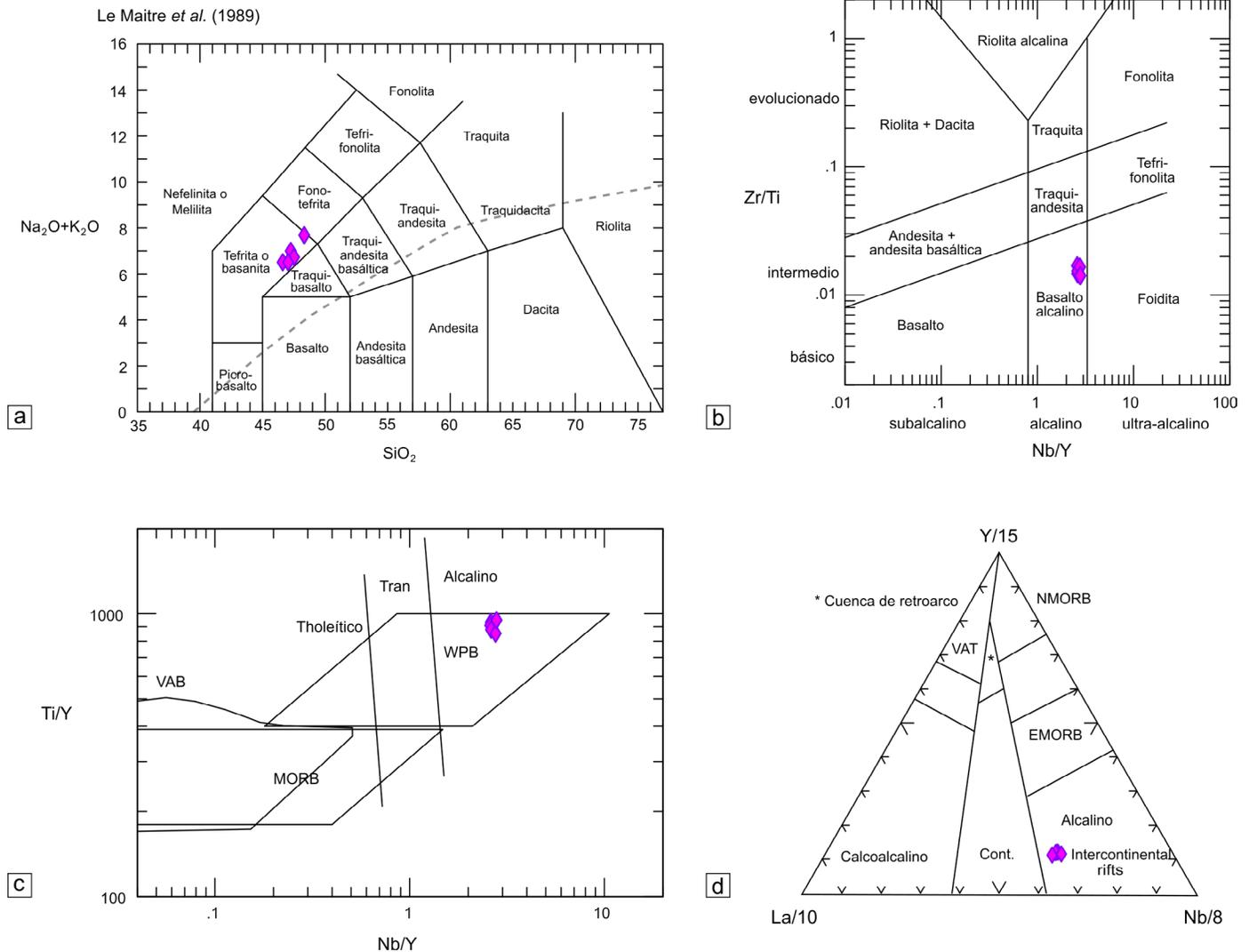
**Cuadro 2.** Análisis químicos de elementos traza y tierras raras expresados en partes por millón (ppm).

	BER1	BER2	BER3	BER4	BER
Ba	556	563	604	650	608
Ce	60.2	62.7	67.3	73.3	63
Cr	230	240	250	180	250
Cs	0.57	0.61	0.56	0.58	0.59
Dy	4.17	4.03	4.28	3.96	3.93
Er	1.91	1.72	1.92	2	1.92
Eu	1.78	1.89	1.95	1.97	1.97
Ga	21.2	21.9	22.4	22.3	21.9
Gd	5.09	4.92	5.56	5.46	5.41
Hf	5.8	6	6.2	6.8	6.2
Ho	0.78	0.71	0.75	0.79	0.84
La	30.1	31	33.3	36	31.4
Lu	0.19	0.25	0.24	0.24	0.27
Nb	48.9	49.4	52.5	53.9	53.1
Nd	28.1	29.3	30.7	32.7	30.1
Pr	6.94	7.37	7.65	8.45	7.41
Rb	48.6	48.7	38.5	31.4	15.8
Sm	5.24	6.01	5.95	5.83	6
Sn	2	2	2	2	2
Sr	827	830	926	879	861
Ta	3	3	3.3	3.5	3.2
Tb	0.73	0.74	0.81	0.78	0.83
Th	3.38	3.37	3.43	3.93	3.42
Tm	0.26	0.27	0.26	0.29	0.28
U	1.3	1.34	1.26	1.45	1.28
V	224	231	238	215	240
W	1	1	1	1	4
Y	18.7	19	20	19.5	19
Yb	1.55	1.62	1.45	1.72	1.59
Zr	256	292	270	274	255

%), la roca coincide con una basanita según la clasificación de Le Maitre et al. (1989).

Los diagramas de discriminación de ambiente geotectónico de Pearce (1982) y Cabanis y Lecolle (1986), y los valores de la relación Zr/Hf= 40.29-48.66 comprendidos en el rango de valores Zr/Hf = 38-87 establecido por Dupuy et al. (1992) para diferentes basaltos de intraplaca, confirman el emplazamiento de la Basanita El Retamo en un ambiente de intraplaca continental.

La figura 6a muestra el patrón de comportamiento de las tierras raras (REE: *rare earth elements*) normalizadas al condrito según Sun y McDonough (1989). Todos los elementos están enriquecidos respecto del valor del condrito, entre 25 a 130 veces para las tierras raras livianas (LREEs) y entre 7 a 20 veces para las tierras raras pesadas (HREEs). La marcada diferencia de enriquecimiento relativo de las REE resulta



**Figura 5.** a) Diagrama de clasificación de rocas SiO<sub>2</sub> vs. Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O (Le Maitre et al. 1989) normalizado en base anhidra. La línea de trazos color gris corresponde a la curva de Irvine y Baragar (1971), que separa los campos alcalino y subalcalino; b) Diagrama de clasificación Nb/Y vs. Zr/Ti según Pearce (1996, modificado de Winchester y Floyd 1977); c) Diagrama de discriminación de ambiente Nb/Y vs. Ti/Y (Pearce 1982); d) Diagrama triangular La/10-Y/15- Nb/8 para discriminación de ambiente (Cabanis y Lecomte 1986).

en una pendiente negativa con una relación  $(La/Yb)_N = 13.73-16.47$ ; mientras que la pendiente para las LREEs es de  $(La/Sm)_N = 3.33-3.99$  y para las HREEs de  $(Gd/Yb)_N = 2.51-3.17$ .

La figura 6b muestra la distribución de multielementos normalizados al manto primitivo según Sun y McDonough (1989). A modo de comparación se agregaron en las figuras los valores del patrón de basaltos de islas oceánicas (OIB: *Ocean Island Basalt*) según Sun y McDonough (1989). Se aprecia un paralelismo en el diseño de distribución de los elementos entre los basaltos tipo OIB y la basanita. Por su parte, los cálculos de las relaciones  $Nb/U = 36.85-41.66$  y  $Nb/Ta = 15.4-16.46$  se encuentran comprendidos en los rangos propuestos para magmas OIB derivados del manto con  $Nb/U \approx 47 \pm 10$  (Hofmann et al. 1986) y  $Nb/Ta = 14.6-17.6$  (Pfänder et al. 2007). La ausencia de anomalía negativa de Nb y Ta refuerza el carácter alcalino de la litología bajo estudio.

Para identificar la fuente de origen del magma y procesos de contaminación/asimilación, se utilizaron diversas relaciones entre elementos traza tales como:  $Lu/Hf \approx 0.03$ ,  $Nb/La = 1.50-1.69$ ,  $(Tb/Yb)_N = 2.09-2.56$ ,  $(Dy/Yb)_N = 1.54-1.98$ ,  $Ba/Nb = 11.37-12.06$ ,  $Sr/P = 0.34-0.39$ ,  $La/Nb = 0.59-0.67$ , entre otras (Cuadro 4).

## DISCUSIÓN

### Relaciones de campo

Mirré (1976) sitúa la totalidad de afloramientos basálticos por él reconocidos en el interior de la depresión del Potrero-Estancia Quiroga y sobre el borde oriental de la sierra. Las litologías más diferenciadas (fonolitas, traquitas y riolitas), en cambio, las ubicó en el interior de la sierra y, por lo general,

**Cuadro 3.** Cálculo normalizado de las normas CIPW realizadas con planillas de Hollocher (2004), expresadas en porcentaje en peso, con proporción  $Fe_2O_3/FeO=0.15$  según Brooks (1976).

	BER1	BER2	BER3	BER4	BER
or	11.58	10.4	14.01	13.89	10.4
an	17.53	16.09	17.08	16.03	16.77
ab	22.19	22.93	20.51	23.92	23.33
ne	10.02	11.27	10.34	10.78	10.14
di	14.14	15.47	13.57	12.45	15.52
ol	15.26	14.63	15.1	13.82	14.47
mt	2.33	2.32	2.34	2.25	2.33
il	5.66	5.58	5.74	5.43	5.79
ap	1.3	1.3	1.32	1.44	1.25

en sectores elevados. A diferencia de lo anterior, la Basanita El Retamo se localiza en el interior de la sierra y en un punto topográficamente elevado, como consecuencia de los procesos de exhumación y alzamiento ocurridos en la sierra de Valle Fértil. Si bien no se cuenta con edad absoluta de la basanita, se asume por analogía con otros afloramientos de la misma *suite* volcánica alcalina (Lopez 2019, Castro de Machuca et al. 2019) una edad triásica media como la establecida para el Basalto de Usno  $238.1 \pm 0.4$  Ma método Ar/Ar en roca total (Lopez et al. 2015). Trabajos realizados en la Sierra de Valle Fértil con termocronología de baja temperatura en apatito y zircón para la obtención de edades de exhumación en el basamento (Bense et al. 2013 y Ortiz et al. 2015), han demostrado que la sierra tuvo varios episodios de alzamiento, siendo el más antiguo documentado en el Carbonífero temprano y el último durante el Mioceno-Plioceno ( $5.8 \pm 0.8$  Ma a  $3.8 \pm 0.5$  Ma). Estos sucesivos episodios de alzamiento de la sierra serían responsables de la posición topográfica de la basanita, que ha contribuido, además, en el proceso de erosión

**Cuadro 4.** Cálculo de relaciones entre elementos traza.

	BER1	BER2	BER3	BER4	BER
Zr/Hf	44.14	48.67	43.55	40.29	41.13
La/Nb	0.62	0.63	0.63	0.67	0.59
Ba/Nb	11.37	11.4	11.5	12.06	11.45
Sr/P	0.34	0.35	0.39	0.34	0.37
Nb/La	1.62	1.59	1.58	1.5	1.69
Lu/Hf	0.03	0.04	0.04	0.04	0.04
(La/Yb) <sub>N</sub>	13.93	13.73	16.47	15.01	14.17
(La/Sm) <sub>N</sub>	3.71	3.33	3.61	3.99	3.38
(Sm/Yb) <sub>N</sub>	3.76	4.12	4.56	3.77	4.19
(Dy/Yb) <sub>N</sub>	1.8	1.66	1.98	1.54	1.65
(Gd/Yb) <sub>N</sub>	2.72	2.51	3.17	2.63	2.81
(Tb/Yb) <sub>N</sub>	2.15	2.09	2.55	2.07	2.38

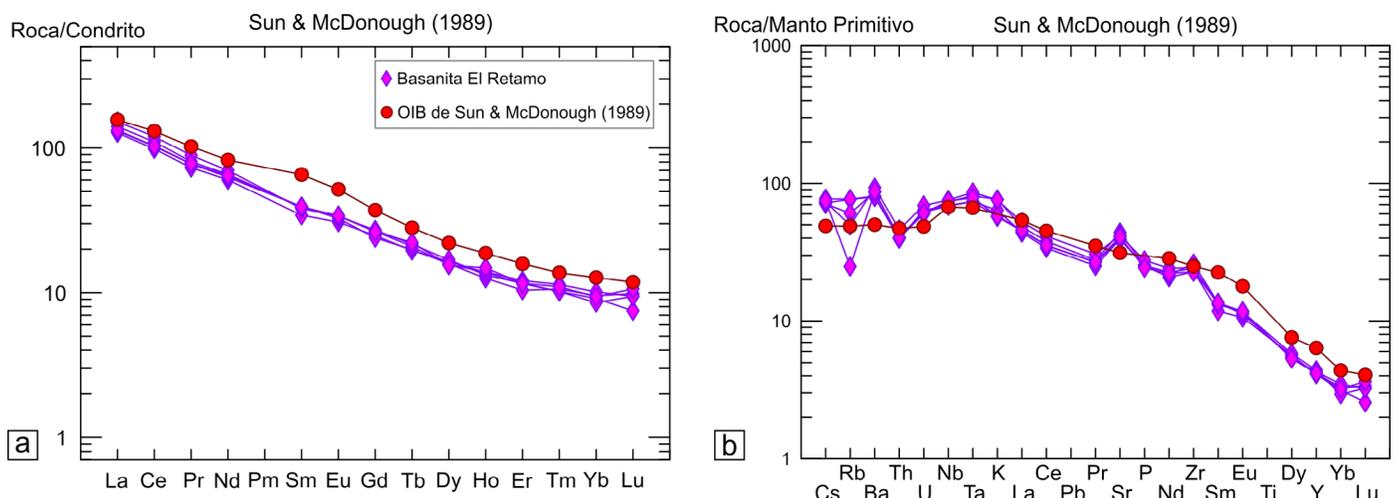
Las relaciones que están normalizadas es con referencia al condrito de Sun y McDonough (1989), excepto (Tb/Yb) que está normalizada al manto primitivo de Sun y McDonough (1989).

con la consecuente reducción de tamaño y modificación de la morfología original de la colada.

### Petrografía

En función de la mineralogía (olivino+clinopiroxeno±plagioclasa), la Basanita El Retamo se puede incluir en el grupo de basaltos olivínicos definidos por Mirré (1976). La baja proporción de feno- y microfenocristales sugiere que la cristalización habría ocurrido durante un ascenso rápido, típico de los magmas máficos (Huppert y Sparks 1985).

Las texturas de desequilibrio identificadas, tales como cristales esqueletales y bordes engolfados en olivino, textura cribada o esponjosa en clinopiroxeno y plagioclasa, cristales de plagioclasa parcialmente reabsorbidos, entre otras, han sido interpretadas de diversas maneras en la literatura



**Figura 6.** a) Diagramas de elementos de tierras raras normalizadas al condrito de Sun y McDonough (1989); b) Diagrama multielemental normalizado al manto primitivo según Sun y McDonough (1989). A modo de comparación se incorpora el patrón de OIB de Sun y McDonough (1989) en las figuras.

geológica. Trabajos experimentales sobre la morfología cristalina del olivino, han demostrado que la textura esquelética es función del grado de sobreenfriamiento o *undercooling* (por ejemplo Faure et al. 2003). Por su parte, Shelley (1993), propuso que los cristales esqueléticos están relacionados a un rápido crecimiento cristalino, lo que es consistente con altos grados de sobreenfriamiento magmático. Por otro lado, Nelson y Montana (1992) y Zhu y Ogasarawa (2004), señalaron que una rápida descompresión durante el ascenso del magma puede generar texturas de desequilibrio y reabsorción en plagioclasa y piroxeno, respectivamente; siendo este último proceso el que posiblemente generó las texturas cribadas en los microfenocristales de plagioclasa y clinopiroxeno.

Hasta el momento no se cuenta con análisis químicos de los minerales que componen los enclaves máficos, por lo que no se les ha asignado un origen a los mismos. Las hipótesis probables acerca de su génesis incluyen: a) agregados glomeroporfíricos de minerales más densos y primeramente formados en la cámara magmática previo al ascenso o b) xenolitos de clinopiroxena olivínica procedentes de un manto astenosférico con espinela dada la participación de esta fase mineral. Se estima que los grandes cristales de clinopiroxeno (con espinelas incluídas) y microfenocristales del grupo de las espinelas correspondan a cristales desmembrados de los enclaves máficos o sean antecristales.

La textura ocelar observada ha sido definida como parches leucocráticos de formas esféricas o elípticas e interpretada como gotas de líquidos inmiscibles dentro del magma por MacKenzie et al. (1982) y Shelley (1993), y es una característica de rocas básicas a mesosilícicas alcalinas, subsaturadas en sílice y con feldespatoides (González 2015), como la roca de estudio.

A diferencia de otros afloramientos basálticos de la Sierra de Valle Fértil, la basanita se caracteriza por presentar xenocristales. Las coronas de reacción de clinopiroxeno en torno a los xenocristales de cuarzo y plagioclasa, han sido ampliamente descritas en la bibliografía geológica e interpretadas como producto de la reacción de los xenocristales en desequilibrio y el fundido hospedante (por ejemplo Donaldson 1985, Blatter y Carmichel 1998). La cristalización del clinopiroxeno es consecuencia de la reacción directa entre el cuarzo con el fundido (Har 2005), o bien resultado de una reacción magmática incompleta entre el cristal y el fundido (Vernon 2004). El análisis mineraloquímico realizado por Lopez et al. (2019) sobre un xenocristal de plagioclasa incluído en la basanita, indicó contenidos homogéneos entre  $An_{42}$ - $An_{39}$  para el núcleo del xenocristal y un rango composicional más amplio entre  $An_{62}$ - $An_{14}$  para el borde. Al comparar las características tex-

turales y los rangos composicionales, con los de cristales de plagioclasa de las rocas del basamento cristalino analizadas por Otamendi et al. (2009), se pudo establecer que los xenocristales de plagioclasa proceden de rocas granodioríticas del basamento cristalino (Lopez et al. 2019). Los minerales fibrosos que rodean a los xenocristales de cuarzo fueron generados probablemente por alteración de vidrio (Melgarejo 2003).

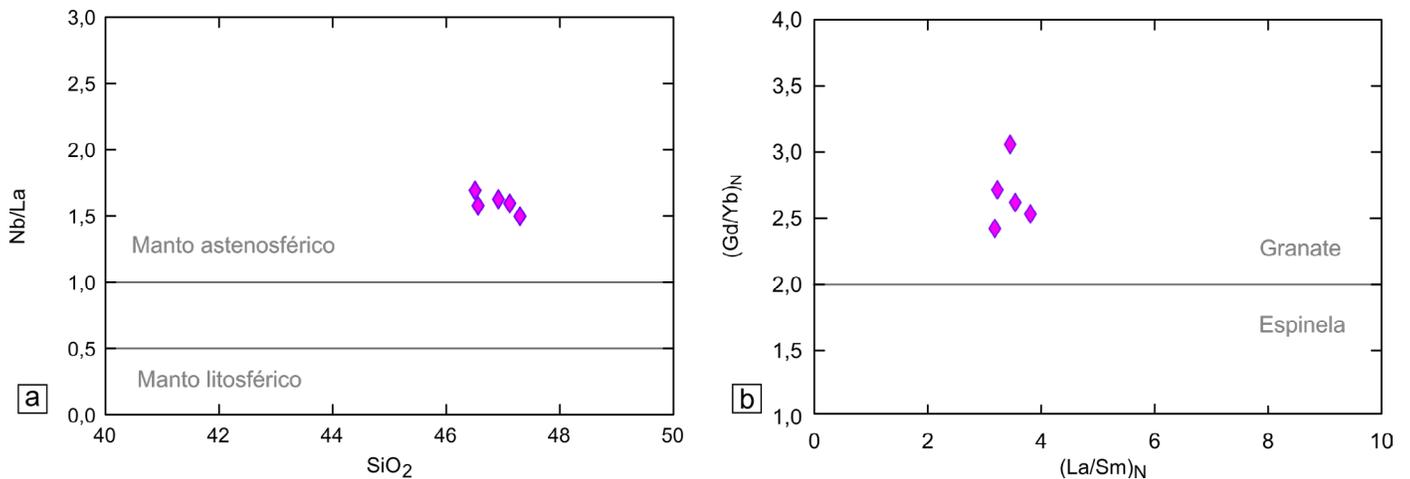
### Geoquímica de Roca Total

La baja concentración de  $SiO_2$  (46.5-47.2 %), los contenidos de Ne-normativa ( $Ne \approx 10.51$  %) y la presencia de esta fase cristalina como microfenocristal, confirman que la basanita se originó en un sistema subsaturado en  $SiO_2$ .

Los valores de Mg# (0.55-0.58) son considerablemente más bajos que los propuestos por Frey et al. (1978) para un magma primario (Mg# 0.68-0.72) y, junto con los bajos contenidos de Cr (< 250 ppm), sugieren fraccionamiento de minerales máficos (olivino/clinopiroxeno) en las etapas de cristalización temprana. Estos resultados coinciden con los hallados por Lopez (2019) y Castro de Machuca et al. (2019), en cuyos trabajos exponen características petrológicas y geoquímicas de la *suite* volcánica alcalina de la sierra de Valle Fértil y destacan a la Basanita El Retamo como el constituye menos diferenciado de las litologías basálticas en función del número de Mg.

Se estima que la plagioclasa no estuvo involucrada en el proceso de cristalización fraccionada debido a la ausencia de anomalía negativa de Eu, con  $Eu/Eu^*=1.03$ - $1.06$ ; además de ligeras anomalías positivas de Ba y Sr en los diagramas de REEs y multielementales normalizados a condrito y manto primitivo.

Para determinar la fuente que dio origen al fundido, se consideraron diversas relaciones entre elementos (Cuadro 4), entre ellas  $(Tb/Yb)_N$  (Wang et al. 2002),  $Sm/Yb$  y  $Lu/Hf$  (Xu et al. 2012) que, en todos los casos, indican granate residual en la fuente. Para Smith et al. (1999) la relación  $Nb/La < 0.5$  es propia de un manto litosférico, mientras que valores  $>1$ , son característicos de un manto astenosférico (Fig. 7a). Blundy et al. (1998), propusieron que los magmas generados por fusión parcial de una fuente con espinela tienen patrones de HREEs normalizados casi planos y relaciones  $(Dy/Yb)_N \leq 1.06$ , mientras que una fuente con granate tiene relaciones  $>1.06$ . Álvaro et al. (2014) plantearon que la relación  $(Gd/Yb)_N = 2$  marca el límite entre los campos de fuentes con granate y espinela. La pendiente negativa identificada en los diagramas normalizados y los valores de las relaciones hallados para la Basanita El Retamo, apoyan la hipótesis de la participación de granate en la fase residual del fundido que la generó (Fig. 7b).



**Figura 7.** a) SiO<sub>2</sub> vs. Nb/La con valores de tipo de manto según Smith et al. (1999); b) (La/Sm)<sub>N</sub> vs. (Gd/Yb)<sub>N</sub> según Álvaro et al. (2014).

La ausencia de anomalías negativas en Nb y Ta y las bajas relaciones de La/Nb ( $La/Nb < 1$ , según Thompson et al. 1984), Ba/Nb y Sr/P (Verma 2006), indicarían que el fundido que originó la basanita no posee componentes derivados de subducción y/o contaminación cortical.

## CONCLUSIONES

La Basanita El Retamo es una nueva manifestación del magmatismo de edad triásica en la sierra de Valle Fértil y uno de los exponentes petrológicamente menos evolucionados de la *suite* alcalina identificada en esta sierra, a la que se vincula por sus características petrográficas y geoquímicas y por su ubicación temporal y espacial. Su hallazgo amplía el alcance de la actividad volcánica acaecida en la región debido a la tectónica extensional imperante durante el Triásico.

Se interpreta al afloramiento como el remanente erosivo de una colada lávica de mayor extensión areal y espesor que redujo sus dimensiones durante los sucesivos alzamientos en la sierra de Valle Fértil.

La baja proporción de feno- y microfenocristales y las diversas texturas de desequilibrio observadas en los componentes esenciales (olivino + clinopiroxeno ± plagioclasa) son resultado de un crecimiento cristalino rápido y/o de un rápido ascenso del magma.

Químicamente, se clasifica a la roca como una basanita o un basalto alcalino. Los valores de Mg# y los bajos contenidos de Cr indican que no se trata de un magma primitivo, sino que el fundido experimentó cierto grado de fraccionamiento de olivino y clinopiroxeno en las etapas tempranas de cristalización. La ausencia de anomalía negativa de Eu

( $Eu/Eu^* \approx 1$ ), las anomalías positivas de Ba y Sr sugieren que no habría ocurrido fraccionamiento de plagioclasa. El reconocimiento de xenocristales y xenolitos del basamento cristalino con evidencias de reacción y reequilibrio poco significativas, sugieren una asimilación incipiente a nula de los componentes corticales por parte de la roca volcánica.

Las relaciones entre elementos traza y REEs apuntan a un origen por fusión parcial de un manto astenosférico en presencia de granate, sin participación de contaminantes.

## AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por los proyectos PIP 00294 y PIP 11220170101147CO-CONICET. Los autores agradecen las meticulosas sugerencias aportadas por la Dra. Vanesa Litvak y un revisor anónimo, al igual que al editor Dr. Pablo Caffè, los cuales contribuyeron a mejorar significativamente este trabajo.

## REFERENCIAS

- Allen, P. y Allen, J. 1990. Basin Analysis. Principles and Applications. Blackwell, 451 p., Oxford.
- Álvaro J., Poulet, A., Ezzouhairi, H., Soulimani, A., Bouougri, E., Gil Imaz, A. y Fekkak, A. 2014. Early Neoproterozoic rift-related magmatism in the Anti-Atlas margin of the West African craton, Morocco. *Precambrian Research* 255: 433-442.
- Bense, F.A., Löbens, S., Dunkl, I., Wemmer, K. y Siegesmund, S. 2013. Is the exhumation of the Sierras Pampeanas only related to Neogene flat-slab subduction? Implications from a multi-thermochronological approach. *Journal South American Earth Sciences* 48: 123-144.
- Blatter, D. L. y Carmichael, I. S. E. 1998. Plagioclase-free andesites from Zitacuaro (Michoacan), Mexico: petrology and experimental constraints. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 132: 121-138.

- Blundy, J., Robinson, J. y Wood, B. 1998. Heavy REE are compatible in clinopyroxene on the spinel lherzolite solidus. *Earth and Planetary Science Letters* 160: 493-504.
- Brooks, C. K. 1976. The Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/FeO ratio of basaltic analyses: An appeal for a standardized procedure. *Bulletin of the Geological Society of Denmark* 25: 117-120.
- Cabanis, B. y Lecolle, M. 1989. Le diagramme La/10-Y/15-Nb/8: un outil pour la discrimination des séries volcaniques et la mise en évidence des processus de mélange et/ou de contamination crustales. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, Série 2*, 309: 2023-2029.
- Castro de Machuca, B., Lopez, M. G., Morata, D. y Fuentes, M. G. 2019. Geochemical constraints on the petrogenesis of Triassic alkaline basalts of Sierra de Valle Fértil, Western Sierras Pampeanas, Argentina: implications for their origin, evolution and tectonic setting. *Journal of South American Earth Sciences* 95: 102297.
- Charrier, R. 1979. El Triásico de Chile y regiones adyacentes de Argentina: una reconstrucción paleogeográfica y paleoclimática. *Comunicaciones* 26: 1-37.
- Cristofolini, E.A., Otamendi, J.E., Ducea, M.N., Peason, D., Tibaldi, A.M. y Baliani, I. 2012. Detrital zircon U-Pb ages of metasedimentary rocks from the sierra de Valle Fértil: revealing entrapment of late Cambrian marine successions into the deep roots of the early Ordovician Famatinian Arc. *Journal of South American Earth Sciences* 37: 77-94.
- Cristofolini, E.A., Otamendi, J.E., Tibaldi, A.M., Martino, R.D. y Baliani, I. 2010. Geología de la porción occidental de la sierra de Valle Fértil, San Juan, a partir de observaciones en la quebrada de Otarola. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 67: 521-535.
- Cuerda, A., Cingolani, C., Varela R. y Schauer, O. 1984. Descripción Geológica de la Hoja 19d, Mogna, Provincia de San Juan. *Servicio Geológico Nacional, Boletín* 192.
- Dávila, F.M. y Carter, A. 2013. Exhumation history of the Andean broken foreland revisited. *Geology* 41(4): 443-446.
- Donaldson, C.H. 1985. The rate of dissolution of olivine, plagioclase and quartz in a basalt melt. *Mineralogical Magazine* 69: 683-693.
- Ducea, M.N., Otamendi, J.E., Bergantz, G., Stair, K., Valencia, V. y Gehrels, G.E. 2010. Timing constraints on building an intermediate plutonic arc crustal section: U-Pb zircon geochronology of the Sierra de Valle Fértil, Famatinian arc, Argentina. *Tectonics* 29: 1-22.
- Dupuy C., Liotard J. M. y Dostal J. 1992. Zr/Hf fractionation in intraplate basaltic rocks: carbonate metasomatism in the mantle source. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 56: 2417-2423.
- Faure, F., Trolliard, G., Nicollet, C. y Montel, J.M. 2003. A developmental model of olivine morphology as a function of the cooling rate and the degree of undercooling. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 145: 251-263.
- Fosdick, J.C., Carrapa, B. y Ortiz, G. 2015. Faulting and erosion in the Argentine Precordillera during changes in subduction regime: reconciling bedrock cooling and detrital records. *Earth and Planetary Science Letters* 432: 73-83.
- Frey, F.A., Green, D.H. y Roy, S.D. 1978. Integrated models of basalt petrogenesis: a study of quartz tholeiites to olivine melilitites from southeastern Australia utilizing geochemical and experimental petrologic data. *Journal of Petrology* 19: 463-513.
- González, P.D. 2015. Texturas de los cuerpos ígneos. En: Llambías, E.J. (ed.), *Geología de los Cuerpos Igneos*. Asociación Geológica Argentina, Serie B 29, 163-190, Buenos Aires.
- Har, N. 2005. Reaction coronas around quartz xenocrysts in the basaltic andesite from Detunata (Apuseni Mountains, Romania). *Geologica Carpathica* 54: 369-378.
- Hofmann, A. W., Jochum, K. P., Seufert, M., y White, W.M. 1986. Nb and Pb in oceanic basalts: new constraints on mantle evolution. *Earth and Planetary Science Letters* 79: 33-45.
- Hollocher, K. 2004. CIPW Norm Calculation Program. Geology Department, Union College.
- Huppert, H. E. y Sparks, R. S. J. 1985. Cooling and contamination of mafic and ultramafic magmas during ascent through continental crust. *Earth and Planetary Science Letters* 74: 371-386.
- Irvine, T.N. y Baragar, W.R.A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences* 8: 523-548.
- Jordan, T. y Allmendinger, R. 1986. The Sierras Pampeanas of Argentina: A modern analogue of Laramide deformation. *American Journal of Science* 286: 737-764.
- Le Maitre, R.W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyre, J., Le Bas, M.J., Sabine, P.A., Schmid, R., Sorensen, h., Strekeisen, A., Woolley, A.R. y Zanettin, B. 1989. A classification of igneous rocks and glossary of terms. Blackwell Scientific Publications 193 p., Oxford.
- Limarino, C. O., Page, S. M., Caselli, A., Net, L., Litvak, V., Pieters, P., Lyons P. y Gutiérrez, P. 2008. Hoja Geológica 3166-I, Chemical. Provincias de La Rioja y San Juan. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 257, 67 p. Buenos Aires.
- Llambías, E. 1999. Las rocas ígneas gondwánicas 1. El magmatismo Gondwánico durante el Paleozoico Superior - Triásico. En: Caminos, R. (ed.), *Geología Argentina*. Servicio Geológico Minero Argentino, Anales 29 (14): 349-376, Buenos Aires.
- Llambías, E.J. y Sato, A.M. 1995. El batolito de Colangüil: transición entre orogénesis y anorogénesis. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 50 (1-4): 111-131.
- Llambías, E.J., Leanza, H.A. y Carbone, O. 2007. Evolución tectono-magmática durante el Pérmico al Jurásico temprano en la Cordillera del Viento (37°05'S-37°15'S): nuevas evidencias geológicas y geoquímicas del inicio de la cuenca Neuquina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 62 (2): 217-235.
- Lopez, M.G. 2019. Petrogénesis y marco geotectónico del magmatismo

- alcalino Triásico en la Sierra de Valle Fértil, provincia de San Juan. Tesis doctoral. Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de San Juan (inedito), 159p. San Juan.
- Lopez, M.G., Castro de Machuca, B., Fuentes, M.G., Malisia, C. I. y Mulet, V. 2019. Origen de xenocristales en lavas basálticas de la Sierra de Valle Fértil, provincia de San Juan. XIII Congreso de Mineralogía, y IV Petrología Ígnea y Metamórfica y Metalogénesis, Actas: 120-121. Córdoba.
- Lopez, M.G., Castro de Machuca, B., Gómez, R. y Palacio Balderramo, G. 2015. Contribution to the geochronology of the Triassic magmatism in the Western Sierras Pampeanas, province of San Juan, Argentina. VI Simposio de Vulcanismo e Ambientes Asociados, Actas: 51, Sao Paulo.
- MacKenzie, W.S., Donaldson, C.H. y Guilford, C. 1982. Atlas of igneous rocks and their textures. John Wiley & Sons, 88 p., New York.
- Melgarejo, C. 2003. Atlas de asociaciones minerales en lámina delgada II. Universitat de Barcelona - Fundacio Folch, 1071 p., Barcelona.
- Middlemost, E. 1975. The basalt clan. *Earth Science Review* 11: 337-364.
- Mirré, J. C. 1976. Descripción Geológica de la Hoja 19e, Valle Fértil, Provincias de San Juan y La Rioja. Servicio Geológico Nacional, Boletín 147, 70 p., Buenos Aires.
- Nelson, S. T. y Montana, A. 1992. Sieve-textured plagioclase in volcanic rocks produced by rapid decompression. *American Mineralogist* 77: 1242-1249.
- Ortiz, G., Alvarado, P., Fosdick, J.C., Perucca, L., Saez, M. y Venerdini, A. 2015. Active deformation in the northern Sierra de Valle Fértil, Sierras Pampeanas, Argentina. *Journal South American Earth Sciences* 64: 339-350.
- Otamendi, J.E., Ducea, M. y Bergantz, G.W. 2012. Geological, Petrological and Geochemical Evidence for Progressive Construction of an Arc Crustal Section, Sierra de Valle Fértil, Famatinian Arc, Argentina. *Journal of Petrology* 53: 761-800.
- Otamendi, J.E., Vujovich, G.I., de la Rosa, J.D., Tibaldi, A.M., Castro, A., Martino, R.D. y Pinotti, L.P. 2009. Geology and petrology of a deep crustal zone from the Famatinian paleo-arc, sierras Valle Fértil - La Huerta, San Juan, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 27: 258-279.
- Pearce, J.A. 1996. A user's guide to basalt discrimination diagrams. *Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks: Applications for Massive Sulphide Exploration*. Geological Association of Canada, Short Course Notes 12: 79-113.
- Pearce, J.A. 1982. The role of subcontinental lithosphere in magma genesis at destructive plate margins. En: *Hawthorn, C.J. y Norry, M.J. (eds.), Continental basalts and mantle xenoliths*. Shiva, 230-249, Nantwich.
- Pfänder, J.A., Münker, C., Stracke, A. y Mezger, K. 2007. Nb/Ta and Zr/Hf in ocean island basalts-implications for crust-mantle differentiation and the fate of Niobium. *Earth and Planetary Science Letters* 254: 158-172.
- Ramos, V.A., Cristallini, E.O. y Perez, D. 2002. The Pampean flat-slab of the Central Andes. *Journal of South American Earth Sciences* 15: 59-78.
- Ramos, V.A., Jordan, T.E., Allmendinger, R.W., Mpodozis, C., Kay, S., Cortés, J.M., y Palma, M.A. 1986. Paleozoic terranes of the Central Argentine-Chilean Andes: *Tectonics* 5 (6): 855-880.
- Shelley, D. 1993. Igneous and metamorphic rocks under the microscope: classification, textures, microstructures and mineral preferred-orientations. Chapman & Hall, 445 p., London, New York.
- Smith, E.I., Sánchez, A., Walker, J. D. y Wang, K. 1999. Geochemistry of mafic magmas in the Hurricane Volcanic Field, Utah: implications for small- and large scale chemical variability of the lithospheric mantle. *Journal of Geology* 107: 433-448.
- Streckeisen, A. 1973. Plutonic rocks. Classification and nomenclature recommended by the IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. *Geotimes* 18(10): 26-30.
- Sun, S.S. y McDonough, W.F. 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 of London, Special Publication 42: 313-345.
- Thompson, R.N., Morrison, M.A., Hendry, G.L. y Parry, S.J. 1984. An assessment of the relative roles of crust and mantle in magma genesis: an elemental approach. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London A310*: 549-590.
- Tibaldi, A., Cristofolini, E., Otamendi, J., Barzola, M. y Armas, P. 2016. Petrología, termobarometría y geoquímica de las rocas anatécicas del sector norte de la Sierra de Valle Fértil, San Juan: implicancias en la determinación de variaciones laterales en la construcción del arco magmático Famatiniano. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 73: 195-210.
- Uliana, M.A., Biddle, K.T., y Cerdan, J. 1989. Mesozoic extension and the formation of Argentine sedimentary basins. *American Association of Petroleum Geologists Memoir* 46: 599-614.
- Verma, S. P. 2006. Extension-related origin of magmas from a garnet bearing source in the Los Tuxtlas volcanic field, Mexico. *International Journal of Earth Sciences* 95: 871-901.
- Vernon, R. 2004. *A Practical Guide to Rock Microstructure*. Cambridge University Press, 594 p., Cambridge.
- Vujovich, G., Chernicoff, C., Tchilinguirian, P., Godeas, M., Marín, G., Pezzutti, N., Sepúlveda, E., Lopez, H., Cardó, R. y Diaz, I. 2007. Hoja Geológica 3166-III, Chepes, provincias de La Rioja, San Juan y San Luis. Instituto de Geología y Recursos Minerales. Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 251, 65 p., Buenos Aires.
- Wang, K., Plank, T., Walker, J.D. y Smith, E.I. 2002. A Mantle Melting Profile across the Basin & Range, SW USA. *Journal of Geophysical Research* 107: 5-21.
- Whitney, D. y Evans, B. 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist* 95: 185-187.

- Winchester, J.A. y Floyd, P.A. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology* 20: 325-343.
- Xu, Z., Zhao, Z. y Zheng, Y. 2012. Slab-mantle interaction for thinning of cratonic lithospheric mantle in North China: Geochemical evidence from Cenozoic continental basalts in central Shandong. *Lithos* 146-147: 202-217.
- Zhu, Y. y Ogasawara, Y. 2004. Clinopyroxene phenocrysts (with green salite cores) in trachybasalts: implications for two magma chambers under the Kokchetav Uhp Massif, North Kazakhstan. *Journal of Asian Earth Sciences* 22: 517-527.