

ESTRATIGRAFÍA Y GEOQUÍMICA DEL VOLCANISMO DE COMPOSICIÓN INTERMEDIA (MIOCENO SUPERIOR-PLIOCENO) EN EL EXTREMO ORIENTAL DE LA CORDILLERA DE SAN BUENAVENTURA (PUNA AUSTRAL)

María Carolina MONTERO LÓPEZ^{1,2}, Fernando HONGN¹, Raúl SEGGIARO¹, José Affonso BROD^{3,4} y Randall MARRETT⁵

¹ Instituto de Bio y Geociencias del NOA (IBIGEO), Universidad Nacional de Salta-CONICET. Salta.

E-mail: montero@geo.uni-potsdam.de, fhongn@aol.com, raul@unsa.edu.ar

² Universität Potsdam, Institut für Erd- und Umweltwissenschaften, Potsdam, Alemania

³ Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, Brasil E-mail: brod@unb.br

⁴ Instituto de Estudos Sócio-Ambientais, Universidade Federal de Goiás, Goiânia-GO, Brasil. E-mail: brod@iesa.ufg.br

⁵ Department of Geological Sciences, Jackson School of Geosciences, University of Texas, Austin. E-mail: marrett@mail.utexas.edu

RESUMEN

La cordillera de San Buenaventura está integrada por unidades volcánicas de composición ácida e intermedia que abarcan un lapso entre el Mioceno superior y el Holoceno y se apoyan sobre un basamento neoproterozoico-paleozoico inferior, que incluye metamorfitas de grado variable y plutones, además de sedimentitas con intercalaciones volcánicas del Ordovícico bajo a medio. En el extremo oriental de la sierra, el volcanismo de composición intermedia está representado por el Complejo Volcánico La Hoyada, donde se agrupan términos efusivos y explosivos, de afinidad calcoalcalina rica en K, que corresponden a andesitas-traquiandesitas y dacitas. En base a los estudios de campo sumado a los resultados petrográficos, geoquímicos y geocronológicos se presenta una columna estratigráfica simplificada para este complejo, donde se distinguen dos grandes eventos volcánicos en un lapso entre *ca.* 7-2,5 Ma. A partir de las similitudes geoquímicas con las rocas calcoalcalinas del arco volcánico frontal que se encuentran entre los 25° y 27° S, se interpreta un origen semejante a partir de magmas mantélicos los cuales ya estaban enriquecidos con una componente cortical.

Palabras clave: *Volcanismo intermedio, Puna, Mioceno Superior-Plioceno, geoquímica.*

ABSTRACT: *Stratigraphy and geochemistry of the intermediate composition volcanism (Upper Miocene-Pliocene) at the eastern portion of the Cordillera de San Buenaventura (Southern Puna).* The San Buenaventura mountain range is composed by volcanic units with composition ranging between acid to intermediate and age ranging from Upper Miocene to Holocene. They cover a Neoproterozoic-Lower Paleozoic metamorphic basement with some plutonic intrusions and Ordovician sediments with intercalated volcanic rocks. The La Hoyada Volcanic Complex of intermediate composition outcrops at the eastern part of the range. This complex includes explosive and effusive high-K calc-alkaline rocks with compositions between andesite-trachyandesite and dacites. Based on field observations and new geochemical and geochronological data it was feasible to partially reconstruct the stratigraphy of this complex divided into at least two volcanic sequences between *ca.* 7-2.5 Ma. In comparison with the calc-alkaline rocks from the frontal volcanic arc between 25° and 27° lat S it is possible to assign them the similar origin from mantle sources with a crustal component.

Keywords: *Intermediate volcanism, Puna, Upper Miocene-Pliocene, geochemistry.*

INTRODUCCIÓN

Durante el Cenozoico, se produjo un importante desarrollo del volcanismo de los Andes Centrales de América del Sur (Fig. 1). En el borde sudoccidental de la Puna las primeras manifestaciones son del Eoceno tardío en la región del Salar de Antofalla (Kraemer *et al.* 1999) y del Oligoceno en la región de Ojos del Salado, con

la emisión de un volcanismo intermedio con características de lavas de arco (Mpodzis *et al.* 1996). La actividad de trasarco del Oligoceno-Mioceno inferior está representada por cuerpos subvolcánicos e intrusivos entre los que se destacan los diques y *sills* de Aguas Dulces y los pórfidos ubicados al este del volcán Peinado. Los grandes estratovolcanes que definen el arco magmático se formaron en el Mio-

ceno medio (~14 Ma Antofalla, Tebenquicho, Tebén Grande y Beltrán; Coira *et al.* 1993, Seggiaro *et al.* 2000) cuando se produce un incremento del volumen del magmatismo con un pico de productividad a los 8 Ma aproximadamente (Trumbull *et al.* 2006). El volcanismo desarrollado en esta porción sur de la Puna fue de composición intermedia a ácida hasta el Mioceno tardío-Plioceno temprano

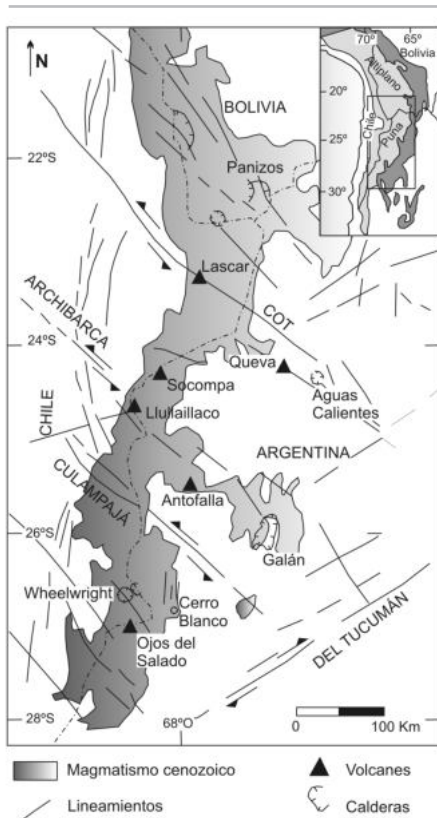


Figura 1: Mapa simplificado mostrando la distribución del magmatismo cenozoico en el plateau de los Andes Centrales de Sudamérica (modificado de Viramonte *et al.* 1984, Salfity 1985, Riller *et al.* 2001).

(Montero López 2009), tiempo en el cual comienza a desarrollarse un volcanismo bimodal (*e.g.*, Kay y Coira 2009), con la construcción de centros monogenéticos máficos (*e.g.*, Kay *et al.* 1994, Risse *et al.* 2008) y la erupción de productos ácidos, como por ejemplo, la construcción de las calderas del Complejo Volcánico Cerro Blanco (Seggiaro *et al.* 2000, Arnosio *et al.* 2005, Montero López *et al.* 2009a) y las ignimbritas riolíticas al sur del área de Cerro Blanco-La Hoyada (Montero López 2009).

Los estudios geofísicos llevados a cabo en la porción sur de la Puna Austral (Alonso *et al.* 1984) reflejan la presencia de una corteza engrosada y un área de flujo calórico elevado que fue interpretada como una zona de fusión parcial (*e.g.*, Springer y Förster 1998, Yuan *et al.* 2000, Heit 2005, Heit *et al.* 2007). La presencia en esta región de ignimbritas silíceas y lavas de composición básica, al mismo

tiempo que se desarrollaron fallas normales y de rumbo, llevó a muchos autores a pensar en un vínculo entre la deformación y el magmatismo (*e.g.*, Coira *et al.* 1982, Isacks 1988, Coira y Kay 1993). Kay y Coira (2009) realizaron un análisis de la evolución magmática y tectónica a lo largo del *plateau* andino, donde postulan que el ángulo de subducción de la placa por debajo de la región de la Puna Austral fue moderado y produjo un amplio volcanismo de retroarco seguido por la delaminación de una porción del manto litosférico y corteza inferior (*e.g.*, Kay y Kay 1993, Kay *et al.* 1994) después de los 7 Ma, lo cual está evidenciado por grandes cambios en el régimen de deformación y características del volcanismo.

El área de estudio se encuentra ubicada a los 26°50'S y 67°45'O aproximadamente (Fig. 2), en la porción sur de la Puna Austral. Forma parte del extremo oriental de la cordillera de San Buenaventura, la cual con un rumbo predominante E transversal al orógeno Andino, coincide con la divisoria de aguas que separa el drenaje cerrado de la Puna del que desagua hacia el sur. El conocimiento de la estratigrafía volcánica del área de La Hoyada-Cerro Blanco es poco detallado; existen trabajos realizados en las últimas décadas enfocados a un aspecto geológico general. La zona de La Hoyada fue objeto de estudios orientados a la minería desde el siglo XX (*e.g.* Barnabé 1915, Stappenbeck 1918, Turner 1963, Proserpio 1985) debido a que en esta área se emplaza un complejo polimetálico de Ag-Pb-Zn-Cu-Au (véase síntesis de antecedentes en Seggiaro *et al.* 2000).

Durante las investigaciones realizadas en el área de interés se cartografiaron cuatro unidades volcánicas cuyas edades abarcan entre el Mioceno superior y el Holoceno. Aquellas unidades de composición ácida incluyen principalmente depósitos de ignimbritas (Ignimbrita Aguada Alumbrera, Ignimbrita Rosada y Complejo Volcánico Cerro Blanco). El volcanismo de composición intermedia está representado en el área de estudio por los términos efusivos y explosivos del Complejo Vol-

cánico La Hoyada, los cuales constituyen la roca de caja de las calderas de Cerro Blanco y además se encuentran ampliamente dispersos hacia el sur de éstas, cubriendo el basamento ígneo-metamórfico del Neoproterozoico- Paleozoico Inferior. Las características de los eventos que conforman el Complejo La Hoyada fueron parcialmente reconstruidas en base a depósitos generalmente aislados, ya que la recurrencia de actividades volcánicas explosivas en un mismo lugar ha obliterado gran parte de los depósitos y los centros de efusiones anteriores. En conjunto, los datos e interpretaciones de campo y los análisis de geoquímica y química mineral, permiten establecer una caracterización petrográfica del volcanismo intermedio del Mioceno superior-Plioceno, lo cual constituye un aporte significativo para el conocimiento del magmatismo en esta porción sur de la Puna. Adicionalmente, las relaciones estratigráficas entre las unidades del Complejo La Hoyada acotan el desarrollo de estructuras vinculadas a una componente de deformación extensional norte-sur durante el Plioceno (Montero López *et al.* 2009b).

MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

La cordillera de San Buenaventura, ubicada en el borde sur de la Puna, está compuesta principalmente por rocas volcánicas que abarcan el lapso Mioceno medio-superior hasta el Presente. Al sur del área de estudio (Fig. 2), aflora un basamento ígneo-metamórfico de edad neoproterozoico-paleozoica inferior (Turner 1962). La secuencia estratigráfica continúa con rocas ordovícicas las cuales fueron separadas en tres unidades, Formación Las Planchadas (Turner 1967) que agrupa volcánicas de composición ácida con intercalaciones de sedimentitas clásticas, y aflora al suroeste del área de estudio (no mostrado en el mapa de la Fig. 2), Complejo sedimentario-volcánico Cortaderas Chicas compuesto por unidades clásticas y volcánicas, afectadas por una intensa deformación con desarrollo de clivaje, con

mayor representación en la sierra de Calalaste (Seggiaro *et al.* 2000), y por último, la Formación Falda Ciénaga (Aceñolaza *et al.* 1976), que comprende rocas sedimentarias que sufrieron metamorfismo de muy bajo a bajo grado (Toselli 1982). Hacia el norte, en la sierra de Filo Colorado, entre los valles de Incahuasi y Carachipampa, existen afloramientos aislados de sedimentitas de color rojo ladrillo que pertenecen a la secuencia superior (Formación Patquía de La Cuesta, Turner 1967) de la cuenca carbonífero-pérmica del Grupo Paganzo, las cuales corresponden a un ambiente eólico y lacustre somero con intercalaciones de evaporitas y areniscas fluviales de sistemas entrelazados efímeros (Rubiolo *et al.* 2001). El Terciario en el sector estudiado comprende escasos depósitos sedimentarios que afloran en el sector norte de Filo Colorado y de acuerdo con su contenido fosilífero son correlacionables con la Formación Geste (Alonso y Fielding 1986), lo cual permite asignarles una edad del Eoceno medio-superior (Pascual 1983), y depósitos volcánicos con amplia representación. Hacia el sur de La Hoyada, se cartografiaron mantos de ignimbritas de composición ácida asignadas a la unidad Aguada Alumbraera (Montero López 2009), y hacia el norte y noroeste, aflora la Ignimbrita Rosada (Seggiaro *et al.* 2000), ambas de edad miocena superior (Montero López 2009). El volcanismo más joven de la región está representado por los productos ácidos del Complejo Volcánico Cerro Blanco (Seggiaro *et al.* 2000, Arnosio *et al.* 2005) con edades hasta holocenas (Montero López *et al.* 2009a). El Complejo Volcánico La Hoyada representa un episodio volcánico de composición intermedia entre estos eventos magmáticos ácidos.

Una de las características estructurales que distinguen a la Puna Austral de la Septentrional, es el fallamiento activo y la alta densidad de escarpas jóvenes (Allmendinger *et al.* 1989), con el desarrollo de estructuras N-S durante el Neógeno (*e.g.*, Mon *et al.* 1988, Allmendinger *et al.* 1989), la mayoría de las cuales inclinan

hacia el oeste (Mon *et al.* 1988). Además hay otras estructuras con dirección predominante NO y NE (Salfity *et al.* 1975, Baldis *et al.* 1976, Mon 1976, Salfity 1985) con un movimiento horizontal asociado, y muchas de las cuales guardan estrecha relación en el emplazamiento del volcanismo (Viramonte y Petrinovic 1990, Riller *et al.* 2001). Esta región estuvo sometida a una deformación de acortamiento NO (Allmendinger *et al.* 1989, Marrett *et al.* 1994) hasta al menos los 7-5 Ma cuando empieza a actuar una componente distensiva en dirección N-S (Montero López *et al.* 2009b, Schoenbohm y Strecker 2009).

EL VOLCANISMO INTERMEDIO DEL SECTOR ORIENTAL DE LA CORDILLERA DE SAN BUENAVENTURA

Complejo Volcánico La Hoyada

El complejo volcánico La Hoyada (Seggiaro *et al.* 2000), previamente definido como Formación La Hoyada por Turner (1963), aflora extensamente en la región ubicada alrededor de 26°50'S y 67°45'O, en la porción oriental de la cordillera de San Buenaventura. Hacia el norte está cubierto por los productos volcánicos del cerro Blanco y hacia el sur está controlado por la topografía del basamento ígneo-metamórfico al momento de su formación (Fig. 2). Hacia el noroeste de la laguna Aguada Alumbraera, las ignimbritas miocenas de la unidad Aguada Alumbraera son cubiertas en discordancia por los productos del Complejo Volcánico La Hoyada. Las rocas del complejo se cartografiaron en dos áreas (sectores La Hoyada-Cerro Blanco y Robledo), en donde la alteración y deformación que afecta a las diferentes unidades plantea dificultades al sintetizar las relaciones estratigráficas entre ellas. En las inmediaciones del campamento minero La Hoyada se encuentran los afloramientos mejor preservados, donde a partir de las observaciones de campo y los estudios complementarios (geoquímica, geocronología) se re-

construyó parcialmente la columna estratigráfica (Fig. 3) distinguiéndose dos secuencias volcánicas dentro del complejo. En el conjunto de rocas que comprenden el primer evento volcánico se reconocieron desde la base hacia el techo una sucesión de unidades intercaladas de brechas volcánicas, depósitos piroclásticos y coladas lávicas, además de domos lávicos y diques, unidades que se detallan a continuación. Cubriendo este primer evento volcánico se encuentran depósitos fluviales. El segundo evento comprende una serie de productos efusivos y explosivos de características similares a aquéllos del primer paquete volcánico, pero sin la presencia de los diques. La base del complejo no aflora por lo que es muy difícil expresar un espesor real de todo el conjunto volcánico. Se estima un espesor mínimo de 300 m en los alrededores del campamento minero La Hoyada y de al menos 350 m en el campo Robledo y Aguada Alumbraera.

Domos lávicos: Son cuerpos dómicos de pequeñas dimensiones que representarían las primeras fases eruptivas del sistema; están formados por rocas de color verde a gris verdoso oscuro, de grano muy fino, con matriz afanítica que encierra fenocristales de hornblenda, plagioclasa y escasa biotita. En muchos de estos cuerpos la matriz es parcial a totalmente vítrea. Hay lugares donde el domo está colapsado parcialmente en uno de sus bordes, originando depósitos de brechas con bloques de diversos tamaños (Fig. 4a), inmersos en una matriz de igual composición.

Brechas volcánicas: Los depósitos de brechas de color verde grisáceo están compuestos por fragmentos monolitológicos de origen volcánico, sin selección, angulares a subangulares, rodeados por una matriz afanítica de la misma composición con abundante contenido en cristales de plagioclasa, hornblenda y escasas biotitas. En algunos sectores del campo Aguada Alumbraera se observó el contacto gradual entre estos depósitos de brechas con los domos lávicos descritos en el párrafo anterior (Fig. 4a). Las brechas volcánicas

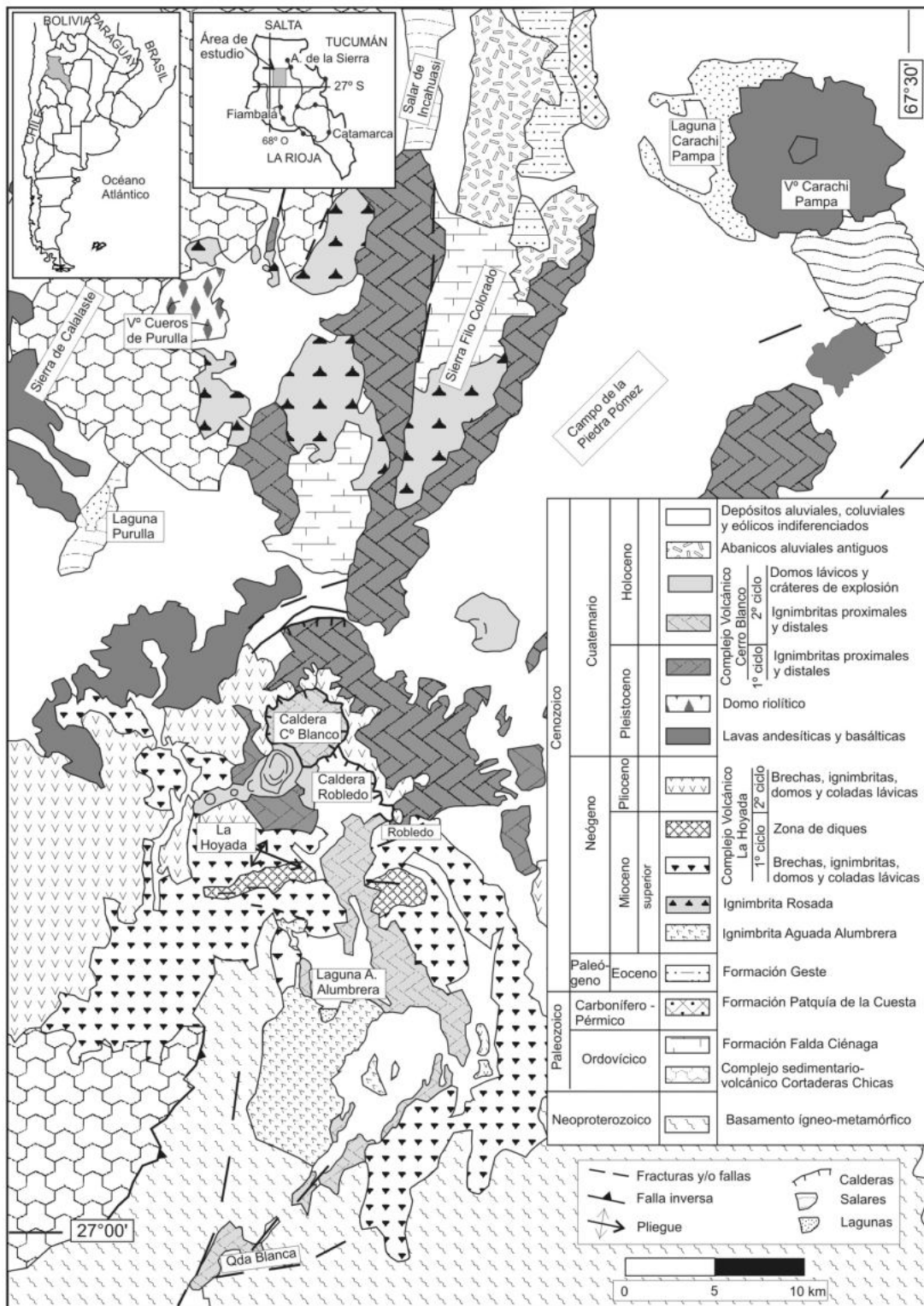


Figura 2: Mapa geológico del sector oriental de la cordillera de San Buenaventura, provincia de Catamarca.

gradan hacia arriba y lateralmente a ignimbritas; se podría vincular las brechas volcánicas a depósitos de *lithic lag-breccias* o *co-ignimbrites*, aunque las relaciones de campo no permiten identificar el área fuente de este complejo, por lo tanto se re-

quiere de un estudio de mayor detalle para asignar un origen de este tipo. **Ignimbritas:** Las ignimbritas son rocas masivas, muy compactas, de color grisáceo a verdoso, sin gradación ni selección de los componentes. Los fragmentos de la pó-

mez son subredondeados, de tamaños variados (Fig. 4b, c), algunas ligeramente colapsados formando *fiammes* de color oscuro. La mineralogía de los pómez incluye feldspatos, anfíboles y micas. Los líticos son subangulosos y corresponden a vol-

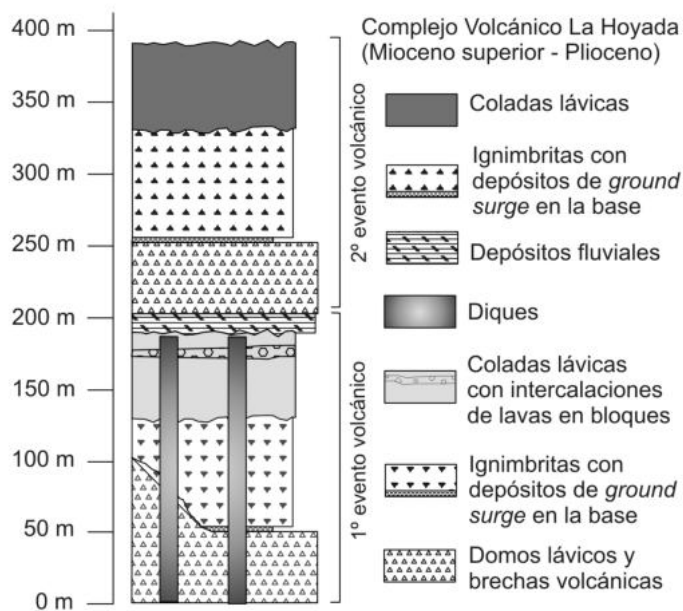


Figura 3: Columna estratigráfica simplificada del Complejo Volcánico La Hoyada.

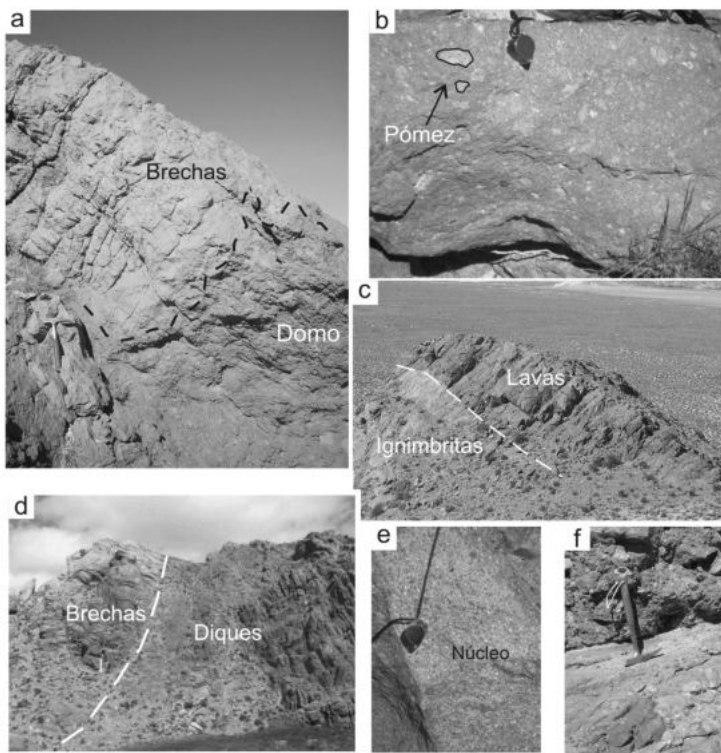


Figura 4: Detalle de las diferentes unidades que conforman el Complejo Volcánico La Hoyada: a) Contacto entre un domo y los depósitos de brechas volcánicas; b) Ignimbritas; c) Coladas lávicas e ignimbritas; d) Diques; e) Sector del núcleo de los diques; f) Depósitos fluviales.

canitas de diferentes tamaños. La matriz es afanítica y encierra cristales de biotita, plagioclasa, hornblenda y en menor porcentaje cuarzo. Hacia la base del depósito se encuentra un banco delgado (entre 10-30 cm de espesor) de granulometría muy fina con desarrollo de laminación pa-

ralela, que se asigna a un depósito de *ground layer*.

Lavas: Las coladas son rocas macizas (Fig. 4c) moradas a gris verdosas con presencia de fenocristales de plagioclasa, hornblenda y otros minerales máficos como biotita y clinopiroxenos. Hay variaciones

en cuanto a la granulometría, donde algunas lavas presentan un mayor tamaño de grano y están compuestas principalmente por cristales de plagioclasa y en menor cantidad hornblenda y biotita, mientras que otras coladas son de grano más fino y donde se puede observar el desarrollo de bandeamiento que define una foliación magmática. Se reconocieron coladas en bloques de color gris morado que se apoyan en concordancia sobre diferentes unidades dentro de este complejo. Los depósitos presentan aspecto de brecha. Son monolitológicos, de matriz afanítica en la cual se identificaron cristales de plagioclasa, hornblenda y biotita. En los bordes de los bloques hay evidencia de movimiento de rotura o cizallamiento, además de observarse líneas de flujo y la parte frontal del flujo donde rompe la lava en bloques.

Diques: Se trata de rocas volcánicas resistentes, macizas de textura porfírica, color gris en corte fresco y con distintas tonalidades (blanco-amarillentas a verdosas) en superficie debido a la alteración. Se encuentran rellenando fracturas subverticales en dirección predominante ONO a O-E (Fig. 4d) que cortan a la secuencia volcánica inferior de este complejo. Se distingue una variación composicional y textural dentro del dique, con los bordes más básicos, con escasos cristales de olivino y plagioclasa y con disminución del tamaño y de la cantidad de cristales. En la zona del núcleo, la matriz es de color gris a gris-morado y engloba fenocristales euhedrales de plagioclasa, biotita, clinopiroxeno y escasa hornblenda (Fig. 4e), raramente algunos cristales de cuarzo, e incluye fragmentos de roca de caja. En algunos sectores del dique la diferenciación es marcada y el pasaje desde los bordes hacia la zona central de grano más grueso es gradual, aunque en otras zonas se observa que las rocas básicas que conforman los bordes se presentan como fragmentos con contactos netos con la roca menos básica del núcleo. Éstos últimos corresponderían a diferentes eventos magmático emplazados a través de las mismas estructuras. Se observaron líneas de

flujo en estas rocas. La potencia de los diques es entre 5 y 8 m y se asocian a una zona de fracturación y alteración de más de 100 m de espesor.

Depósitos fluviales: Los bancos conglomerádicos polimícticos, con matriz volcánica, son de color pardo rojizo, matriz soportante y se encuentran cementados (Fig. 4f). Los líticos son subangulosos a angulosos, de diversos tamaños y corresponden a clastos del Complejo Volcánico La Hoyada y del basamento metamórfico. Los bancos de granulometría más gruesa (\varnothing : sábulos y bloques) tienen entre 0,5 y 1 m de potencia y alternan con otros paquetes de grano más fino (\varnothing : arena media a fina) de aproximadamente 0,5 m de espesor. La sucesión de estos niveles es granodecreciente hacia el techo. Estos depósitos se formaron por un proceso sedimentario subordinado al volcanismo, constituyendo un buen nivel guía para el estudio de este complejo, debido a que se los encuentra aflorando en diversos puntos del área estudiada. De esta forma si se los toma como nivel de referencia, se puede dividir al Complejo La Hoyada en al menos dos eventos volcánicos diferentes. El paquete volcánico por debajo del nivel fluvial presenta signos de mayor deformación y es donde se hallan emplazados los diques cortando toda esta secuencia inferior (Fig. 5), mientras que las rocas que sobreyacen a los fluviales se disponen de forma subhorizontal, sin mostrar mayores evidencias de deformación.

Edad

Los resultados de las dataciones geocronológicas sobre diferentes unidades del Complejo Volcánico La Hoyada, permite ubicarlo temporalmente en el Mioceno superior-Plioceno, con un rango de edad que abarca desde los *ca.* 7 Ma hasta los *ca.* 2,5 Ma (método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sobre biotitas y hornblendas) (Montero López 2009).

PETROGRAFÍA Y QUÍMICA MINERAL

La química mineral se obtuvo a partir del análisis de 5 láminas delgadas con una



Figura 5: Vista hacia el sur-sureste en el área minera La Hoyada donde se observa los dos eventos volcánicos del Complejo Volcánico La Hoyada y la zona afectada por los diques, los que se esquematizan con las líneas subverticales.

microsonda electrónica CAMECAX SX 50 en el laboratorio de la Universidad de Brasilia (Brasil), sobre muestras de los domos, lavas, ignimbritas y diques. Las principales fases minerales analizadas fueron: feldespatos (calco-sódicos y potásicos), anfíboles, micas y clinopiroxenos. Las rocas presentan en general una textura porfírica donde la fase mineral dominante es la plagioclasa, seguida con un contenido más bajo de fenocristales de hornblenda, biotita, clinopiroxeno y/ o apatito y minerales opacos, estos dos últimos presentes en forma de inclusión en las otras fases cristalinas. En las muestras que pertenecen a los domos y coladas lávicas también se encuentran microlitos que corresponden a plagioclasa y biotita. Los análisis representativos de la composición en óxidos de los diferentes minerales se muestran en el cuadro 1 del apéndice 1.

Feldespatos

La mayoría de los cristales de plagioclasa analizados se proyectan en el campo de las andesinas mientras unos pocos cristales pertenecientes a las pómez de las ignimbritas corresponden al campo de las labradoritas y otros de las lavas al campo de las oligoclasas (Fig. 6a). Las plagioclasas presentes en los pómez son las más ricas en Ca de todo el complejo, indicando que corresponden a los términos menos evolucionados del sistema, mientras que aquellos cristales de las coladas lávicas tienen el mayor contenido de Na. Es frecuente el desarrollo de zonación oscilatoria en los fenocristales de todas las unidades, lo cual sumado a la textura cri-

bada que se observa en las secciones delgadas, estaría indicando la entrada continua de nuevas alicuotas de magma caliente o bien algún cambio de presión en la cámara.

Micas

Las micas pertenecen al grupo de las biotitas (Fig. 6b) de acuerdo al diagrama de Rieder *et al.* (1998). El Mg# (número de magnesio) varía entre 0,627 y 0,706, siendo más alto en los cristales de los domos, más bajo en los diques, e intermedio en las pómez y coladas lávicas. La zonación puede ser directa o, más frecuente, inversa, con bordes de Mg# más alto.

Anfíboles

Los anfíboles pertenecen al grupo de los anfíboles cálcicos de Leake *et al.* (1997) ($(\text{Ca}+\text{Na})_B > 1,00$ y $\text{Na}_B < 0,50$) y varían entre composición de Mg-hornblenda y tschermarquita (Fig. 6c). Algunos cristales de las coladas lávicas se clasifican como hornblenda Mg-hastingtonita y edenita hornblendífera ($(\text{Na}+\text{K})_A > 0,5$ y $\text{Ti} < 0,5$) (Fig. 6d). Los cristales de las coladas lávicas y de las pómez muestran zonación inversa donde los núcleos tienen un Mg# más bajo (0,64 -0,72) que los bordes (0,67 -0,76).

Piroxenos

Los clinopiroxenos se clasifican como augitas diopsídicas ($\text{En}_{41-48}\text{-Fe}_{9-16}\text{-Wo}_{43-46}$) (Fig. 6e). En algunos cristales se observa una corona de reacción con desarrollo de textura cribada y están parcialmente alterados. Los cristales presentes en las lavas están enriquecidos en Ti y Mg# con res-

pecto a los clinopiroxenos presentes en el resto de las unidades del Complejo Volcánico La Hoyada.

ANÁLISIS GEOQUÍMICOS

Los análisis geoquímicos se llevaron a cabo sobre roca total en todas las muestras representativas de las diferentes unidades del primer ciclo (domos, ignimbritas, lavas y diques) y en una muestra de una colada lávica del segundo evento volcánico del Complejo La Hoyada; en el caso de la ignimbrita, al triturar la muestra se separaron los líticos presentes y después se procedió a la molienda de la roca libre de estos componentes. Para clasificar las rocas se recalcularon los valores de los óxidos a 100% libres de contenido de H₂O y CO₂ y se utilizó el diagrama TAS para rocas volcánicas (LeMaitre *et al.* 1989), donde se observa la variación del contenido de sílice en relación al contenido de sodio más potasio. La metodología analítica se expone en el apéndice 1 junto a los resultados de los análisis geoquímicos que se muestran en el cuadro 2.

Geoquímica de elementos mayoritarios

Las rocas pertenecientes a todas las unidades del Complejo Volcánico La Hoyada son de afinidad calcoalcalina (diagrama AFM de Irvine y Baragar 1971, Fig. 7), lo cual es corroborado con la petrografía de las rocas, con desarrollo de fenocristales de plagioclasa, anfíboles y micas principalmente, y en algunas muestras cristales de clinopiroxeno. Los valores de SiO₂ varían entre 57,87 y 68,55 % y los valores de Na₂O + K₂O entre 5,88 y 8,01 %. En el diagrama TAS (Total Alkalies vs. Sílice, LeMaitre *et al.* 1989) (Fig. 8a) las muestras analizadas se proyectan dentro de los campos de las andesitas-traquianandesitas y dacitas-traquidacitas. De acuerdo con la clasificación de series orogénicas de Peccerillo y Taylor (1976) pertenecen a la serie calcoalcalina alta en potasio (HKCA) (Fig. 8b) con valores de K₂O entre 2,54 y 4,01 %. Los valores del Mg# varían entre 25 y 40. La relación que guardan los diferentes óxidos con respecto a

la sílice se puede observar en los diagramas de variación lineal tipo Harker (Fig. 9) donde los óxidos de Mg, Ca, Fe, Al, Ti y P disminuyen a medida que aumenta el contenido en sílice. Esta correlación negativa es debida al fraccionamiento de minerales ricos en estos elementos como piroxeno, anfíbol, plagioclasa, óxidos de Fe-Ti y accesorios como apatita, quedando el líquido residual empobrecido en estos elementos y enriquecidos en otros, como queda reflejado por el incremento de K a medida que aumenta la sílice. En el caso del Ca hay un pequeño aumento inicial seguido de una fuerte disminución, indicando el inicio de la cristalización de plagioclasa. El Na₂O muestra comportamiento variable con respecto al contenido de sílice, con una mayor dispersión de los datos.

Geoquímica de elementos trazas y tierras raras

A partir de los valores intermedios de Cr (15-56 ppm), Co (30-45 ppm) y Ni (9-31 ppm) se infiere que estas rocas proceden de un líquido menos evolucionado que las ignimbritas ácidas que afloran en las cercanías (Montero López 2009), lo cual es coherente con los valores intermedios de Mg#. Los elementos trazas compatibles Ni, V y Cr disminuyen su contenido con el incremento de SiO₂ demarcando una tendencia negativa. El Co no modifica su comportamiento.

Las concentraciones de los trazas incompatibles Ba, Nb e Y no varían con el contenido de sílice. Los contenidos de Sr y Zr marcan una curva de pendiente negativa, disminuyendo a medida que aumenta la SiO₂, a la inversa de lo que ocurre con el Rb que presenta una correlación suavemente positiva con la SiO₂. Las relaciones Ba/La y La/Ta tienen valores medios a altos (Ba/La: 14,3-17,3 y La/Ta: 27,5-44,2).

Los valores de tierras raras fueron normalizados al condrito C1 de Sun y Mc Donough (1989). La curva para el Complejo Volcánico La Hoyada es pronunciada con un enriquecimiento de las tierras raras livianas en relación a las pesadas

(Fig. 10), las cuales tienen concentraciones muy bajas, menos de 10 veces el valor del condrito y con una relación (La/Yb)_N intermedia entre 15,08 y 32,83. Cabe destacar que la pendiente más pronunciada corresponde a muestras de lavas pertenecientes al segundo evento volcánico, evidenciada por un menor contenido en las tierras raras pesadas. Las relaciones (La/Sm)_N y (Gd/Yb)_N varían entre 4,10-6,16 y 2,02-2,74 indicando un enriquecimiento en las tierras raras livianas de tipo intermedio. Las muestras correspondientes a los diques presentan un menor fraccionamiento en las tierras raras pesadas (Fig. 10) con valores de (Gd/Yb)_N entre 2,02 y 2,24. El Eu presenta una leve anomalía negativa con valores cercanos a 1 (Eu/Eu* = 0,76 - 0,93).

Geología isotópica

Las relaciones isotópicas de Sr y de Nd obtenidas para dos muestras de este complejo fueron recalculadas a la edad de cada una de ellas. Las rocas analizadas se caracterizan por tener relaciones iniciales de ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr intermedias a bajas, cuyos valores varían entre 0,70588 (dique del primer evento volcánico) y 0,70643 (lava del segundo evento volcánico). Los valores de εNd son negativos (-2,25 y -2,64) y sus edades modelo TDM son 0,7759 Ga para el dique y 0,6928 Ga para la lava.

DISCUSIÓN

En base a las relaciones de campo, la geoquímica y estructuras desarrolladas en este trabajo, y a las edades geocronológicas obtenidas por Montero López (2009), se separa al Complejo Volcánico La Hoyada en al menos dos episodios diferentes (Fig. 5); una secuencia inferior que se emplazó entre los ca. 7 y 5 Ma y que fue cortada por fracturas subverticales rellenas por los diques, formadas a partir de un evento de deformación extensional a los 4,6 Ma. El segundo evento magmático ocurrió después de los ca. 4,6 Ma y estuvo vigente por lo menos hasta los 2,4 Ma, edad de la lava que cubre a los productos

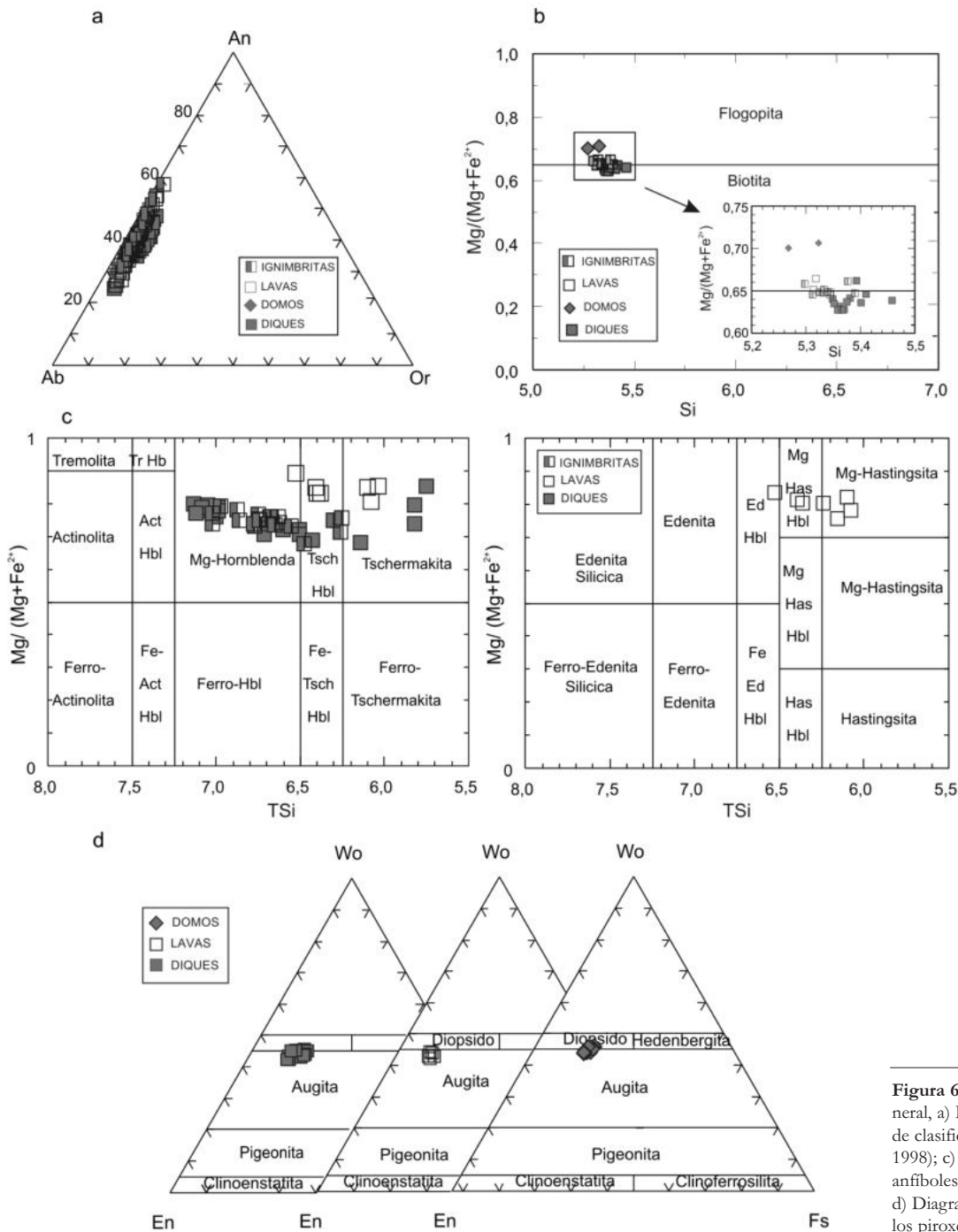


Figura 6: Diagramas de clasificación mineral, a) Diagrama Ab-Or-An; b) Diagrama de clasificación de las micas (Rieder *et al.* 1998); c) Diagrama de clasificación de los anfíboles cálcicos según Leake *et al.* (1997); d) Diagrama Wo-En-Fs de clasificación de los piroxenos.

previos del complejo. El magma que originó el Complejo La Hoyada es de afinidad calcoalcalina con una composición intermedia, con leves anomalías de Eu al normalizar las muestras a aquella más primitiva. Sin embargo, la petrografía de las rocas estudiadas muestra una abundante cantidad de plagioclasa lo cual indica que ocurrió su fraccionamiento. Ejemplos similares fue-

ron estudiados en rocas del arco en Bolivia por Davidson y de Silva (1995), quienes interpretan la aparente ausencia de anomalía de Eu por el estado de oxidación del magma que provoca que el Eu²⁺ sea escaso y no entre en la estructura cristalina de las plagioclasas. El leve enriquecimiento de las tierras raras livianas con respecto a las pesadas (La/Yb_N = 15-32), los bajos contenidos de éstas (4-8

veces el contenido condritico) y las altas concentraciones de Sr (>470 ppm) estarían indicando que estos magmas se formaron en un ambiente de presión moderada a alta donde el anfíbol y/o granate son estables en la fase residual, coherente con una corteza engrosada (Coira y Kay 1993, Mpodozis *et al.* 1997, Kay *et al.* 2006), como lo demuestran los datos geofísicos obtenidos en la región de la Puna

sur con un espesor cortical de 60 km (Heit *et al.* 2007). A partir de los resultados geoquímicos y de química mineral, sumado a los datos de campo y petrografía, es posible rearmar el esquema de evolución del Complejo Volcánico La Hoyada. Los altos valores de Mg, Cr y Ni reflejan que estas rocas se habrían originado a partir de líquidos de composiciones más intermedias, con una tendencia menos evolucionada con respecto a las demás unidades volcánicas que afloran en el área, las cuales son principalmente de composición riolítica. La fase inicial del sistema estuvo representada por domos de lava, los cuales generaron depósitos de brechas volcánicas que evolucionaron a ignimbritas. Por encima, se disponen las coladas lávicas y coladas en bloque de composición dacítica. Este primer paquete volcánico es cortado por los diques emplazados en fracturas de dirección E-O a ESE-ONO; la muestra representativa de los diques, tiene valores bajos de Cs, Rb y Th, elevado Sr (867 ppm), una relación ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr de 0,70588 relativamente baja y un valor de εNd negativo cercano a 0 (-2,25), lo cual demuestra su asociación con líquidos de composición ligeramente más básica que el resto de las rocas del complejo. Los niveles fluviales que cubren en discordancia a este primer paquete volcánico, evidencian la presencia de discordancias internas dentro de la historia magmática del complejo. Siguiendo el esquema propuesto, se produce un segundo evento

eruptivo con la emisión de productos efusivos y explosivos intercalados. La intrusión de los diques más básicos a los ca. 5 Ma interrumpe la tendencia del sistema que se observa entre las unidades iniciales y finales del primer ciclo volcánico hacia términos más evolucionados. Las similitudes geoquímicas entre las rocas del Complejo Volcánico La Hoyada y las rocas calcoalcalinas (dacitas-andesitas) del arco volcánico frontal (Mioceno superior-presente) al oeste-noroeste del área estudiada, permiten suponer que todas estas rocas tuvieron un origen similar a partir de la diferenciación de magmas de composición intermedia los cuales ya estaban enriquecidos con componentes de la corteza (Trumbull *et al.* 1999, Schnurr *et al.* 2007). Sin embargo, el porcentaje de contaminación cortical varió a lo largo del tiempo como queda reflejado por la presencia de rocas ácidas e intermedias en la región de La Hoyada. Coetáneamente a la construcción del Complejo Volcánico La Hoyada, se emplaza en el área un volcanismo ácido con la erupción de ignimbritas de la unidad Aguada Alumbra de 7,14 Ma (Montero López 2009). Si bien ambas unidades son de afinidad calcoalcalina y cubren parte del sector oriental de la cordillera de San Buenaventura, poseen características petrológicas y geoquímicas diferentes que permite separarlas. La presencia en el área de productos volcánicos de composición intermedia y ácida puede estar reflejando diferentes grados de asimilación cortical en

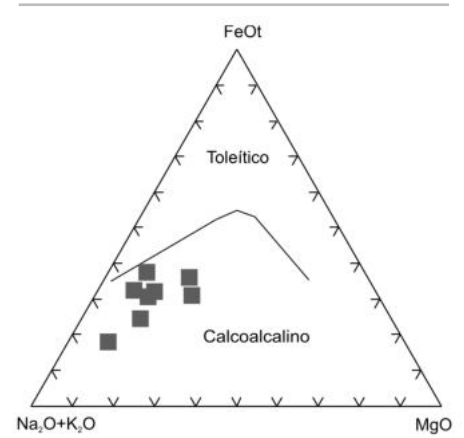


Figura 7: Diagrama AFM (Irvine y Baragar 1971).

los magmas que dan origen a estas rocas; así, el porcentaje de contaminación con material de la corteza habría disminuido hacia el Plioceno inferior cuando al finalizar el primer evento volcánico del Complejo Volcánico La Hoyada se emplazan los diques con una composición ligeramente alcalina, que podría estar relacionado con un adelgazamiento y/o delaminación de la corteza (*e.g.*, Kay *et al.* 1994, Mpodozis *et al.* 1997) seguido de un evento de tectónica extensional. Entonces, el magmatismo calcoalcalino de composición ácida e intermedia en el sector oriental de la cadena de San Buenaventura podría ser una expresión, a menor escala, del volcanismo bimodal que toma lugar para este tiempo en otras partes de la Puna Austral con la erupción de lavas de composición máfica e ignimbritas silíceas (*e.g.*, Risse *et al.* 2008, Kay y Coira 2009). El desarrollo de un volca-

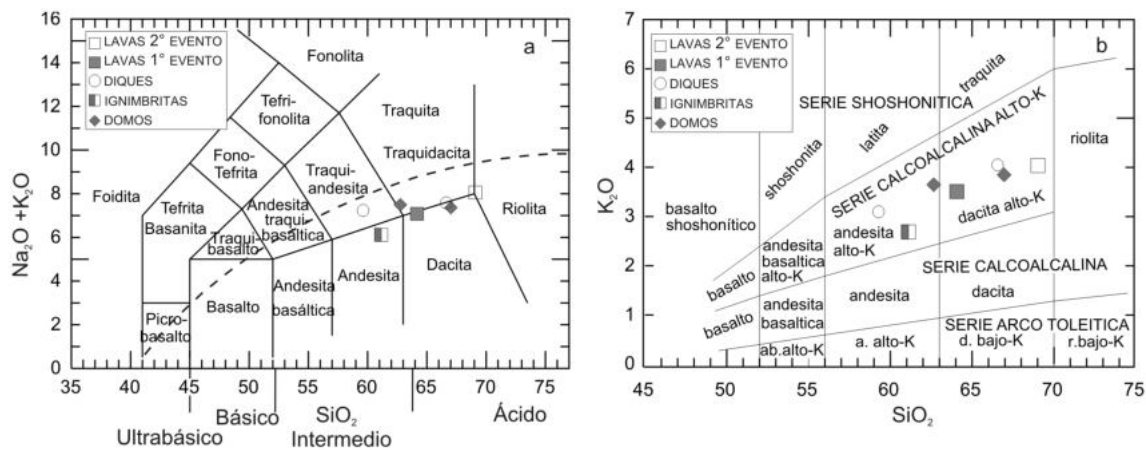


Figura 8: a) Clasificación de las rocas según el diagrama TAS de LeMaitre *et al.* (1989). La línea de puntos corresponde a la línea de Irvine y Baragar (1971) que separa los campos alcalino y subalcalino; b) Diagrama SiO₂ vs. K₂O (Peccerillo y Taylor 1976).

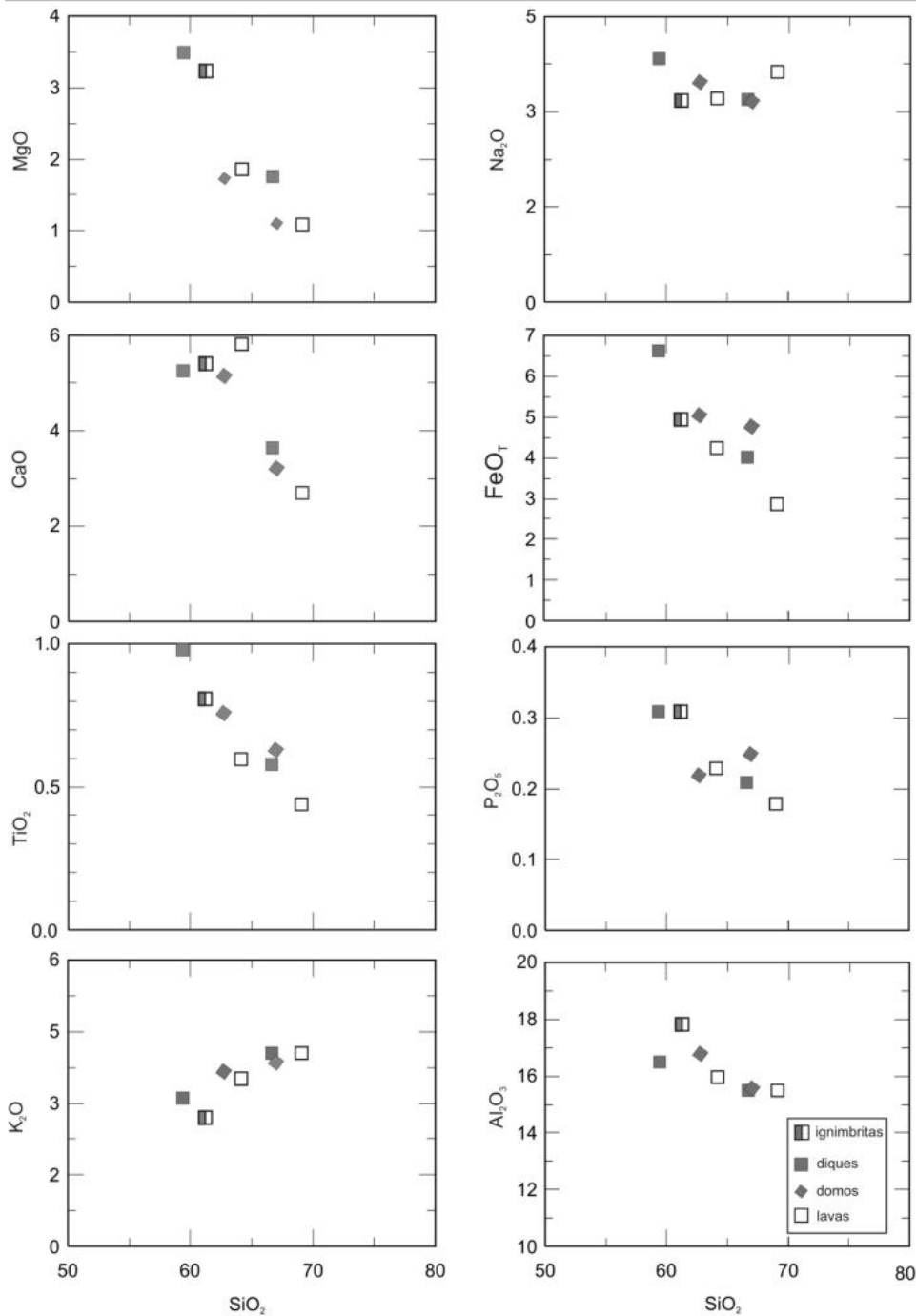


Figura 9: Diagramas de variación lineal de Harker para elementos mayoritarios.

nismo bimodal constituye una de las evidencias en las cuales se basan algunos autores para postular la ocurrencia de delaminación litosférica por debajo de este segmento de la Puna Austral (*e.g.*, Kay y Kay 1993, Kay *et al.* 1994, Kay y Coira 2009), vinculado a una tectónica extensional con fallas normales y de rumbo (*e.g.*, Marrett *et al.* 1994, Kraemer *et al.* 1999), muchas de las cuales permiten el ascenso de los magmas máficos a super-

ficie (*e.g.*, Marrett y Emerman 1992). Ejemplos similares de volcanismo bimodal relacionado a delaminación litosférica fueron estudiados en la región NO de Anatolia, en Turquía (*e.g.*, Altunkaynak y Dilek 2006, Altunkaynak 2009).

CONSIDERACIONES FINALES

Las rocas del Complejo Volcánico La Ho-

yada muestran características similares a las rocas de la Zona Volcánica Central, con valores de Al_2O_3 entre 15 y 17%, $\text{K}_2\text{O} > 2,5\%$, valores de TiO_2 bajos ($< 0,96\%$) y $\text{MgO} < 3,5\%$. En el segmento comprendido entre los 25° y 27° S las asociaciones dacítico-andesíticas del Mioceno medio a superior están vinculadas a fuentes mantélicas relacionadas a un ambiente de subducción con características de arco y retroarco (p. ej., Salar de Antofalla,

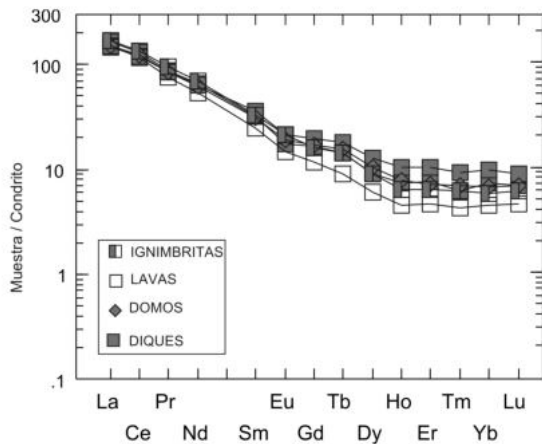


Figura 10: Diagramas de los elementos de tierras raras normalizados al valor del condrito de Sun y McDonough (1989).

Kraemer *et al.* 1999; Ojos del Salado, Baker *et al.* 1987).

El Complejo Volcánico La Hoyada registra eventos efusivos y explosivos que emiten rocas de afinidad calcoalcalina con valores de SiO₂ entre 58 a 68 %. Los estudios realizados permiten separar dos episodios volcánicos diferentes en este complejo, un primer ciclo que abarca un lapso entre *ca.* 7-4 Ma y un segundo evento que comprende desde *ca.* 4-2,5 Ma. La sección inferior del complejo es afectada por la tectónica con el desarrollo de fracturas extensionales subverticales de dirección E-O a ESE-ONO por donde se emplazan magmas de composición más

básica de tendencia ligeramente alcalina (traquiandesítica).

El volcanismo emplazado en esta porción sur de la Puna es calcoalcalino con composiciones que varían desde términos intermedios, representado en el área de estudio por el Complejo Volcánico La Hoyada (*ca.* 7-2,4 Ma), a ácidos que comprenden las unidades Aguada Alumbreira (*ca.* 7 Ma), Rosada (*ca.* 7 Ma) y Cerro Blanco (*ca.* 70 - <5 ka). Los estudios resultantes de áreas vecinas por otros investigadores muestran que a partir del Mioceno superior empezó a actuar en esta región un magmatismo máfico (*e.g.*, Kraemer *et al.* 1999, Risse *et al.* 2008), desarrollando

se un volcanismo bimodal en la porción sur de la Puna (*e.g.*, Kay y Coira 2009) hasta el Cuaternario.

AGRADECIMIENTOS

Los análisis geoquímicos y de química mineral fueron financiados por los proyectos SECyT-CAPES BR/PA05-UVII014 y PIP N° 5255, CONICET. A los árbitros Vanesa Litvak, José G. Viramonte y Pablo Caffé por las revisiones que permitieron mejorar la versión final del manuscrito. A Silvina Guzmán, Iván Petrinovic y Natalia Hauser por las discusiones constructivas, a Marcos Coco Cabezas por la colaboración en los trabajos de campo, y a Onésio Rodriguez Nunes Filho por la asistencia en laboratorio durante los análisis con la Microsonda Electrónica. M. C. Montero López agradece al CONICET por las becas otorgadas para el desarrollo de la tesis doctoral y a la Universidad Nacional de Salta donde realizó el doctorado. Al SEGEMAR y CNEA-Regional Noroeste por la ayuda en la logística de los viajes de campo y el espacio físico para desarrollar las tareas de investigación.

APÉNDICE 1

CUADRO 1: a) Composición en óxidos representativa de las plagioclasas.

| | Complejo Volcánico La Hoyada | | | | | | | | | | | | | | |
|--------------------------------|------------------------------|--------|--------|-------|--------|--------|-----------------|--------|-------|--------|-------|--------|--------|--------|--------|
| | LH32-Domo lávico | | | | | | SB06-Ignimbrita | | | | | | | | |
| | PI 1b | | PI 1c | | PI 1b | | pómez | | PI 1c | | PI 1b | | matriz | | |
| | PI 1b | PI 1c | PI 1c | PI 1b | PI 1b | PI 1b | PI 1b | PI 1c | PI 1b | PI 1b | PI 2b | PI 2b | PI 2c | PI 2b | |
| SiO ₂ | 58,31 | 58,64 | 59,13 | 58,77 | 59,19 | 58,13 | 53,35 | 54,36 | 55,99 | 58,90 | 58,27 | 59,17 | 59,87 | 60,92 | 59,65 |
| Al ₂ O ₃ | 26,16 | 26,05 | 25,50 | 25,44 | 25,93 | 26,17 | 28,78 | 28,47 | 27,06 | 25,75 | 25,59 | 25,42 | 25,19 | 24,55 | 25,05 |
| K ₂ O | 0,81 | 0,81 | 0,95 | 0,90 | 0,87 | 0,92 | 0,27 | 0,31 | 0,39 | 0,61 | 0,52 | 0,60 | 0,56 | 0,67 | 0,59 |
| CaO | 8,44 | 8,01 | 7,65 | 7,52 | 7,58 | 7,88 | 11,18 | 10,88 | 9,26 | 7,39 | 7,53 | 7,22 | 6,99 | 6,14 | 6,93 |
| Na ₂ O | 6,40 | 6,31 | 6,87 | 6,19 | 6,86 | 6,90 | 4,76 | 5,37 | 5,95 | 7,21 | 6,99 | 7,22 | 7,03 | 7,69 | 7,33 |
| FeO | 0,28 | 0,26 | 0,31 | 0,34 | 0,23 | 0,37 | 0,45 | 0,43 | 0,29 | 0,31 | 0,38 | 0,29 | 0,23 | 0,24 | 0,24 |
| SrO | 0,00 | 0,00 | 0,07 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,29 | 0,29 | 0,15 | 0,11 | 0,00 | 0,12 | 0,00 | 0,05 | 0,21 |
| BaO | 0,03 | 0,00 | 0,11 | 0,04 | 0,03 | 0,00 | 0,00 | 0,13 | 0,15 | 0,03 | 0,16 | 0,01 | 0,04 | 0,00 | 0,31 |
| Total | 100,42 | 100,07 | 100,58 | 99,20 | 100,69 | 100,37 | 99,09 | 100,23 | 99,22 | 100,31 | 99,44 | 100,05 | 99,91 | 100,26 | 100,31 |
| Si | 2,608 | 2,624 | 2,641 | 2,650 | 2,634 | 2,605 | 2,440 | 2,461 | 2,543 | 2,633 | 2,629 | 2,649 | 2,674 | 2,709 | 2,667 |
| Al | 1,379 | 1,374 | 1,342 | 1,350 | 1,360 | 1,382 | 1,552 | 1,519 | 1,448 | 1,357 | 1,360 | 1,341 | 1,326 | 1,286 | 1,320 |
| Sum Z | 3,987 | 3,998 | 3,983 | 4,000 | 3,994 | 3,986 | 3,992 | 3,981 | 3,992 | 3,990 | 3,989 | 3,990 | 3,999 | 3,995 | 3,987 |

Continúa Cuadro 1a).

| Complejo Volcánico La Hoyada | | | | | | | | | | | | | | | |
|------------------------------|--------|--------|--------|--------|--------|-----------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| LH32-Domo lávico | | | | | | SB06-Ignimbrita | | | | | | | | | |
| | | | | | | pómez | | | matriz | | | | | | |
| | PI 1b | PI 1b | PI 1c | PI 1c | PI 1b | PI 1b | PI 1b | PI 1b | PI 1c | PI 1b | PI 1b | PI 2b | PI 2b | PI 2c | PI 2b |
| Fe ²⁺ | 0,010 | 0,010 | 0,011 | 0,013 | 0,008 | 0,014 | 0,017 | 0,016 | 0,011 | 0,012 | 0,014 | 0,011 | 0,009 | 0,009 | 0,009 |
| Ca | 0,404 | 0,384 | 0,366 | 0,363 | 0,361 | 0,378 | 0,548 | 0,528 | 0,451 | 0,354 | 0,364 | 0,346 | 0,334 | 0,292 | 0,332 |
| Sr | 0,000 | 0,000 | 0,002 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,008 | 0,008 | 0,004 | 0,003 | 0,000 | 0,003 | 0,000 | 0,001 | 0,005 |
| Ba | 0,000 | 0,000 | 0,002 | 0,001 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,002 | 0,003 | 0,000 | 0,003 | 0,000 | 0,001 | 0,000 | 0,005 |
| Na | 0,555 | 0,548 | 0,595 | 0,541 | 0,592 | 0,599 | 0,422 | 0,471 | 0,524 | 0,625 | 0,611 | 0,627 | 0,609 | 0,663 | 0,635 |
| K | 0,046 | 0,046 | 0,054 | 0,052 | 0,050 | 0,053 | 0,016 | 0,018 | 0,022 | 0,035 | 0,030 | 0,034 | 0,032 | 0,038 | 0,033 |
| Sum X | 1,016 | 0,987 | 1,030 | 0,969 | 1,012 | 1,044 | 1,011 | 1,043 | 1,014 | 1,029 | 1,022 | 1,021 | 0,984 | 1,004 | 1,020 |
| Cationes | 5,003 | 4,986 | 5,013 | 4,969 | 5,006 | 5,030 | 5,003 | 5,024 | 5,005 | 5,018 | 5,011 | 5,011 | 4,984 | 4,999 | 5,007 |
| Ab | 55,200 | 56,027 | 58,637 | 56,616 | 59,025 | 58,159 | 42,844 | 46,359 | 52,541 | 61,655 | 60,799 | 62,225 | 62,412 | 66,771 | 63,485 |
| Or | 4,605 | 4,708 | 5,314 | 5,408 | 4,948 | 5,109 | 1,603 | 1,751 | 2,237 | 3,433 | 2,974 | 3,380 | 3,291 | 3,798 | 3,334 |
| An | 40,194 | 39,265 | 36,049 | 37,976 | 36,027 | 36,732 | 55,553 | 51,890 | 45,222 | 34,912 | 36,228 | 34,395 | 34,297 | 29,432 | 33,182 |

| LH22-Lavas | | | | | | C5-9-Diques | | | | | | |
|--------------------------------|-------|--------|-------|-------|-------|-------------|--------|--------|-------|--------|-------|--------|
| | PI 1b | PI 1b | PI 1c | PI 1c | PI 1b | PI 1b | PI 1b | PI 1b | PI 1c | PI 1c | PI 1b | PI 1b |
| SiO ₂ | 55,45 | 59,26 | 58,17 | 58,98 | 60,25 | 55,83 | 57,61 | 58,30 | 57,58 | 57,40 | 57,37 | 58,17 |
| Al ₂ O ₃ | 27,66 | 25,46 | 25,77 | 25,23 | 24,13 | 26,90 | 26,65 | 26,08 | 25,30 | 26,55 | 26,58 | 26,41 |
| K ₂ O | 0,45 | 0,65 | 0,51 | 0,60 | 0,92 | 0,49 | 0,55 | 0,66 | 0,72 | 0,60 | 0,64 | 0,62 |
| CaO | 10,00 | 7,20 | 7,61 | 6,91 | 5,97 | 9,21 | 8,72 | 8,41 | 7,66 | 8,80 | 8,57 | 8,51 |
| Na ₂ O | 5,65 | 7,32 | 6,85 | 7,17 | 7,93 | 5,97 | 6,38 | 6,31 | 6,46 | 6,30 | 6,21 | 6,08 |
| FeO | 0,32 | 0,15 | 0,22 | 0,22 | 0,17 | 0,30 | 0,26 | 0,37 | 0,38 | 0,27 | 0,39 | 0,35 |
| SrO | 0,06 | 0,00 | 0,13 | 0,20 | 0,18 | 0,14 | 0,02 | 0,00 | 0,03 | 0,15 | 0,04 | 0,00 |
| BaO | 0,00 | 0,21 | 0,00 | 0,13 | 0,03 | 0,00 | 0,00 | 0,13 | 0,09 | 0,00 | 0,05 | 0,00 |
| Total | 99,57 | 100,25 | 99,27 | 99,43 | 99,58 | 98,83 | 100,19 | 100,26 | 98,22 | 100,07 | 99,85 | 100,15 |

| | | | | | | | | | | | | |
|------------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| Si | 2,512 | 2,649 | 2,625 | 2,656 | 2,707 | 2,545 | 2,583 | 2,611 | 2,630 | 2,580 | 2,583 | 2,604 |
| Al | 1,477 | 1,341 | 1,370 | 1,339 | 1,278 | 1,445 | 1,408 | 1,377 | 1,361 | 1,406 | 1,410 | 1,393 |
| Sum Z | 3,989 | 3,990 | 3,996 | 3,995 | 3,984 | 3,990 | 3,991 | 3,988 | 3,991 | 3,987 | 3,993 | 3,997 |
| Fe ²⁺ | 0,012 | 0,005 | 0,008 | 0,008 | 0,006 | 0,011 | 0,010 | 0,014 | 0,014 | 0,010 | 0,015 | 0,013 |
| Ca | 0,485 | 0,345 | 0,368 | 0,333 | 0,287 | 0,450 | 0,419 | 0,404 | 0,375 | 0,424 | 0,413 | 0,408 |
| Sr | 0,002 | 0,000 | 0,003 | 0,005 | 0,005 | 0,004 | 0,001 | 0,000 | 0,001 | 0,004 | 0,001 | 0,000 |
| Ba | 0,000 | 0,004 | 0,000 | 0,002 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,002 | 0,002 | 0,000 | 0,001 | 0,000 |
| Na | 0,496 | 0,634 | 0,599 | 0,626 | 0,691 | 0,527 | 0,554 | 0,548 | 0,572 | 0,549 | 0,542 | 0,527 |
| K | 0,026 | 0,037 | 0,030 | 0,035 | 0,053 | 0,028 | 0,031 | 0,038 | 0,042 | 0,035 | 0,037 | 0,036 |
| Sum X | 1,021 | 1,026 | 1,008 | 1,010 | 1,042 | 1,021 | 1,015 | 1,005 | 1,006 | 1,022 | 1,009 | 0,984 |
| Cationes | 5,010 | 5,016 | 5,004 | 5,005 | 5,026 | 5,010 | 5,006 | 4,993 | 4,997 | 5,008 | 5,002 | 4,981 |
| Ab | 49,276 | 62,403 | 60,100 | 62,978 | 67,034 | 52,455 | 55,181 | 55,368 | 57,832 | 54,510 | 54,663 | 54,311 |
| Or | 2,555 | 3,671 | 2,965 | 3,476 | 5,103 | 2,814 | 3,133 | 3,817 | 4,262 | 3,437 | 3,680 | 3,656 |
| An | 48,170 | 33,926 | 36,936 | 33,545 | 27,863 | 44,731 | 41,686 | 40,815 | 37,907 | 42,053 | 41,657 | 42,033 |

b) Composición en óxidos representativa de las micas.

| Complejo Volcánico La Hoyada | | | | | | | | | | | | |
|--------------------------------|-------|-------|------------|-------|-------|-----------------|-------|--------|-------|-----------|-------|-------|
| C5-9- Diques | | | LH32-Domos | | | SB06-Ignimbrita | | | | LH22-Lava | | |
| | | | | | | pómez | | matriz | | | | |
| | Bt 1b | Bt 1c | Bt 1b | Bt 1b | Bt 1c | Bt 1b | Bt 1c | Bt 1c | Bt 1c | Bt 1b | Bt 1c | Bt 1b |
| SiO ₂ | 37,65 | 37,57 | 37,29 | 36,56 | 37,17 | 37,13 | 37,00 | 37,54 | 37,23 | 37,12 | 36,64 | 36,62 |
| TiO ₂ | 5,00 | 5,07 | 5,17 | 5,64 | 4,88 | 4,74 | 4,74 | 4,61 | 4,82 | 4,94 | 4,10 | 4,19 |
| Al ₂ O ₃ | 13,38 | 13,55 | 13,42 | 13,58 | 13,74 | 13,79 | 13,64 | 13,76 | 13,97 | 14,02 | 13,77 | 13,68 |
| FeO | 14,94 | 15,19 | 15,24 | 12,30 | 12,20 | 14,35 | 14,51 | 13,88 | 14,78 | 14,32 | 13,96 | 14,59 |
| MnO | 0,09 | 0,13 | 0,15 | 0,04 | 0,09 | 0,12 | 0,11 | 0,15 | 0,16 | 0,14 | 0,17 | 0,11 |
| MgO | 15,02 | 14,82 | 14,39 | 16,14 | 16,45 | 14,90 | 15,24 | 15,22 | 15,11 | 15,45 | 15,53 | 15,32 |

Continúa Cuadro 1 c).

| | SB-06-Igimbrita | | | | | LH22-Lavas | | | C5-9-Diques | | | LH12-Diques | | |
|------------------|-----------------|--------|--------|--------|--------|------------|--------|--------|-------------|--------|--------|-------------|--------|--------|
| | Pómez | | Matriz | | | Anf 1b | Anf 1c | Anf 1b | Anf 1b | Anf 1c | Anf 1b | Anf 1b | Anf 1c | Anf 1b |
| | Anf 1b | Anf 1c | Anf 1b | Anf 2b | Anf 2b | | | | | | | | | |
| Al | 0,119 | 0,104 | 0,168 | 0,207 | 0,105 | 0,193 | 0,353 | 0,287 | 0,103 | 0,108 | 0,087 | 0,154 | 0,303 | 0,268 |
| Fe ³⁺ | 0,266 | 0,456 | 0,378 | 0,406 | 0,397 | 0,226 | 0,313 | 0,376 | 0,345 | 0,348 | 0,353 | 0,484 | 0,363 | 0,375 |
| Ti | 0,160 | 0,161 | 0,213 | 0,313 | 0,244 | 0,318 | 0,300 | 0,289 | 0,161 | 0,143 | 0,160 | 0,155 | 0,272 | 0,213 |
| Cr | 0,003 | 0,005 | 0,000 | 0,001 | 0,001 | 0,021 | 0,004 | 0,027 | 0,003 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,001 | 0,002 |
| Mg | 3,210 | 3,285 | 3,103 | 2,812 | 3,138 | 3,435 | 3,180 | 3,345 | 3,303 | 3,420 | 3,378 | 2,869 | 2,685 | 2,766 |
| Fe ²⁺ | 1,242 | 0,988 | 1,137 | 1,261 | 1,115 | 0,806 | 0,851 | 0,675 | 1,086 | 0,980 | 1,022 | 1,337 | 1,376 | 1,376 |
| Mn | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| Sum_C | 5,000 | 5,000 | 5,000 | 5,000 | 5,000 | 5,000 | 5,000 | 5,000 | 5,000 | 5,000 | 5,000 | 5,000 | 5,000 | 5,000 |
| Mg | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| Fe ²⁺ | 0,029 | 0,058 | 0,068 | 0,068 | 0,067 | 0,048 | 0,076 | 0,070 | 0,041 | 0,049 | 0,051 | 0,014 | 0,034 | 0,030 |
| Mn | 0,047 | 0,041 | 0,040 | 0,046 | 0,047 | 0,017 | 0,013 | 0,013 | 0,058 | 0,051 | 0,051 | 0,071 | 0,048 | 0,063 |
| Ca | 1,800 | 1,788 | 1,736 | 1,757 | 1,739 | 1,824 | 1,804 | 1,822 | 1,754 | 1,749 | 1,763 | 1,818 | 1,824 | 1,801 |
| Na | 0,124 | 0,113 | 0,155 | 0,129 | 0,147 | 0,112 | 0,107 | 0,095 | 0,147 | 0,151 | 0,136 | 0,097 | 0,094 | 0,106 |
| Sum_B | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 |
| Na | 0,290 | 0,136 | 0,296 | 0,491 | 0,374 | 0,636 | 0,577 | 0,557 | 0,258 | 0,189 | 0,236 | 0,281 | 0,569 | 0,455 |
| K | 0,111 | 0,116 | 0,143 | 0,138 | 0,156 | 0,160 | 0,179 | 0,169 | 0,135 | 0,096 | 0,112 | 0,150 | 0,170 | 0,152 |
| Sum_A | 0,401 | 0,252 | 0,439 | 0,628 | 0,531 | 0,796 | 0,757 | 0,726 | 0,393 | 0,285 | 0,348 | 0,432 | 0,739 | 0,607 |
| Cationes | 15,401 | 15,252 | 15,439 | 15,628 | 15,531 | 15,796 | 15,757 | 15,726 | 15,393 | 15,285 | 15,348 | 15,432 | 15,739 | 15,607 |
| OH | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 |
| CF | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| CCI | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |

Análisis geoquímicos

Los análisis de elementos mayoritarios y trazas (tierras raras) fueron realizados con fondos de los proyectos CONICET - PIP 5255 y ANPCyT - PICT 2006-381. El procesamiento de las muestras (trituración, molienda, tamizado y cuarteo) se llevó a cabo en los laboratorios de Petrología y Geoquímica de la Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Salta.

En el caso del análisis de las muestras para determinar los elementos mayoritarios, se confeccionó una pastilla fundida con tetraborato de litio para y se la fundió con un equipo perlator marca *Claisse Fluxy*. Las muestras fueron analizadas en el laboratorio LANAIS (Universidad Nacional de Salta), donde se cuenta con un sistema de longitud de onda dispersa compuesto por un equipo Rigaku 2000, el cual contiene un tubo Rh, flujo de gas PC, un detector de centelleo SC y cristales monocromadores: LIF, PET, TAP y GE.

La determinación de las tierras raras se realizó en el laboratorio comercial ACME (Canadá) y fueron financiados por el proyecto CAPES-SECyT BR/PA05-UVII

014. En este laboratorio se utiliza un espectrómetro de masa con fuente de plasma (ICP-MS, *Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometer*). La muestra es transformada en un fino aerosol en medio de gas Argón, a través de un nebulizador y es conducida por una cámara de pulverización donde son eliminadas las gotas mayores. El aerosol que contiene la muestra es llevado a una luz de plasma donde la muestra es disociada e ionizada. Se los hace pasar a través de un sector magnético donde se efectúa la separación de masas y finalmente son conducidos hacia el detector. Una vez detectado los valores, se obtiene los resultados de los elementos trazas y tierras raras en ppm.

Los análisis de isótopos de Sm/Nd y Rb/Sr se realizaron en el laboratorio de Geocronología de la Universidad de Brasilia, sustentados con fondos del proyecto CONICET - PIP 5255, donde se analizaron dos muestras del Complejo Volcánico La Hoyada. Las relaciones de isótopos son analizadas en este laboratorio por medio de un espectrómetro de masas TIMS Finnigan MAT-262 (*Thermal Ionization Mass Spectrometer*), que está equipado con siete colectores móviles tipo Faraday y

una multiplicadora central de electrones. La técnica empleada para analizar los isótopos de Sm-Nd y Sr-Rb consiste en cuatro pasos a) pesado, b) ataque químico de las muestras, c) columnas primarias y d) columnas secundarias. Para detectar el Sm y Nd se molió la muestra, posterior a esto se mezcló unos 60 mg de muestra con 50 mg de solución spike de ¹⁴⁹Sm-¹⁵⁰Nd, y se disolvió en cápsulas de Saviller R. La extracción de Sm y Nd fue a través de las técnicas convencionales de intercambio catiónico a partir de columnas de teflón conteniendo resina LN-Spec (*HD EHP - di-ethylhexil phosphoric acid supported on PTFE powder*).

Para la detección de Sr se procedió a la disolución e intercambio catiónico de acuerdo a la metodología de Pankhurst y O'Nions (1973). Las muestras de Sm, Nd y Sr fueron cargadas en asociaciones de filamentos dobles de Re y las mediciones isotópicas fueron cargadas en un espectrómetro de masas multicolector Finnigan MAT 262 en modo estático. Una vez obtenidos los valores de las relaciones isotópicas de Nd y Sr, estos fueron recalculados a la edad de cada muestra obtenida por medio de las dataciones Ar/Ar.

CUADRO 2: Resultados de los análisis geoquímicos (elementos mayoritarios y trazas).

| Muestra | SB-06 | LH-31 | LH-32 | C5-9 | LH-12 | LH-18 | LH-22 |
|--------------------------------|------------|-------|--------|--------|--------|-------------------|-------------------|
| Unidad | CVLH | CVLH | CVLH | CVLH | CVLH | CVLH | CVLH |
| Roca | ignimbrita | domo | domo | dique | dique | Lava 1° evento | Lava 2° evento |
| SiO ₂ | 57,87 | 65,84 | 61,58 | 65,51 | 58,43 | 61,11 | 68,55 |
| TiO ₂ | 0,77 | 0,62 | 0,75 | 0,57 | 0,96 | 0,57 | 0,44 |
| Al ₂ O ₃ | 16,85 | 15,27 | 16,48 | 15,22 | 16,24 | 15,21 | 15,37 |
| Fe ₂ O ₃ | 4,67 | 4,69 | 4,96 | 3,94 | 6,53 | 4,05 | 2,84 |
| MnO | 0,09 | 0,09 | 0,07 | 0,08 | 0,10 | 0,08 | 0,05 |
| MgO | 3,06 | 1,08 | 1,71 | 1,74 | 3,45 | 1,77 | 1,08 |
| CaO | 5,10 | 3,14 | 5,04 | 3,57 | 5,17 | 5,53 | 2,68 |
| Na ₂ O | 3,34 | 3,46 | 3,78 | 3,48 | 4,20 | 3,40 | 4,00 |
| K ₂ O | 2,54 | 3,78 | 3,58 | 3,98 | 3,05 | 3,34 | 4,01 |
| P ₂ O ₅ | 0,29 | 0,25 | 0,22 | 0,21 | 0,31 | 0,22 | 0,18 |
| LOI | 5,80 | 1,14 | 2,30 | 1,60 | 1,50 | 5,03 | 0,80 |
| Total | 100,38 | 99,36 | 100,48 | 99,90 | 99,96 | 100,29 | 100,01 |
| Ba | 687,60 | | 538,10 | 562,10 | 557,10 | | 623,50 |
| Cs | 15,30 | | 3,20 | 4,30 | 2,40 | | 8,20 |
| Cu | 36,60 | | 19,20 | 30,30 | 55,00 | | 12,80 |
| Ga | 18,60 | | 21,10 | 19,30 | 20,00 | | 20,80 |
| Hf | 4,60 | | 4,70 | 4,40 | 4,40 | | 4,40 |
| Mo | 0,40 | | 0,70 | 0,40 | 0,20 | | 0,40 |
| Nb | 13,40 | | 13,30 | 16,90 | 16,40 | | 15,50 |
| Ni | 21,00 | | 21,00 | 13,00 | 19,00 | | 9,00 |
| Pb | 5,00 | | 3,40 | 5,80 | 3,90 | | 4,50 |
| Rb | 73,70 | | 126,40 | 160,30 | 111,00 | | 176,20 |
| Sc | 9,00 | | 9,00 | 8,00 | 17,00 | | 5,00 |
| Sn | 1,00 | | 1,00 | 2,00 | 1,00 | | 1,00 |
| Sr | 1064,50 | | 515,00 | 473,10 | 866,90 | | 513,00 |
| Ta | 0,90 | | 1,00 | 1,30 | 1,00 | | 1,30 |
| Th | 13,50 | | 19,00 | 26,90 | 17,10 | | 23,20 |
| U | 3,50 | | 5,20 | 8,30 | 5,30 | | 10,70 |
| Cr | | | | 16,00 | 33,00 | | 15,00 |
| V | 112,00 | | 120,00 | 86,00 | 179,00 | | 46,00 |
| Y | 13,80 | | 15,50 | 16,30 | 20,70 | | 10,20 |
| Zn | 65,00 | | 47,00 | 44,00 | 51,00 | | 21,00 |
| Zr | 168,00 | | 171,70 | 148,10 | 166,40 | | 161,80 |
| La | 39,80 | | 36,00 | 39,20 | 34,90 | | 35,70 |
| Ce | 82,50 | | 74,30 | 80,40 | 73,60 | | 71,20 |
| Pr | 9,00 | | 8,10 | 8,40 | 8,10 | | 7,20 |
| Nd | 32,50 | | 28,60 | 30,40 | 29,50 | | 24,70 |
| Sm | 5,00 | | 4,80 | 4,90 | 5,50 | | 3,70 |
| Eu | 1,20 | | 1,10 | 1,00 | 1,20 | | 0,90 |
| Gd | 3,30 | | 3,50 | 3,40 | 4,10 | | 2,40 |
| Tb | 0,50 | | 0,60 | 0,50 | 0,70 | | 0,30 |
| Dy | 2,30 | | 2,60 | 2,30 | 3,20 | | 1,60 |
| Ho | 0,40 | | 0,40 | 0,40 | 0,60 | | 0,30 |
| Er | 1,10 | | 1,20 | 1,30 | 1,80 | | 0,80 |
| Tm | 0,20 | | 0,20 | 0,20 | 0,20 | | 0,10 |
| Yb | 1,00 | | 1,20 | 1,30 | 1,70 | | 0,80 |
| Lu | 0,20 | | 0,20 | 0,20 | 0,20 | | 0,10 |
| Ba/La | 17,280 | | 14,950 | 14,340 | 15,960 | | 17,460 |
| La/Ta | 44,220 | | 36,000 | 30,150 | 34,900 | | 27,460 |
| (La/Yb) _N | 28,840 | | 22,070 | 22,490 | 15,080 | | 32,830 |
| (La/Sm) _N | 5,110 | | 4,830 | 5,160 | 4,100 | | 6,160 |

Continúa Cuadro 2.

| Muestra | SB-06 | LH-31 | LH-32 | C5-9 | LH-12 | LH-18 | LH-22 |
|--------------------------------------|------------|-------|--------|--------|----------|-------------------|-------------------|
| Unidad | CVLH | CVLH | CVLH | CVLH | CVLH | CVLH | CVLH |
| Roca | ignimbrita | domo | domo | dique | dique | Lava 1° evento | Lava 2° evento |
| (Gd/Yb) _N | 2,740 | | 2,450 | 2,240 | 2,020 | | 2,520 |
| Eu* | 24,420 | | 24,140 | 24,260 | 27,800 | | 18,010 |
| Eu/Eu* | 0,930 | | 0,830 | 0,760 | 0,800 | | 0,880 |
| Relaciones isotópicas | | | | | | | |
| ¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd | | | | | 0,512517 | | 0,5125 |
| ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr | | | | | 0,705885 | | 0,706435 |
| εNd | | | | | -2,25 | | -2,64 |

CVLH: Complejo Volcánico La Hoyada

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Aceñolaza, F.G., Toselli, A.J. y González, O. 1976. Geología de la región comprendida entre el salar del Hombre Muerto y Antofagasta de la Sierra, provincia de Catamarca. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 31(2): 127-136.
- Allmendinger, R., Strecker, M., Eremchuk, E. y Francis, P. 1989. Neotectonic deformation of the southern Puna Plateau, northwestern Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 2(2): 111-130.
- Alonso, R. y Fielding, E. 1986. Acerca de un nuevo yacimiento de vertebrados paleógenos en la Puna Argentina (Antofagasta de la Sierra, Catamarca). 3° Jornadas Argentinas de Paleontología de Vertebrados Resúmenes: 5, La Plata.
- Alonso, R., Viramonte, J.G. y Gutiérrez, R. 1984. Puna Austral. Bases para el subprovincialismo geológico de la Puna Argentina. 9° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 43-63, Bariloche.
- Altunkaynak, S. 2009. The evolution of bimodal volcanism in NW Anatolia (Turkey): Petrologic and geodynamic implications for the origin of compositional gaps in calc-alkaline and shoshonitic lavas. *Geophysical Research, Abstracts* 11, EGU2009-11927-1, EGU General Assembly.
- Altunkaynak, S. y Dilek, Y. 2006. Timing and nature of postcollisional volcanism in western Anatolia and geodynamic implications. *Geological Society of America, Special Papers* 409: 321-351.
- Arnosio, M., Becchio, R., Viramonte, J.G., Gropelli, G., Norini G. y Corazzato, C. 2005. Geología del Complejo Volcánico Cerro Blanco (26° 45' LS- 67° 45' LO), Puna Austral. 16° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 851-858, La Plata.
- Baker, P., Gonzales Ferrán, O. y Rex, D. 1987. Geology and geochemistry of the Ojos del Salado volcanic region, Chile. *Journal of Geological Society* 144: 85-96.
- Baldis, B., Gorroño, A., Ploskiewicz, J. y Sarudiansky, R. 1976. Geotectónica de la Cordillera Oriental, Sierras Subandinas y comarcas adyacentes. 6° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 3-22, Bahía Blanca.
- Barnabé, J.P. 1915. Los yacimientos minerales de la Puna de Atacama. *Anales del Ministerio de Agricultura de la Nación, Sección Geología, Mineralogía y Minería* N° 5, 63 p., Buenos Aires.
- Coira, B. y Kay, S.M. 1993. Magmatismo y levantamiento de la Puna, su relación con cambios en el ángulo de subducción y en el espesor cortical. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 3: 308-319, Mendoza.
- Coira, B., Davidson, J., Mpodozis, C. y Ramos, V. 1982. Tectonic and magmatic evolution of the Andes of the Northern Argentina and Chile. *Earth Science Reviews* 18: 303-332.
- Coira, B., Kay S. y Viramonte, J.G. 1993. Upper Cenozoic magmatic evolution of the Argentine Puna- a model for changing subduction geometry. *International Geology Review* 8: 677-720.
- Davidson, J.P. y de Silva, S.L. 1995. Late Cenozoic magmatism of the Bolivian Altiplano. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 119: 378-408.
- Heit, B. 2005. Teleseismic tomographic images of the Central Andes at 21° S y 25,5° S: an inside look at the Altiplano and Puna plateaus. Tesis doctoral, Universidad Libre de Berlín, (inédito), 139 p., Berlín.
- Heit, B., Sodoudi, F., Yuan, X., Bianchi, M. y Kind, R. 2007. An S receiver function analysis of the lithospheric structure in South America. *Geophysical Research Letters* 34, L14307, 5 p., doi: 10.1029/2007GL03031.
- Irvine, T.N. y Baragar, W.R. 1971. A guide to the chemical classification of the common rocks. *Journal of South American Earth Sciences* 8: 523-548.
- Isacks, B. 1988. Uplift of the Central Andean Plateau and bending of the Bolivian Orocline. *Journal of Geophysical Research* 93 (4): 3211-3231.
- 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, R. y Kay, S.M. 1993. Delamination and delamination magmatism. *Tectonophysics* 219: 177-189.
- Kay, S., Coira, B. y Viramonte, J.G. 1994. Young mafic back arc volcanic rocks as indicators of continental lithospheric delamination beneath the Argentine Puna Plateau, Central Andes. *Journal of Geophysical Research* 99: 323-339.
- Kay, S., Coira, B. y Mpodozis, C. 2006. Late Neogene volcanism in the Cerro Blanco region of

- the Puna Austral, Argentina (~26,5°S, ~67,5° W). 11° Congreso Geológico Chileno, Actas 2: 499-502, Antofagasta.
- Kraemer, B., Adelman, D., Alten, M., Schnurr, W., Erpenstein, K., Kiefer, E., van den Bogaard, P. y Görler, K. 1999. Incorporation of the Paleogene foreland into the Neogene Puna Plateau, the Salar de Antofalla area, NW Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 12: 157-182.
- Leake, B.E., Wooley, A.R., Arps, C.E.S., Birch, W.D., Gilbert, M.C., Grice, J.D., Hawthorne, F.C., Kato, A., Kisch, H.J., Krivovichev, V.G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J.A., Maresch, W.V., Nickel, E.H., Rock, N.M.S., Schumacher, J.C., Smith, D.C., Stephenson, N.C.N., Ungaretti, L., Whittaker, E.J.W. y Youzhi, G. 1997. Nomenclature of amphiboles: report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. *The Canadian Mineralogist* 82: 1019-1037.
- LeMaitre, R., Baternan, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyre Le Bas, M., Sabine, P., Schmid, R., Sorensen, H., Streckeisen, A., Woolley, A. y Zanettin, B. 1989. A classification of igneous rocks and glossary of terms. Blackwell, 193 p., Oxford.
- Marrett, R. y Emerman, S.H. 1992. The relations between faulting and mafic magmatism in the Altiplano-Puna plateau (Central Andes). *Earth and Planetary Science Letters* 112: 53-59.
- Marrett, R., Allmendinger, R., Alonso, R. y Drake, R. 1994. Late Cenozoic tectonic evolution of the Puna Plateau and adjacent foreland, northwestern Argentine Andes. *Journal of South American Earth Sciences* 7(2): 179-207.
- Mon, R. 1976. La tectónica del borde oriental de Los Andes en las Provincias de Salta, Tucumán y Catamarca, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 31(2): 65-72.
- Mon, R., Mena, R., Marrett, R. y Hongn, F. 1988. Rasgos de Neotectónica en la Puna Austral (República Argentina). 5° Congreso Geológico Chileno, Actas 1: 69-83, Santiago.
- Montero López, M.C. 2009. Estructura y magmatismo neógeno-cuaternarios en la sierra de San Buenaventura (Catamarca): su vinculación con la terminación austral de la Puna. Tesis doctoral, Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Salta, (inédito), 255 p., Salta.
- Montero López, M.C., Hongn, F.D., Seggiaro, R., Marrett, R. y Ratto, N. 2009a. Relación entre el volcanismo y los registros arqueológicos en el bolsón de Fiambalá. En Ratto, N. (ed.) *Entrelazando ciencias, sociedad y ambiente antes de la conquista española*, 131-156, Buenos Aires.
- Montero López, M.C., Hongn, F., Strecker, M., Marrett, R. y Seggiaro, R. 2009b. Pliocene onset of widespread normal faulting in the southern Puna Plateau, southern central Andes, NW Argentina. *Eos* 90 (52), American Geophysical Union Fall Meeting, Abstracts: T43B-2071, San Francisco.
- Mpodozis, C., Kay, S., Gardeweg, M. y Coira, B. 1996. Geología de la región de Ojos del Salado (Andes Centrales, 27° S): Implicancias de la migración hacia el este del frente volcánico Cenozoico Superior. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 3: 539-548, Buenos Aires.
- Mpodozis, C., Kay, S., Gardeweg, M. y Coira, B. 1997. Geología de la región de Valle Ancho - Laguna Verde (Catamarca, Argentina): una ventana al basamento del extremo sur de la zona volcánica de los Andes Centrales. Simposio Final Proyecto IGCP 345 - Evolución Litosférica de los Andes, Actas 3: 1689-1693, Antofagasta.
- Pascual, R. 1983. Novedosos marsupiales paleógenos de la Formación Pozuelos (Grupo Pastos Grandes) de la Puna, Salta, Argentina. *Ameghiniana* 20 (3-4): 265-280.
- Peccerillo, R. y Taylor, S. 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 58: 63-81.
- Proserpio, C. 1985. Informe preliminar del levantamiento geológico del área "La Hoyada". Provincia de Catamarca. Dirección Nacional de Minería y Geología, Secretaría de Minería, (inédito), 32 p., Buenos Aires
- Rieder, M., Cavazzini, G., D'Yakonov, Y., Frank-Menetskii, V., Gottardi, G., Guggenheim, S., Koval, P., Müller, G., Neiva, A., Radoslovich, E., Robert, J., Takeda, H., Weiss, Z. y Wones, D. 1998. Nomenclature of the micas. *The Canadian Mineralogist* 36: 41-48.
- Riller, U., Petrinovic, I., Ramelow, J., Strecker, M. y Oncken, O. 2001. Late Cenozoic tectonism, caldera and plateau formation in the Central Andes. *Earth Planetary Science Letter* 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.
- Rubiolo, D., Seggiaro, R. y Hongn, F. 2001. Mapa de la Hoja Geológica 2769-IV Fiambalá, provincias de Catamarca y La Rioja. Boletín 361, Programa Nacional de Cartas Geológicas 1:250.000, SEGEMAR, 90 p., Buenos Aires.
- Salfity, J. 1985. Lineamientos transversales al rumbo andino en el noroeste argentino. 4° Congreso Geológico Chileno, Actas 2: 119-137, Antofagasta.
- Salfity, J., Omarini, R., Baldis, B. y Gutiérrez, W. 1975. Consideraciones sobre la evolución geotectónica del Precámbrico y del Paleozoico del Norte Argentino. 2° Congreso Iberoamericano de Geología Económica, Actas 4: 341-362, Buenos Aires.
- Schnurr, W., Trumbull, R., Clavero, J., Hahne, K., Siebel, W. y Gardeweg, M. 2007. Twenty-five million years of silicic volcanism in the southern central volcanic zone of the Andes: Geochemistry and magma genesis of ignimbrites from 25 to 27° S, 67 to 72° W. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 166: 17-46.
- Schoenbohm, L. y Strecker, M.R. 2009. Normal faulting along the southern margin of the Puna Plateau, Northwest Argentina. *Tectonics* 28, TC5008, 21 p., doi: 10.1029/2008TC002341.
- Seggiaro, R., Hongn, F., Folguera, A. y Clavero, J. 2000. Hoja Geológica 2769 - II. Paso de San Francisco. Boletín 294, Programa Nacional de Cartas Geológicas 1:250.000, SEGEMAR, 52 p., Buenos Aires.
- Springer, M. y Förster, A. 1998. Heat flow density across the Central Andean subduction zone, *Tectonophysics* 291: 123-139.
- Stappenbeck, R. 1918. Los yacimientos minerales y rocas de aplicación de la República Argentina. Dirección General de Minas y Geología, Boletín N°19, 107p., Buenos Aires.
- Sun, S. y McDonough, W.F. 1989. Chemical and

- isotopic systematic of ocean basalts: implication for mantle, composition and processes. En Sounders A. D., Norry, M.J. (eds.) Magmatism in ocean basins. Geological Society of London, Special Publication 42: 313-345.
- Toselli, A.J. 1982. Criterios de definición del metamorfismo de muy bajo grado con especial énfasis en el perfil de Falda Ciénaga, Puna de Catamarca. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 37(2): 205-213.
- Trumbull, R., Wittenbrink, R., Hahne, K., Emmermann, R., Büsch, W., Gerstenberger, H. y Siebel, W. 1999. Evidence for Late Miocene to Recent contamination of arc andesites by crustal melts in the Chilean Andes (25-26°S) and its geodynamic implications. *Journal of South American Earth Sciences* 12: 135-155.
- Trumbull, R., Riller, U., Oncken, O., Scheuber, E., Munier, K. y Hongn, F. 2006. The time-space distribution of Cenozoic volcanism in the South-Central Andes: a new data compilation and some tectonic implication. En Oncken, O., Chong, G., Franz, G., Giese, P., Götze, H., Ramos, V., Strecker, M. y Wigger, P. (eds.) *The Andes - Active Subduction Orogeny*: 29-43. Springer.
- Turner, J.C. 1962. Estratigrafía de la región al naciente de la Laguna Blanca (Catamarca). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 18(1-2): 11-45.
- Turner, J.C. 1963. Informe geológico correspondiente a la "Mina La Hoyada", Dpto. Tinogasta, Provincia de Catamarca. Informe interno Servicio Nacional Minero Geológico, (inédito), 24 p., Buenos Aires.
- Turner, J.C. 1967. Descripción geológica de la Hoja Chaschuil, 13b. Instituto Nacional de Geología y minería. Boletín 106, 91p., Buenos Aires.
- Viramonte, J.G. y Petrinovic, I.A. 1990. Calderas asociadas a megafracturas transcurrentes en los Andes Centrales del Sur. 11° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 369-372, San Juan.
- Viramonte, J.G., Galliski, M.A., Araña Saavedra, V., Aparicio, A., García Cacho, L. y Martín Escorza, C. 1984. El finivulcanismo básico de la depresión de Arizaro, provincia de Salta. 9° Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 234-251, Bariloche.
- Yuan, X., Sobolev, S.V., Kind, R., Oncken, O., Bock G., Asch, G., Schurr, B., Graeber, F., Rudloff, A., Hanka, W., Wylegalla, K., Tibi, R., Haberland, C., Rietbrock, A., Giese, P., Wigger, P., Röwer, P., Zandt, G., Beck, S., Wallace, T., Pardo, M. y Comte, D. 2000. Subduction and collision processes in the Central Andes constrained by converted seismic phases. *Nature* 408: 958-961.

Recibido: 5 de octubre, 2009

Aceptado: 12 de mayo, 2010