

# Volcanismo máfico terciario de la Puna jujeña, los Cerros Negros de Jama

Guadalupe MARO<sup>1</sup> y Pablo J. CAFFE<sup>1</sup>

**Resumen:** Los Cerros Negros de Jama (23°29' S – 66°56' O) forman parte de un conjunto de centros eruptivos representativos del volcanismo más máfico que aconteció durante el Cenozoico en la Puna septentrional. Consisten en conos de escoria y coladas de lava edificadas por erupciones explosivas estrombolianas concomitantes con erupciones efusivas.

La textura afírica a microporfírica esquelética de estas rocas, junto a una asociación mineral dominada por microfenocristales de olivina y/u ortopiroxeno, sugieren etapas cortas o inexistentes de almacenamiento en cámaras magmáticas supracorticales, así como una temperatura de los magmas superior a los 1000 °C y condiciones próximas a las de saturación en agua. La usual aparición de xenocristales de cuarzo máfico con diferentes texturas de reacción sugiere asimilación de magmas/rocas ígneas ácidos en condiciones termobáricas dispares. Un ascenso rápido y turbulento, más el sobrecalentamiento de los magmas habrían sido claves en el proceso de contaminación de los mismos en curso a la superficie.

Las rocas volcánicas de Jama tienen composición andesítica basáltica a andesítica/traquiandesítica y pertenecen a la serie calcoalcalina con alto K. Sus características geoquímicas son típicas de ambientes de arco continental, con empobrecimiento en Nb, Ta y P y relaciones La/Ta > 30 y Ba/Nb > 25.

En diagramas de variación de elementos mayores y trazas se distinguen dos grupos de rocas con diferentes patrones evolutivos. Las concentraciones variables de algunos componentes para grados evolutivos intermedios, sugiere niveles de incompatibilidad disímiles de esos elementos por diferenciación de los magmas a distintas profundidades desde uno o dos precursores primarios.

**Abstract:** *TERTIARY MAFIC VOLCANISM OF THE JUJUY PUNA, THE CERROS NEGROS DE JAMA.* The Cerros Negros de Jama (23°29' S – 66°56' W) monogenetic volcanoes belong to a group of eruptive centers that are representative of the most mafic magmatism in the northern Puna during the Cenozoic. They comprise scoria cones and associated lava flows erupted during coeval strombolian and effusive volcanic activity.

Aphyric to microporphyritic skeletal textures and microphenocryst assemblages dominated by olivine and/or orthopyroxene suggest in-existent or short residence times in supracrustal magma chambers, as well as magma temperatures higher than 1000° C and near to water saturation conditions. The frequent occurrence of magmatic quartz xenocrysts with different degrees of reaction suggests assimilation of silicic magmas/igneous rocks under variable P-T conditions. A combination of large ascent rates and strong turbulence, together with an overheating of the magmas would have been crucial for this in-route contamination process.

The Jama volcanic rocks are basaltic andesites and andesites to trachyandesites which belong to the high-K calcalkaline series. The observed geochemical signature is typical of continental arc magmas, showing negative anomalies of Nb, Ta and P, La/Ta > 30 and Ba/Nb > 25. Two main groups of rocks with different evolution patterns can be distinguished from major and trace element diagrams. Different concentrations of some elements at intermediate degrees of evolution point to variable degrees of incompatibility for them, which in turn may have been caused by magma evolution at different depths from the same or different primary magmas.

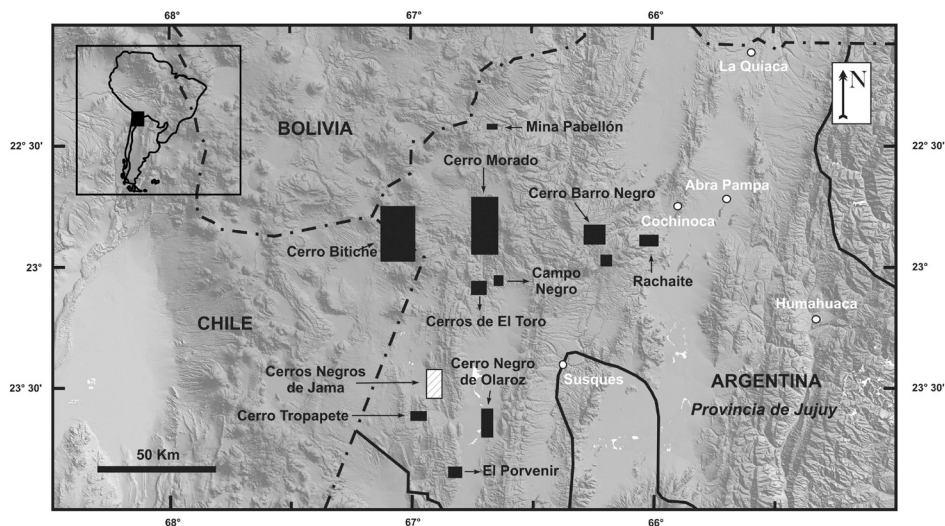
**Palabras clave:** Volcanismo máfico. Puna septentrional. Andes Centrales. Andesitas basálticas. Andesitas.

**Key words:** Mafic volcanism. Northern Puna. Central Andes. Basaltic andesites. Andesites.

<sup>1</sup> CONICET, Instituto de Geología y Minería, Universidad Nacional de Jujuy. E-mail: gmaro@idgym.unju.edu.ar

## Introducción

El volcanismo máfico Cenozoico de la altiplanicie de los Andes Centrales ha abarcado desde el Oligoceno hasta el Cuaternario (Coira *et al.*, 1993). A pesar de estar distribuido ampliamente, tanto geográfica (Figura 1) como cronológicamente (*e.g.*, Kay *et al.*, 1999; Risse *et al.*, 2008), sus volúmenes son escasos en comparación con sus contrapartes más silíceas. Los Cerros Negros de Jama son centros volcánicos monogenéticos que representan una de las ocurrencias de este tipo de volcanismo en la región de Puna septentrional.



**Figura 1.** Mapa de ubicación de los centros volcánicos máficos de la Puna septentrional. El cuadrado rayado con líneas oblicuas indica la zona objeto de este estudio.

Existen variados estudios petrológicos y geoquímicos de este tipo de actividad en la Puna austral debido a la mayor concentración de centros máficos en ese sector (*e.g.*, Knox *et al.*, 1989; Kay *et al.*, 1994; Guzmán *et al.*, 2006; Risse *et al.*, 2008; Drew *et al.*, 2009). En cambio, la investigación de su rol en la Puna septentrional es aún incipiente (Krallmann, 1994; Cabrera y Caffè, 2009). El profuso magmatismo neógeno en esta región de los Andes Centrales generó productos de composición predominantemente silíceica y no se han encontrado hasta el momento rocas verdaderamente basálticas. Sin embargo, la pobre cristalización y el carácter geoquímico casi primitivo de las lavas andesítico basálticas y andesíticas presentes las hace buenas indicadores de los procesos subcorticales en un ambiente tectónico convergente caracterizado por el gran espesor de la corteza continental ( $\sim 77$  km en la Puna septentrional, según Prezzi y Gotze, 2009). Cabe destacar que los magmas derivados del manto son considerados esenciales en la génesis del volcanismo ácido de la Puna (*e.g.*, Caffè *et al.*, 2002; Kay *et al.*, 2010; Guzmán *et al.*, 2011), especialmente el eruptado desde sistemas de calderas de gran volumen. Dichos magmas de composición dacítica tienen características químicas e isotópicas híbridas, que sugieren la participación directa de una proporción variable (70 - 30 %) de magmas derivados del manto en su génesis. Así, la definición del miembro final mantélico, cuyo mejor representante son los productos del volcanismo más máfico, es esencial para definir la variabilidad composicional del magmatismo dacítico. Asimismo, su

estudio es fundamental para caracterizar procesos a nivel del orógeno como, por ejemplo, el rol del reciclado cortical *versus* el de la acreción magmática desde el manto, estimación del flujo térmico y estado reológico de la corteza, o incluso el control del magmatismo sobre la formación de yacimientos minerales.

En esta contribución se presentan nuevos datos geológicos, petrográficos y geoquímicos de roca total del volcanismo máfico asociado a los Cerros Negros de Jama, Provincia de Jujuy. Se presenta un modelo de facies sencillo y la interpretación de los mecanismos eruptivos principales, así como una caracterización preliminar de su petrología y procesos evolutivos más importantes.

## Encuadre temporal y geodinámico del volcanismo máfico de la Puna

El *plateau* Altiplano-Puna en los Andes Centrales se localiza entre las latitudes 27°S y 14°S y, por su elevación promedio de 3700 m, se encuentra entre los más altos del mundo. La región de Puna septentrional-Altiplano coincide espacialmente con la existencia de una litósfera delgada, un alto flujo térmico superficial y un profuso magmatismo neógeno (Prezzi y Gotze, 2009). Respecto a este último fenómeno, Coira *et al.* (1993) dividieron la historia de la actividad magmática cenozoica de la Puna en cuatro fases, de acuerdo a la presencia de diferentes asociaciones volcánicas. Éstas estarían comprendidas entre los intervalos Oligoceno tardío – Mioceno temprano, Mioceno medio – Mioceno tardío, Mioceno tardío – Plioceno y Plioceno – Reciente, coincidentes con la culminación de los pulsos principales de deformación de la orogenia Andina. La primera fase consistió en un período en el cual el magmatismo fue escaso a nulo, mientras que la segunda se habría iniciado con la generación de pequeños complejos dómicos volcánicos y stocks dacíticos (Caffe *et al.*, 2002). Durante la tercera etapa ocurrió un intenso volcanismo explosivo que habría producido el elevado volumen de ignimbritas, principalmente en la Puna septentrional. Finalmente, durante la última fase, la actividad migró hacia el oeste hasta concentrarse en la zona del actual arco volcánico. Los diferentes comportamientos del magmatismo de esta región han sido interpretados como la consecuencia de variaciones en el espesor de la corteza y manto litosférico debido a cambios en el ángulo de subducción de la placa de Nazca, correspondiendo la primera y segunda fase a una etapa de subducción subhorizontal y la tercera y cuarta fase, al progresivo aumento de la inclinación de la placa subductada (Coira *et al.*, 1993).

Es esencialmente durante el tercer y cuarto período cuando se formaron los conos de escorias y lavas basálticas a andesíticas. Según sus características geoquímicas, estos centros han sido asignados a tres grupos: OIB, calcoalcalino alto en K y shoshonítico (Kay *et al.*, 1994). La presencia del grupo OIB, combinada con la disminución del espesor de la litósfera en Puna austral, han sido consideradas evidencias de un proceso de delaminación litosférica pliocena-reciente (Kay *et al.*, 1994). En la Puna septentrional, en cambio, no se han reportado rocas con composiciones OIB, sólo andesitas basálticas y andesitas calcoalcalinas ricas en K y algunas con tendencias shoshoníticas (Kay *et al.*, 1994; Krallman, 1994; Cabrera y Caffé, 2009; Presta, 2011; nuestros propios datos inéditos).

Por otra parte, si bien en Puna austral se encuentran centros volcánicos máficos cuaternarios (Aquater, 1980; Guzmán *et al.*, 2006; Risse *et al.*, 2008), los volcanes monogenéticos conocidos hasta el momento en la Puna septentrional (*Figura 1*) tienen edades relativas o absolutas que sugieren actividad durante el Mioceno tardío hasta el Plioceno temprano (Krallman, 1994; Coira *et al.*, 1996; Presta, 2011).

## Geología de los Cerros Negros de Jama

Los Cerros Negros de Jama (*Figura 2*) consisten en al menos cinco manifestaciones que se localizan inmediatamente al este de la Ruta Nacional N° 52 que comunica a la Ruta Nacional N° 9 con el Paso de Jama, aproximadamente a la altura de la Laguna Ana y del Cerro Bayo de Archibarca. Mientras cuatro de estos centros consisten en conos de escorias y campo de lavas asociado, uno corresponde a coladas de lavas sin edificio volcánico reconocido. Estratigráficamente, se encuentran en discordancia sobre sedimentitas ordovícicas clásticas de origen marino (Formación Acoite; Turner, 1964) o suprayaciendo a lavas dacíticas correlacionables composicionalmente con las del volcán Cerro Bayo de Archibarca (7,2 Ma; Coira *et al.*, 1993), distante unos cientos de metros al oeste. Sus productos están cubiertos sólo parcialmente por depósitos inconsolidados, mayormente dunas eólicas actuales que cubren las planicies circundantes.

Una característica relevante de estos centros es su alineación en la dirección submeridional, coincidiendo con fallas inversas que son subparalelas a las que han producido el ascenso principal del basamento ordovícico.

**CONOS DE ESCORIA.** Los conos de escoria (*Figura 3A*) de esta región tienen entre 100 y 150 m de altura y diámetros basales de entre 450 y 800 m, siendo en su mayoría de morfologías subcirculares, a excepción de uno que presenta una forma elíptica elongada en dirección noroeste (C3 en *Figura 2*). En general, se encuentran bien preservados y cubiertos por un talud regolítico (el *superficial apron* de Vespermann y Schmincke, 2000) de material removilizado derivado de su erosión. Por ello no se encuentran secciones que permitan la observación completa de las facies de sus sectores internos y aún de las paredes externas.

Los principales productos piroclásticos consisten en lapillitas brechosas de color rojizo (*Figura 3C*), conformadas por bombas de hasta aproximadamente 1 metro y variada morfología (fusiformes a globosas; *Figura 3D*) inmersas en un material poco soldado tamaño lapilli grueso. Esta facies predomina en los taludes de los conos. En forma subordinada, se observan algunos niveles homogéneos de granulometría fina que alcanza el tamaño ceniza media, así como también facies de lapillitas brechosas con aglutinación moderada (*Figura 3E*), integrada por una acumulación fundamentalmente de bombas masivas o vesiculadas que presentan diferentes grados de aplanamiento (hasta una relación espesor: longitud de 1:5).

Un rasgo típico, tanto del material piroclástico como de las lavas, es la presencia de xenolitos volcánicos y sedimentarios. Los primeros muestran una composición dacítica y su aparición se restringe a los centros occidentales alineados, de manera tal que probablemente provengan de lavas asociadas al Cerro Bayo de Archibarca que constituyen el sustrato de los centros máficos. Los xenolitos sedimentarios corresponden a areniscas cuarzosas y están presentes en todos los centros eruptivos estudiados.

**LAVAS.** Los conos suelen estar intruidos por diques de lavas de color gris oscuro, generalmente de menos de 1 metro de espesor y caracterizadas por una intensa foliación que suele desarrollar plegamientos por flujo. El contacto entre estos diques y el material lapillítico de la pared del cono es una roca de aspecto heterogéneo y de alta dureza constituida por fragmentos muy deformados de color rojizo y vesiculados contenidos en una matriz coherente, gris oscura y de textura afírica, semejante a la lava.

Además, se encuentran salidas de lava en las paredes de los edificios volcánicos que tienen un escaso desarrollo longitudinal (< 100 m). Éstas presentan también una foliación intensa,

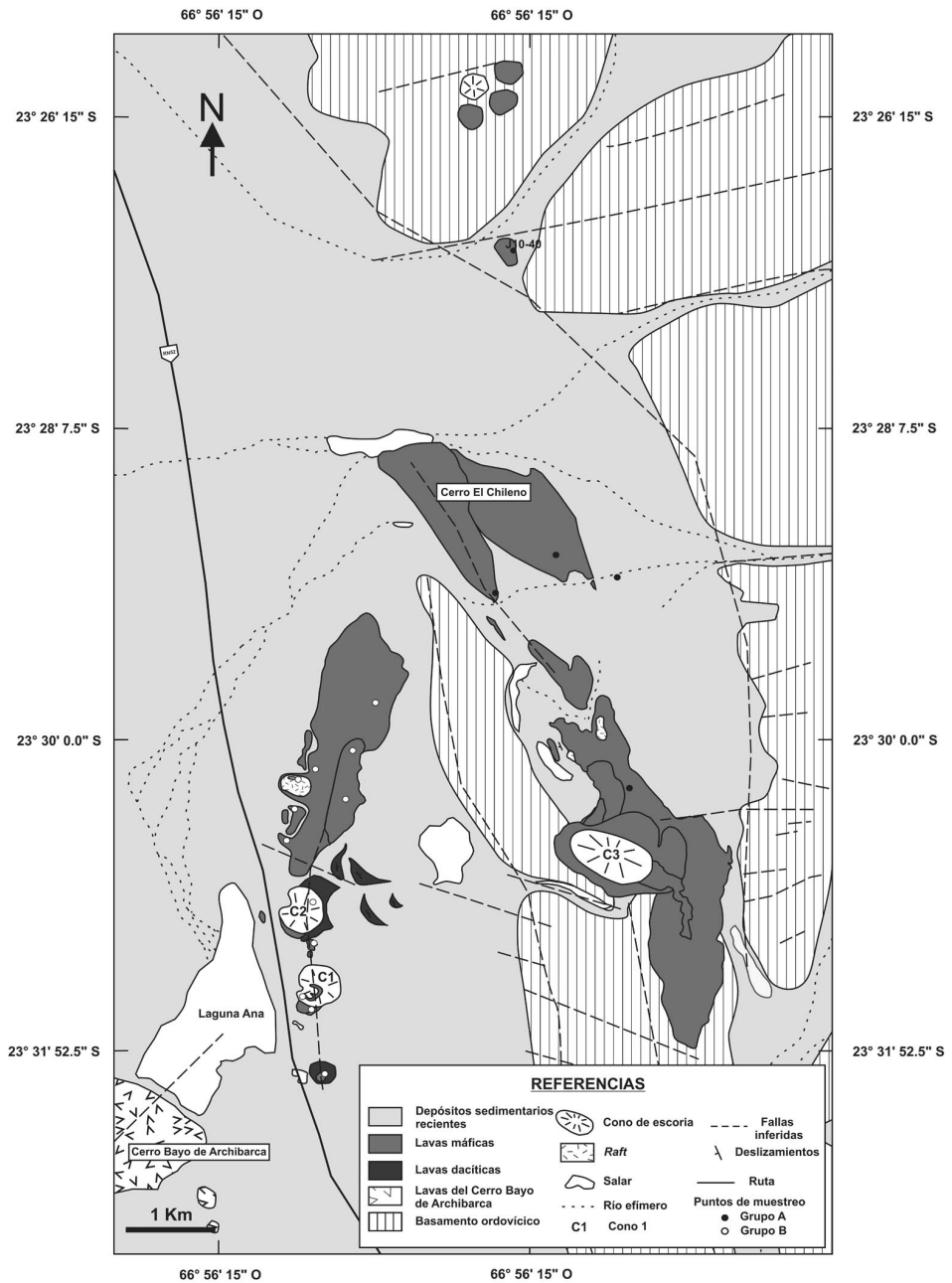
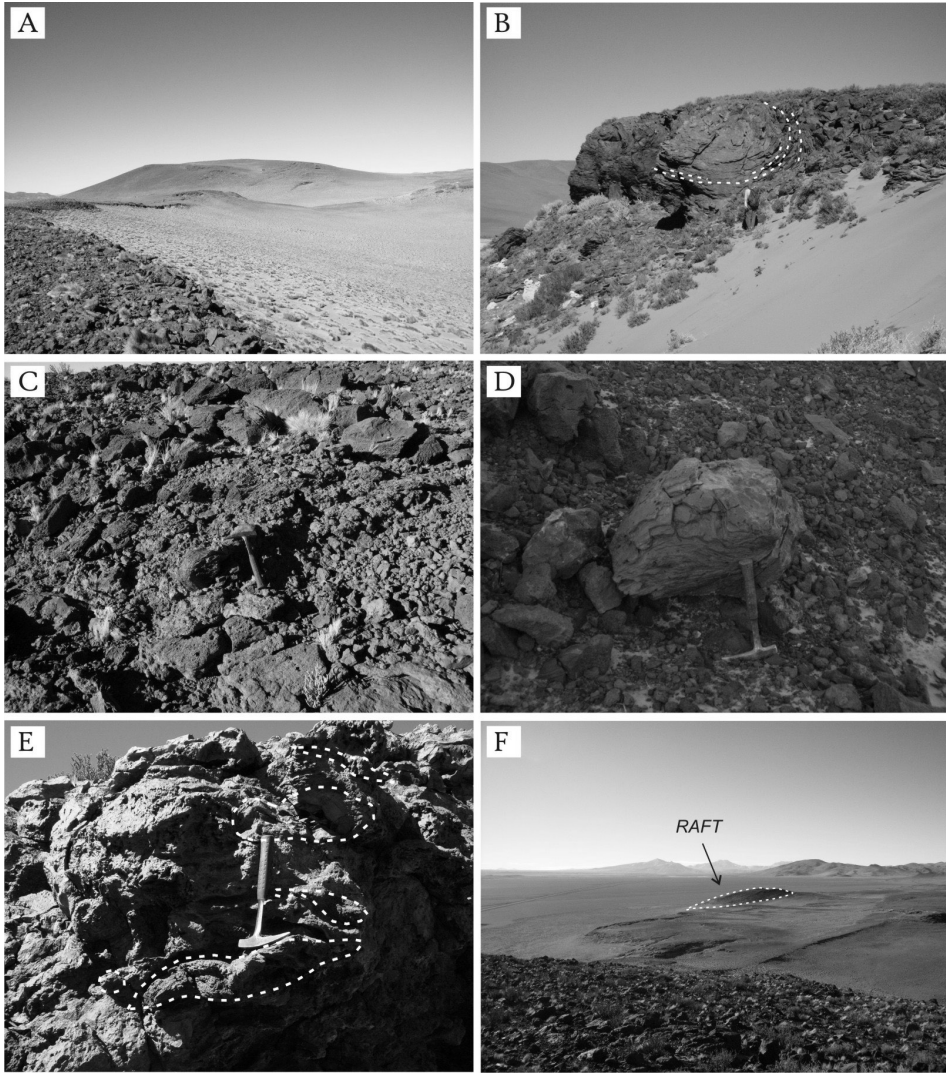


Figura 2. Mapa geológico de la región de los Cerros Negros de Jama, Puna septentrional.



**Figura 3.** Fotografías de campo de la región de los Cerros Negros de Jama. (A) Cono oriental y colada de lava asociada que se extiende al norte. (B) Margen este de una de las lavas que enseña pliegues de flujo semejantes a los pliegues tectónicos tipo vaina o sheath folds. (C) Lapillitas brechosas de color rojizo en el talud de los conos. (D) Bombas globosas. (E) Apilamiento de bombas con diferente grado de aplastamiento. (F) Montículo piroclástico localizado en la superficie de la colada norte proveniente del cono occidental más septentrional.

en ocasiones con plegamientos por flujo, aunque pueden poseer sectores masivos o con alta vesicularidad. Es común la ocurrencia de xenolitos dacíticos, algunos de los cuales superan el tamaño bloque ( $> 50$  cm de diámetro). En ocasiones se observan fragmentos escoriáceos y bombas incorporados a la lava al brechar ésta las paredes del cono durante su salida.

Las coladas lávicas asociadas a dos de los conos (C2 y C3 en *Figura 2*) que se extienden principalmente hacia el noreste fueron extruidas desde la base de los volcanes y habrían sido alimentadas por diques localizados por debajo de los mismos.

El cono de escorias occidental ubicado más al norte (C2 en *Figura 2*) presenta dos

coladas superpuestas que se extienden hacia el noreste. Ambas están vesiculadas, pero se diferencian entre sí por la composición mineralógica. Mientras que el flujo inferior, de 3 km de longitud, 900 m de ancho y un espesor expuesto no mayor a los 2 m, consiste en una roca con fenocristales de piroxeno, la colada superior, emplazada sobre el sector oriental de esta última, presenta una asociación mineral predominantemente olivínica y se destaca por su menor extensión (1,2 km). Esta última exhibe un mayor espesor (hasta 4 m) y buza suavemente hacia el ONO. Su margen occidental se observa recto y el lineamiento que define parece corresponder a una estructura de rumbo N-S que se extiende atravesando los conos (*Figura 2*). Por el contrario, el margen oriental es abrupto, prácticamente vertical, y presenta una foliación intensa predominantemente subhorizontal que, ocasionalmente, desarrolla pliegues de flujo (*Figura 3B*) semejantes a los pliegues tectónicos tipo vaina o *sheath folds* que suelen observarse en reoinimbritas y otras lavas (*e.g.*, Branney *et al.*, 2004; Cabrera y Caffè, 2009).

El cono oriental (C3 en *Figura 2*), por su parte, posee asociados al menos cuatro flujos de lava de diferente longitud. Uno se extiende 2,5 km hacia el noroeste y alrededor de la misma distancia hacia el sudeste y consiste en una lava masiva. Al occidente de este flujo, desarrolladas sobre el mismo y localizadas próximas al cono, se encuentran otras dos coladas superpuestas. La colada inferior presenta 1,35 km de longitud, siendo la más extensa. Consiste en una lava vesiculada cuyo espesor expuesto es variable y no supera los 1,5 metros. La lava suprayacente es masiva y su longitud es de 700 metros, aproximadamente. El cuarto flujo posee 80 m de desarrollo hacia el sur. Alrededor de este centro aparecen abundantes salidas de lava cuyo desarrollo se restringe al pie del edificio volcánico. Todas las lavas son mineralógicamente equivalentes (olivínicas) y la diferencia entre ellas es fundamentalmente textural (ver más abajo).

Por otro lado, el Cerro El Chileno, localizado aproximadamente 3 km hacia el ONO del cono C3 (*Figura 2*), está conformado por al menos dos coladas de lavas máficas que se extienden en la dirección sudeste. Ambos flujos tienen cerca de 2 km de longitud y no poseen centro/s volcánico/s asociado/s. Sin embargo, ha podido identificarse la presencia de pequeños montículos piroclásticos de alrededor de 2 x 1 m de dimensión en planta en el tope de la colada ubicada al este, que sugieren la existencia de erupciones piroclásticas previas o coetáneas a la colada (ver discusión).

Finalmente, a 3,15 km al norte del Cerro El Chileno se encuentra una pequeña colada lávica de morfología subcircular en planta (230 m x 220 m) que podría estar relacionada a un probable cono de escoria ubicado aproximadamente 2 km más al norte, desarrollado sobre el cordón de rocas ordovícicas. Esta lava (J10-40, *Figura 2*) aparece desmembrada y se caracteriza por su color negro intenso y aspecto masivo.

**MONTÍCULOS PIROCLÁSTICOS.** En el margen oeste de la colada más occidental (*Figura 3F*) se encuentra un montículo muy semejante a los conos de escoria conformado casi enteramente por la facies de lapillitas brechosas. Esta estructura tiene dimensiones aproximadas de 20 m x 30 m en planta y exhibe una estratificación grosera inclinada únicamente hacia el noroeste. Las lapillitas brechosas son intruidas por un dique subvertical con intensa foliación y menos de 1 metro de espesor, alimentado directamente por la lava subyacente, según surge de su continuidad en el campo y semejanza litológica. Este dique se interpreta como una estructura tipo *squeeze-up* (*e.g.*, Sumner, 1998). Las características generales del montículo, a saber: ausencia de cráter, dirección única de inclinación de la estratificación, ubicación respecto de la lava, presencia de estructuras tipo *squeeze-up*, permiten interpretarlo como un *raft*, es decir, una porción de la pared externa probablemente del cono C2 (*Figura 2*), que habría sido arrancada del mismo por la salida de los flujos de lava y transportadas por éstas por

flotación debido a su menor densidad. También se hallan *rafts* más pequeños, que consisten en depósitos de escoria muy desmembrados, probablemente derivados de porciones aún más pequeñas del cono. La estructura de *squeeze-up* interpretada habría sido generada por esfuerzos compresivos causados por el peso del *raft* transportado sobre la lava (Valentine *et al.*, 2006). Este proceso por un lado provoca la fracturación de la superficie de la colada a partir de la disminución de la velocidad del flujo, y por otro el desplazamiento de magma desde el interior de la colada hasta intruir el mismo *raft*.

## Características petrográficas de las rocas máficas de Jama

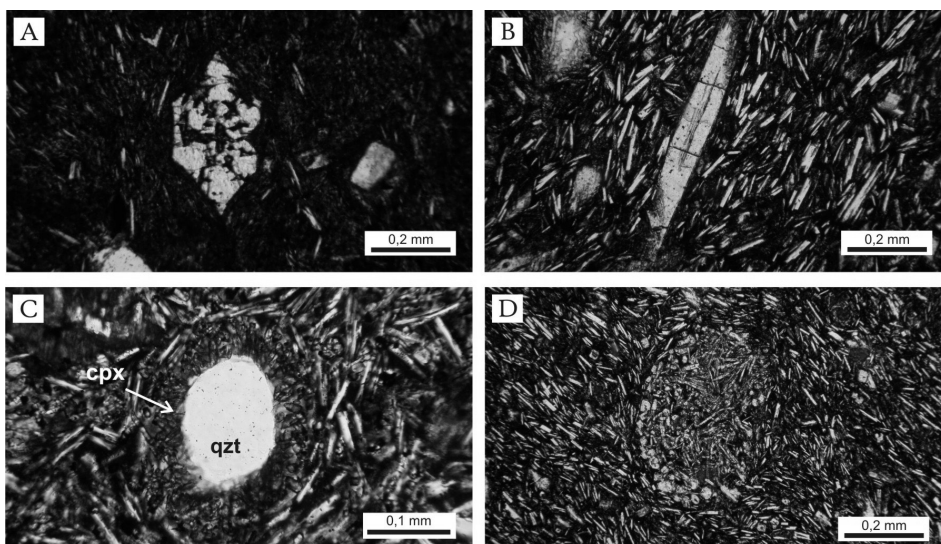
Las lavas y diques poseen texturas microporfíricas con < 10% de fenocristales. Estos últimos consisten principalmente en olivina (< 0,5 mm), aunque también se encuentran rocas constituidas por fenocristales exclusivamente de ortopiroxeno (< 0,5 mm) y por ambos minerales, en este caso con una relación modal promedio ol:opx 70:30. Los microfenocristales de olivina aparecen generalmente frescos, pero a veces están parcial a completamente iddingsitizados. Se caracterizan por mostrar una gran variedad de morfologías esqueléticas (*Figura 4A*), mucho más marcadas en los diques y en las bombas en relación a las coladas. Por otro lado, la mayoría de los cristales de olivina poseen abundantes inclusiones de minerales opacos. Los microfenocristales de ortopiroxeno también lucen frescos y con textura esquelética (*Figura 4B*).

Las pastas tienen predominantemente textura pilotáxica y los microlitos de plagioclasa son esqueléticos, usualmente con formas tipo *hopper* (Vernon, 2004). En ocasiones, se observan vesículas que pueden encontrarse parcial o totalmente rellenas por carbonatos, hematita, zeolitas y/o tridimita. Un rasgo que se destaca en los diques pero que se observa en casi todas las lavas es el bandeamiento, el cual se produce por la presencia de dominios milimétricos con distinta coloración del vidrio y por una diferencia en el grado de vesiculación, siendo la mineralogía homogénea en toda la roca.

Es común la presencia de xenocristales de cuarzo anhedrales (*Figura 4C*) de hasta 2 mm, con engolfamientos, bordes corroídos y, raras veces, extinción ondulosa. Éstos pueden o no hallarse rodeados por una corona de reacción conformada por microlitos de clinopiroxeno con o sin vidrio intersticial. Aunque son raros, también se distinguen xenocristales de plagioclasa, los cuales aparecen fragmentados e intensamente reabsorbidos a partir de sus bordes. Los xenolitos presentes coinciden con los observados macroscópicamente. Los de origen volcánico tienen composición fenodacítica. Los xenolitos sedimentarios son mucho más frecuentes y corresponden a fragmentos de cuarcitas que poseen rasgos de metamorfismo incipiente.

Es común la ocurrencia de agregados de formas pseudo hexagonales (hasta 0,35 mm) constituidos en su mayoría por ortopiroxeno, aunque también los hay conformados por clinopiroxeno. Los cristales son esqueléticos y presentan dimensiones en general menores a los microlitos libres en la pasta, comúnmente poseen hábito acicular a plumoso (*feathery*) y se desarrollan radialmente hacia el centro de los mismos (*Figura 4D*). Frecuentemente contienen vidrio intersticial de color castaño. Estos agregados pueden coexistir con xenocristales de cuarzo que presentan una delgada (< 0,1 mm) corona de microlitos de clinopiroxeno y sólo en un caso ocurren junto con xenocristales de cuarzo sin coronas de reacción.





**Figura 4.** Microfotografías de las rocas volcánicas estudiadas. (A) Microfenocristal esquelético de olivina. (B) Microfenocristal esquelético de ortopiroxeno. (C) Xenocristal de cuarzo con corona de reacción de clinopiroxenos. (D) Agregado de microlitos de ortopiroxeno.

## Geoquímica de roca total

Se analizó el contenido de elementos mayores y trazas de 19 muestras por fluorescencia de rayos X (FRX) en el Laboratorio de Geoquímica del Instituto de Geología y Minería (Universidad Nacional de Jujuy) según la metodología descrita en Caffè *et al.* (2002). Para la obtención de la concentración de tierras raras y Ta se escogieron 14 muestras que se analizaron en los laboratorios comerciales de ALS-Chemex por el método de ICP-MS sobre perlas fundidas en matriz de Tetraborato de Li. Algunos elementos (*e.g.*, Ba, Sr, Rb, Th, U, Ni, Cr, Zr, Nb) fueron también analizados por esta técnica para control interno, arrojando resultados que están en excelente concordancia (diferencias < 10 %) con los obtenidos por FRX.

**ELEMENTOS MAYORES Y TRAZAS.** Todos los puntos muestreados que cuentan con análisis de concentración de elementos mayores y trazas están representados en la *Figura 2*. Resultados representativos de dichos análisis figuran en la *Tabla 1*.

El diagrama de clasificación TAS de Le Maitre *et al.* (1989) (*Figura 5*) indica que las rocas volcánicas de los Cerros Negros de Jama consisten en andesitas basálticas, andesitas y traquiandesitas, las cuales, según la clasificación de Peccerillo y Taylor (1976) forman parte de la serie calcoalcalina con alto K. El contenido de SiO<sub>2</sub> calculado en base anhidra se encuentra en un rango de 53,1 a 58,5 % y, de acuerdo al índice de Shand, la totalidad de las muestras son metaluminosas [ $Al_2O_3mol / (CaOmol + Na_2Omol + K_2Omol) = 0,74-0,9$ ]. Puede reconocerse un aumento progresivo del índice de Shand con la evolución de las rocas.

Las rocas analizadas presentan un amplio rango de contenido de MgO (3,5 – 7,6 %), Ni (60- 144 ppm) y Cr (180 - 454 ppm) (*Tabla 1*). La roca más máfica (J10-40) posee un Mg# (MgOmol/ FeOmol + MgOmol) de 62 y 142 ppm de Ni, valores próximos a los de un magma primitivo (Wallace y Carmichael, 1999), a pesar de su contenido de SiO<sub>2</sub> de 53,1% y clasifica como una andesita basáltica.

Muestra	J10-08	J10-10	J10-15	J10-16	J10-17	J10-18	J10-23	J10-29	J10-32	J10-40
SiO <sub>2</sub>	55,69	56,10	56,75	55,60	58,34	57,40	55,73	54,14	52,31	52,31
TiO <sub>2</sub>	1,43	1,45	1,45	1,46	1,39	1,41	1,42	1,33	1,18	1,18
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,64	15,63	15,70	15,73	15,78	15,67	15,30	15,52	15,14	15,15
FeOt	6,83	6,87	6,86	7,27	6,48	6,77	6,81	7,16	7,93	8,28
MnO	0,10	0,10	0,10	0,11	0,09	0,10	0,10	0,12	0,16	0,13
MgO	3,50	5,04	5,01	5,65	3,93	4,68	4,81	4,70	4,80	7,62
CaO	7,51	6,97	6,38	6,72	5,99	6,16	6,72	8,60	9,62	8,03
Na <sub>2</sub> O	3,14	3,26	3,12	3,09	3,56	3,26	2,80	2,77	2,50	2,62
K <sub>2</sub> O	2,52	2,56	2,67	2,54	3,08	2,81	3,17	2,27	2,01	1,79
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,41	0,41	0,40	0,40	0,40	0,41	0,48	0,38	0,32	0,35
LOI	1,64		0,32	0,11	0,16	0,32	1,41	2,55	3,67	1,35
Total	98,42	98,37	98,77	99,49	99,92	99,75	99,50	100,33	99,64	99,74
Ni	60	75	72	87	73	78	88	130	139	142
Cr	194	184	193	231	196	193	223	365	415	454
Ba	660	652	683	632	689	677	834	547	408	469
Sr	685	682	674	664	672	660	805	592	584	629
Rb	83	75	80	73	103	87	92	67	60	60
Zr	288	291	300	269	320	308	307	237	186	169
Y	20	20	20	20	21	21	21	21	20	22
La	47,70	48,80	49,30	46,20	54,10	52,60	58,90	38,60	33,50	40,20
Sm	7,81	8,02	7,52	7,57	8,18	8,40	9,47	7,06	5,59	6,14
Eu	1,70	1,75	1,94	1,81	1,99	1,82	2,06	1,63	1,53	1,52
Yb	1,48	1,48	1,39	1,59	1,49	1,47	1,59	1,75	1,71	1,91
#Mg	47,74	56,65	56,57	58,05	51,93	55,21	55,77	53,94	57,82	62,11

**Tabla 1.** Análisis geoquímicos de elementos mayoritarios (expresados en % en peso) y traza (expresados en ppm) de las rocas volcánicas máficas de la región de Jama.

Los diagramas de variación (utilizando al MgO como índice de diferenciación) permiten diferenciar dos grupos (A y B) con patrones que generan una proyección disímil hacia un hipotético magma parental (*Figura 6*). El grupo A se encuentra constituido por rocas andesíticas a traquiandesíticas propias de los conos 1 y 2 y posee todo el espectro de asociaciones minerales descritos anteriormente, mientras que el grupo B está formado por rocas andesítico basálticas exclusivamente olivínicas, pertenecientes al cono 3, al cerro El Chileno y a la muestra J10-40 (*Figura 2*).

En general, con el empobrecimiento del MgO las tendencias enseñan un descenso en el contenido de FeOt y un incremento en SiO<sub>2</sub> y Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, y, aunque con patrones más complejos, en Na<sub>2</sub>O y K<sub>2</sub>O (*Figura 6*). Por otro lado, el CaO presenta comportamientos opuestos ante la variación del MgO, con un empobrecimiento con la evolución para el grupo A y un tenue enriquecimiento para el B. Los diagramas de tendencia de P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> y TiO<sub>2</sub> muestran dispersión en los datos.

En el diagrama de elementos traza extendido de McDonough y Sun (1995), las rocas volcánicas analizadas se encuentran enriquecidas en elementos litófilos (Ba, Rb, Th, U) respecto del manto primitivo y respecto a los elementos HFS (*Figura 7A*), lo que permitiría

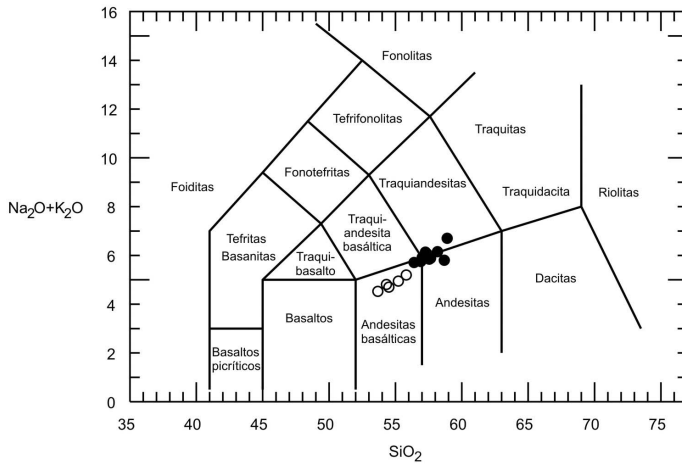


Figura 5. Diagrama TAS (Le Maitre et al., 1989). Los círculos rellenos representan al grupo A y los vacíos, al grupo B.

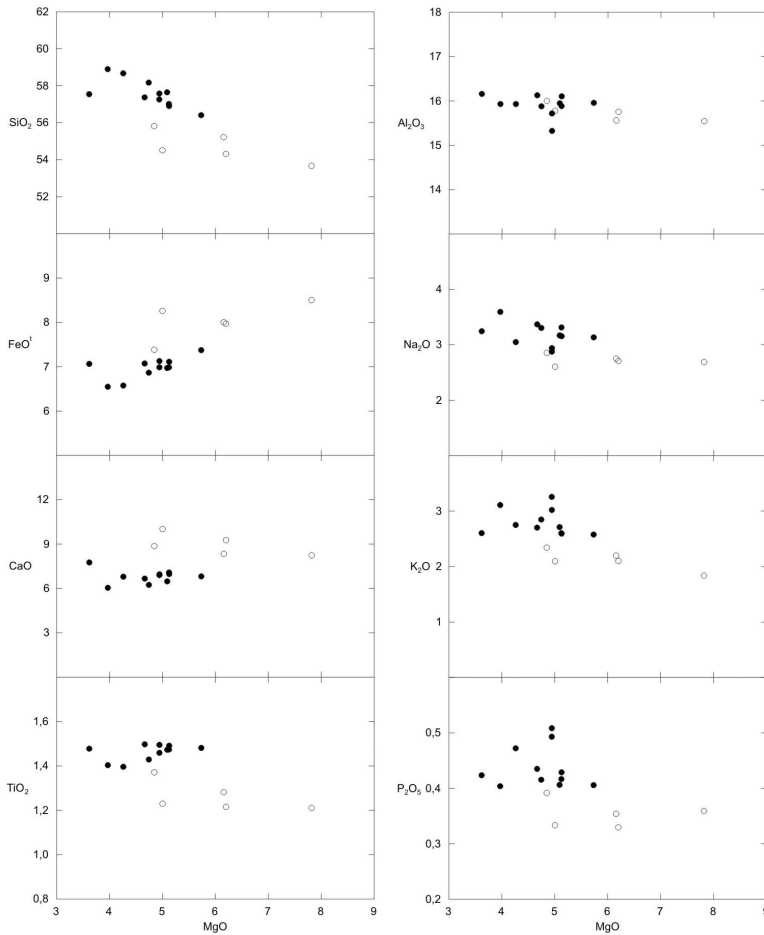
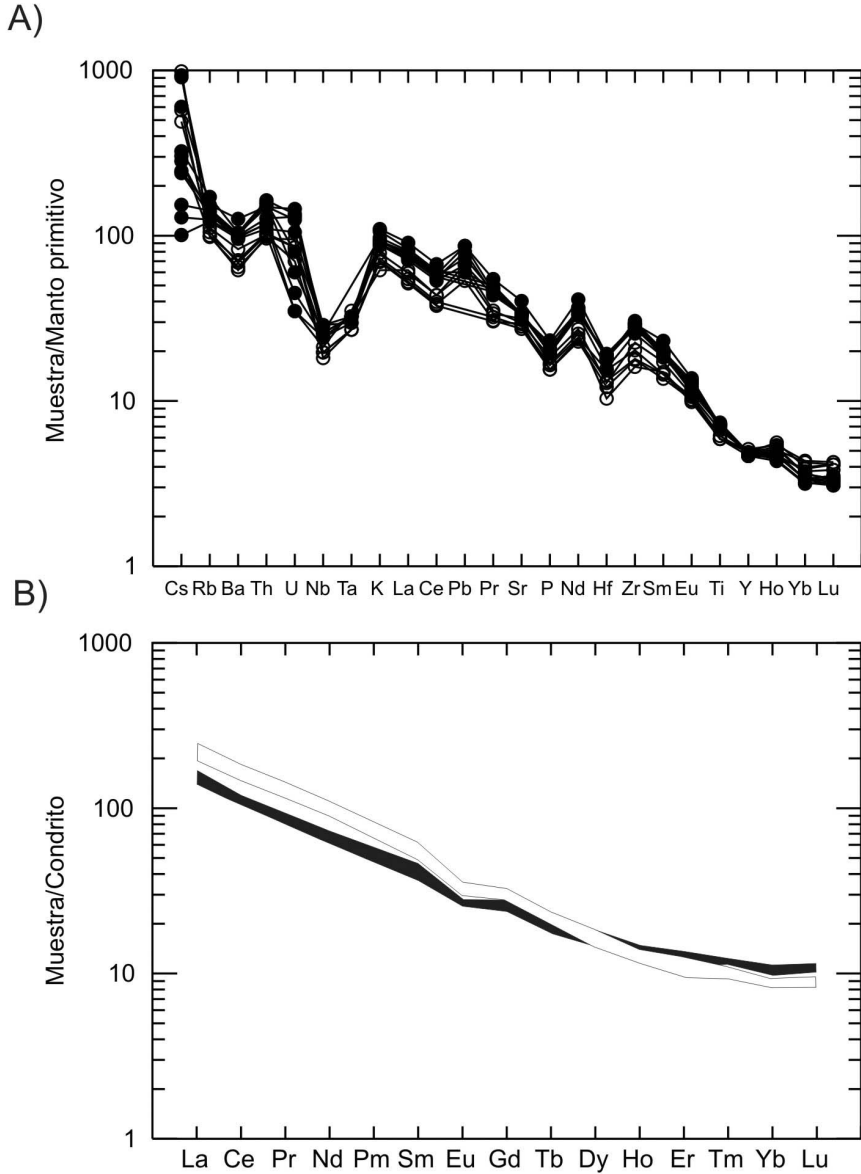


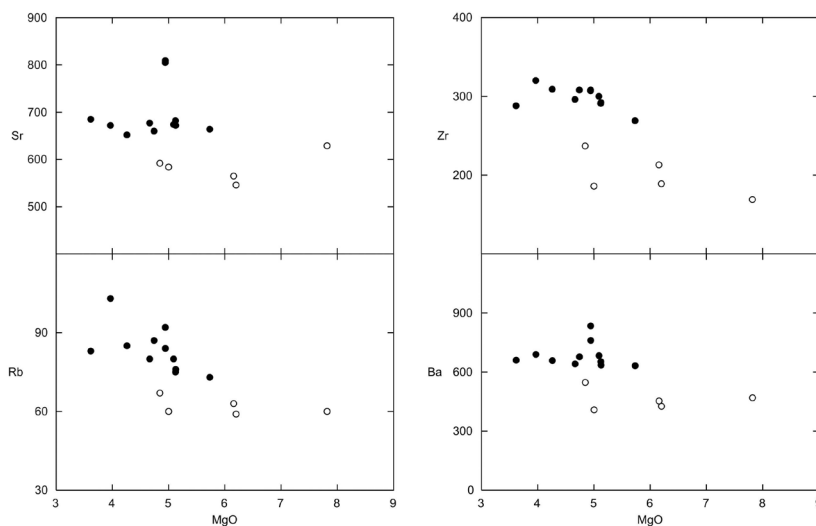
Figura 6. Diagrama de variación de elementos mayores utilizando al MgO como índice de diferenciación. Los valores corresponden a porcentajes en peso expresados en base anhidra. Referencias como la Figura 5.



**Figura 7.** (A) Diagrama de elementos traza normalizados respecto al manto primitivo de McDonough y Sun (1995). Los valores se expresan en ppm. (B) Diagrama de tierras raras normalizadas respecto al condrito de Sun y McDonough (1989). Los valores se expresan en ppm. Referencias como la Figura 5.

inferir que estos magmas se originaron a partir de una fuente enriquecida por la adición de componentes derivados de la subducción (*e.g.*, Kelemen *et al.*, 2004). También se destacan anomalías negativas en Nb, Ta y P y picos positivos en Nd y Pb, carácter distintivo de ambientes de subducción. Además, las relaciones La/Ta ( $> 30$ ) y Ba/La ( $< 15$ ) tienen valores típicos de rocas calcoalcalinas de retroarco (Kay *et al.*, 1994) y una buena correlación positiva con SiO<sub>2</sub>, con valores que se aproximan a los propios del arco (La/Ta  $\sim 55$ ).

Elementos traza como el Ba, Sr, Rb y Zr también distinguen la presencia de los dos conjuntos definidos con los elementos mayoritarios (Figura 8). En ambos grupos, el Rb y, en menor medida, el Sr aumentan con la evolución. Por otra parte, el Ba se distribuye con diseños planos o levemente crecientes con el descenso del MgO para el conjunto de todas las muestras, aunque evidencia una fuerte dispersión a niveles intermedios de evolución ( $\sim 5$  % de MgO).

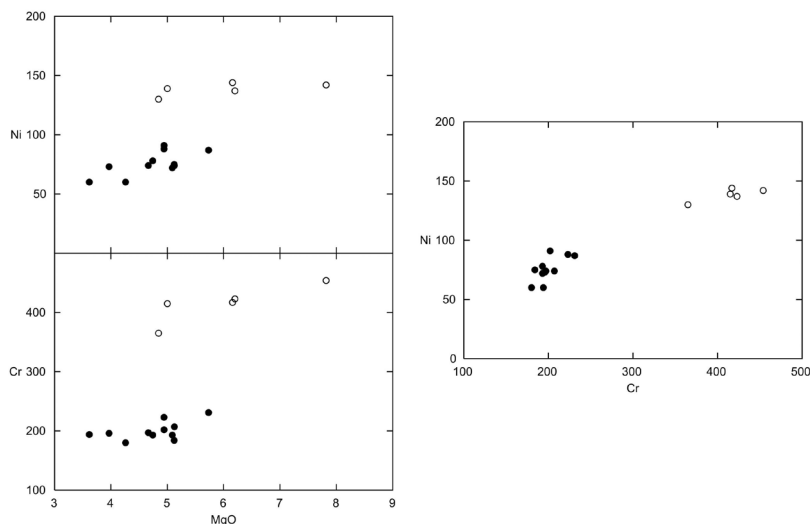


**Figura 8.** Diagrama de variación de elementos traza incompatibles utilizando al MgO como índice de diferenciación. Los valores se expresan en ppm. Referencias como la Figura 5.

Cr y Ni también muestran patrones de variación distintos para ambos conjuntos (Figura 9). Se destaca el importante *gap* que se genera entre ambos grupos (de 67 ppm en Ni y 140 ppm en Cr) para contenidos de MgO semejantes. Puede reconocerse que para el Cr los patrones enseñan pendientes similares, mientras que la tendencia del Ni correspondiente al grupo A es más empinada que la formada por el grupo B.

Los elementos incompatibles repiten la agrupación sugerida, tal como lo representa el diagrama Zr vs. MgO (Figura 8). Esto fortalece la hipótesis de la existencia de dos conjuntos de rocas que definirían diferentes patrones de evolución en función de la variación del MgO.

**TIERRAS RARAS.** En el diagrama de tierras raras normalizadas al condrito de Sun y McDonough (1989) (Figura 7B) se puede observar que todas las muestras estudiadas presentan patrones de distribución que son a grandes rasgos parecidos. Presentan un enriquecimiento general en tierras raras livianas respecto de las pesadas. Asimismo, las rocas se caracterizan por



**Figura 9.** Diagrama de variación de elementos traza compatibles utilizando al MgO como índice de diferenciación y gráfico Ni versus Cr. Los valores se expresan en ppm. Referencias como la Figura 5.

sus pendientes moderadas a altas ( $La/Yb = 18$  a  $37$ ) y por la presencia de leves a moderadas anomalías negativas de Eu ( $0,68 < Eu/Eu^* < 0,85$ ) con buena correlación con  $SiO_2$  y MgO.

Si bien existe cierto paralelismo entre los distintos patrones con un progresivo aumento en el contenido de los elementos de tierras raras livianas, se distingue un punto de inflexión en el Dy, a partir del cual los patrones se cruzan. En este punto de inflexión, puede observarse que el grupo de rocas que presenta las menores concentraciones de tierras raras livianas son las que poseen los mayores contenidos de tierras raras pesadas, es decir las pendientes más planas. Esta distribución en dos conjuntos de rocas con pendientes diferentes coincide con la división en los grupos A y B.

Los valores de  $La/Yb$  muestran una notable diferencia entre el grupo A ( $26,17 - 37,04$ ) y el grupo B ( $18,29 - 22,06$ ) con presencia de un *gap* entre ambos. Esta relación forma muy buenas correlaciones directas con el cociente  $Sm/Yb$  (Figura 10), mientras que si se compara con la razón  $La/Sm$  se forma una tendencia horizontal. Esto parece indicar que la variación en la relación  $La/Yb$  radica fundamentalmente en la variación en la concentración de las tierras raras medianas y pesadas. Por otro lado, se observa una correlación positiva entre  $Sr/Y$  y  $La/Yb$  (Figura 11A). Analizando el comportamiento individual del Sr y del Y puede reconocerse que mientras que el Sr varía con la evolución de los líquidos, el Y se mantiene constante (Figura 11B), tal que la variación de la relación  $Sr/Y$  refleja el comportamiento del Sr más que de los dos elementos.

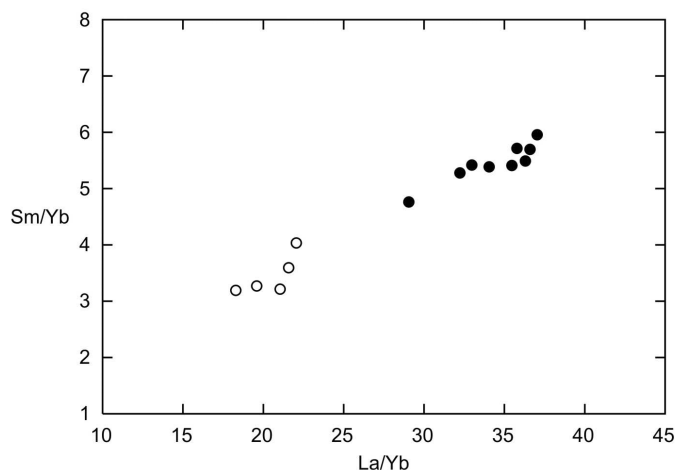


Figura 10. Diagrama Sm/Yb versus La/Yb. Referencias como la Figura 5.

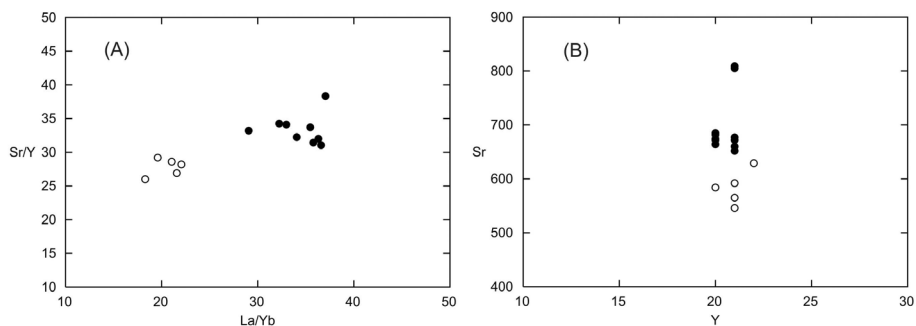


Figura 11. (A) Diagrama Sr/Y versus La/Yb. (B) Diagrama Sr versus Y. Referencias como la Figura 5.

## Discusiones

**MECANISMOS DE ERUPCIÓN.** A partir de la información de campo obtenida y las características generales de los depósitos piroclásticos se sugiere que las erupciones habrían sido relativamente tranquilas, principalmente de tipo estromboliano. Las raras capas de depósitos de granulometría fina (lapilli, ceniza) sugieren variaciones en el grado de fragmentación, contenido de volátiles y régimen de flujo, dando lugar a alternancias esporádicas hacia etapas más violentas, con un mejor desarrollo de columna eruptiva (Valentine *et al.*, 2005; Pioli *et al.*, 2008). Por otra parte, la presencia de niveles más soldados o intercalación de piroclastos fluidales (*spatter*; Sumner *et al.*, 2005) hacia el techo observado en uno de los conos sugiere cambios en la velocidad de ascenso del magma, en transición a una dinámica de menor energía (hawaiano transicional) o de mayor tasa de descarga de material (Parfitt, 2004).

El contacto bandeado entre diques y pared del cono presenta una estructura semejante a la eutáxica que caracteriza a los depósitos de *spatter*. Sin embargo, esta estructura muestra un desarrollo íntimamente relacionado con el cuerpo intrusivo y límites muy difusos, características incompatibles con un depósito piroclástico muy soldado. La formación del bandeamiento probablemente responda a la incorporación de fragmentos piroclásticos del cono por el dique durante su intrusión. Los primeros, sometidos a una intensa advección de calor desde la lava, habrían superado la temperatura de transición del vidrio, lo que condicionó su comportamiento plástico y deformación a causa del flujo propio de la lava en ascenso. Estructuras semejantes fueron descritas e interpretadas de la misma forma por Cabrera y Caffè (2009) en Cerro Morado.

Las coladas de lava asociadas a los edificios volcánicos no poseen rasgos morfológicos superficiales como texturas aa o cordadas, crestas transversales de presión, albardones, túmulos u otros que permitan caracterizar al tipo de flujo (*e.g.*, Kilburn, 2000). Las únicas estructuras visibles consisten en foliaciones por flujo, subverticales a subhorizontales y que, frecuentemente, desarrollan variados tipos de pliegues, los cuales han sido interpretados como indicadores de deformación continua de la lava durante el flujo (Cabrera y Caffè, 2009).

Las lavas no asociadas a edificios volcánicos sugerirían que podrían haber ocurrido erupciones fisurales, aunque la presencia de depósitos piroclásticos localizados sobre una de las coladas que conforman el Cerro El Chileno podría indicar la existencia de actividad estromboliana que habría dado lugar a la creación de un cono de escoria actualmente cubierto, o bien que fue totalmente erosionado.

Por último, la ocurrencia de los montículos de escoria, sumado a la presencia de bombas y lapilli desagregados sobre la superficie de las lavas, son características que evidenciarían la concomitancia de las erupciones explosivas y efusivas. Este fenómeno implica una geometría compleja del conducto alimentador de la erupción, cuyas bifurcaciones pueden causar que el magma se desgasifique diferencialmente. Así, una de sus porciones permite el escape y disrupción del magma, concentrando la actividad explosiva, mientras que ramas laterales descargan el magma desgasificado de manera tranquila (Pioli *et al.*, 2008). Alternativa o complementariamente, estos rasgos sugieren la recurrencia de eventos de construcción y destrucción del edificio volcánico (Riggs y Duffield, 2008).

**CARACTERÍSTICAS FÍSICAS DE LOS MAGMAS.** Las texturas afíricas a microporfíricas (< 10 % de fenocristales) de estas rocas indican que no ha ocurrido cristalización significativa en cámaras magmáticas supracorticales. Esta característica sería consecuencia de la alta tasa de ascenso típica de magmas máficos (Huppert y Sparks, 1985). Sumado a esto, el desarrollo esquelético de los cristales de olivina y de ortopiroxeno, así como de microlitos de plagioclasa, ha sido adjudicado a un ascenso rápido y turbulento del magma y a un veloz enfriamiento (Faure *et al.*, 2002; Mattioli *et al.*, 2006; Conte *et al.*, 2006). De acuerdo a que todas las fases cristalinas enseñan un crecimiento incompleto, desde los feno- o microfenocristales a los microlitos, estas condiciones habrían sido dominantes desde el inicio del desplazamiento de los líquidos desde un reservorio profundo hasta su erupción.

Por otro lado, la ausencia de microfenocristales de plagioclasa y anfíbol en la totalidad de las rocas volcánicas de los Cerros Negros de Jama indicaría que la temperatura de los magmas fue superior a los 1000 °C y que se encontraban virtualmente saturados en agua ( $\geq 5\%$ ) (Blatter y Carmichael, 1998; Pichavant *et al.*, 2002; Barclay y Carmichael, 2004). Sin embargo, la presencia de diferentes asociaciones minerales (olivina, olivina + ortopiroxeno, ortopiroxeno) sugeriría cierta variación en la concentración de H<sub>2</sub>O, siendo las rocas ortopiroxénicas indicadoras de un contenido menor de volátiles (entre 2 y 5% de H<sub>2</sub>O; cf.



Blatter y Carmichael, 1998; Pichavant *et al.*, 2002). El alto contenido en volátiles que en general caracteriza a estos magmas habría contribuido para su rápido desplazamiento por la corteza por su menor densidad y viscosidad (que incrementan la flotabilidad en comparación con sus equivalentes más anhidros), así como para su erupción explosiva final.

**XENOCRISTALES Y AGREGADOS DE ORTOPIROXENO.** Los xenocristales que más comúnmente aparecen en las rocas de los Cerros Negros de Jama tienen apariencia ígnea, con engolfamientos, aspecto límpido, extinción uniforme y claras evidencias de haber coexistido con un fundido magmático (inclusiones fundidas o *melt inclusions*). A la vez, se distinguen texturalmente del cuarzo policristalino y con extinción ondulosa que conforman los xenolitos cuarcíticos.

La ocurrencia de xenocristales de cuarzo magmático en rocas andesítico basálticas ha sido interpretada como evidencia de mezcla de magmas derivados del manto con fundidos corticales de composición granítico/riolítica (Coira y Kay, 1993; Blatter y Carmichael, 1998). Otra posibilidad es que los xenocristales de cuarzo representen la asimilación profunda de rocas dacíticas semejantes a los xenolitos que comúnmente aparecen en las andesitas, y que a la vez son directamente correlacionables con las lavas dacíticas que hacen de sustrato de los Cerros Negros de Jama (*e.g.*, Cerro Bayo). Ante la ausencia de datos adicionales (*e.g.*, química mineral, isotopía, química de inclusiones vítreas en olivino y piroxeno), no es aún posible definir si el proceso de contaminación en Jama operó por mezcla con magmas ácidos o por asimilación de rocas magmáticas silíceas en ruta a la superficie. Sí es posible, en cambio, excluir como fuente potencial del cuarzo a los mismos xenolitos magmáticos hallados en lavas y piroclastitas máficas. En efecto, su incipiente estado de desagregación y escaso nivel de reacción con el líquido hospedante sugieren que deben haber sido incorporados en etapas inmediatamente previas a la erupción, con mínimo intercambio químico con el magma.

Es de notar que tanto el fenómeno de contaminación como el de mezcla darían como resultado la incorporación de otras fases además del cuarzo, como cristales de plagioclasa, feldespato potásico y/o de minerales ferromagnesianos. El carácter prácticamente monomineral de los xenocristales sugiere que las demás fases deben haber sido totalmente disueltas en los magmas andesíticos y andesíticos basálticos.

El protagonismo del cuarzo como xenocristal ha sido interpretado como consecuencia de la protección que ejercería la corona de reacción de piroxenos formada alrededor de este mineral (Donaldson, 1985; Blatter y Carmichael, 1998). Har (2005), sin embargo, interpretó la aparición de nidos de piroxeno de diseño radial inmersos en una masa vítrea y que aún preservaban la disposición en forma de corona como los productos de la disolución total de los xenocristales de cuarzo. Algo semejante proponen Cabrera y Caffè (2009) para agregados de ortopiroxeno presentes en otras andesitas de Puna septentrional. En las rocas estudiadas en este trabajo los agregados de piroxeno plumoso (ver más arriba) son también interpretados como el resultado de la reacción completa de xenocristales de cuarzo. El vidrio puede o no estar presente en dichos agregados y, si aparece, generalmente es intersticial entre los cristallitos de los agregados. Esto sugiere una elevada nucleación de cristales de piroxeno acompañada de una velocidad de crecimiento lo suficientemente elevada como para que la cristalización del agregado sea casi completa. Por lo tanto, esta inferencia es consistente con tiempos relativamente largos de residencia del xenocristal en el magma andesítico, o andesítico basáltico, y coherente con su incorporación en profundidad (previo a la erupción). El hecho de que prevalezcan agregados conformados por ortopiroxeno, en vez de clinopiroxeno, sería consecuencia de la incorporación temprana del xenocristal. Esto habría favorecido que los cristales de clinopiroxeno producidos por la reacción directa del

cuarzo con el líquido se reequilibraron por difusión (Har, 2005), pasando a la fase estable bajo esas condiciones, el ortopiroxeno, que constituye uno de los minerales modales más abundantes en los Cerros Negros de Jama. En resumen, la coexistencia de xenocristales de cuarzo con y sin corona de clinopiroxeno, de xenolitos cuarcíticos, así como de agregados pseudomorfos de orto- o clinopiroxeno, son interpretados como una evidencia adicional de contaminación a distintas profundidades durante el ascenso de los magmas.

**INTERPRETACIÓN DE LOS RESULTADOS GEOQUÍMICOS.** La presencia de dos grupos de muestras con patrones que generan una proyección disímil hacia un magma parental hipotético podría ser consecuencia de una divergencia temprana en la trayectoria de diferenciación o de una diferencia composicional de las fuentes que generaron estos magmas. Cualquiera fuera el caso, la disminución en el contenido de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  y  $\text{MgO}$  evidencia claramente que en estos magmas se produjo la cristalización de piroxeno, olivina y óxidos de Fe y Ti. Sin embargo, de acuerdo al comportamiento del Ni y del Cr, parecería que en la evolución del grupo A la cristalización de olivina jugó un rol importante, mientras que en el grupo B lo fue el fraccionamiento de piroxeno.

Las rocas más máficas de esta región de la Puna jujeña enseñan concentraciones altas de  $\text{MgO}$ , Ni y Cr, en ocasiones cercanas a las propias de magmas primitivos, junto con altos contenidos relativos de  $\text{SiO}_2$ , tal que son afines a las andesitas ricas en  $\text{MgO}$  (Wood y Turner, 2009) y no serían clasificadas como adakitas principalmente debido a su baja relación Sr/Y ( $< 40$ ) (Defant y Drummond, 1990). Si bien los contenidos de algunos elementos mayoritarios, como  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , CaO y  $\text{TiO}_2$ , se solapan con los contenidos típicos de esta clase de andesitas orogénicas (Straub *et al.*, 2008; Bryant *et al.*, 2011), se diferencian de aquellas por sus menores concentraciones de  $\text{Na}_2\text{O}$  y mayores de  $\text{K}_2\text{O}$ .

Por otra parte, es notable el amplio rango de concentraciones de algunos elementos mayores y traza para las composiciones intermedias ( $\text{MgO} \sim 5\%$ ). Aunque esto se observa al comparar la totalidad de las muestras en conjunto, es especialmente dentro del grupo A donde se produce una gran dispersión. Si bien esta característica se distingue en el comportamiento de la mayoría de los elementos, se destacan el CaO (6,16 - 9,62 %), el  $\text{TiO}_2$  (1,18 - 1,47 %), el  $\text{K}_2\text{O}$  (2,01 - 3,17 %), el  $\text{Na}_2\text{O}$  (2,5 - 3,26 %), el  $\text{P}_2\text{O}_5$  (0,32 - 0,5 %), el Ba (408 - 834 ppm), el Zr (186 - 308 ppm), el U (0,7 - 2,6 ppm), el Rb (60 - 93 ppm), el Ni (72 - 139 ppm) y el Cr (184 - 415 ppm). Para el caso de varios elementos (Ba, Rb, Sr, Zr, U, P) estos rasgos se explican mejor si ocurrió contaminación con diferentes materiales o asimilación cortical bajo condiciones de incompatibilidad variable, es decir, diferenciación de los magmas a condiciones báficas disímiles. Las anomalías de Eu observadas son también compatibles con este último proceso. Si bien valores de la relación  $\text{Eu}/\text{Eu}^* < 1$  podría indicar fraccionamiento críptico de plagioclasa, ausente como fenocristal de las rocas de Jama, el amplio rango de concentraciones de Sr para un mismo valor de  $\text{Eu}/\text{Eu}^*$  es poco consistente con esa hipótesis. Dichas características en cambio son más coherentes con un proceso de contaminación (Kay *et al.*, 1994; Krallmann, 1994), en la que la señal de fraccionamiento de plagioclasa pertenece a un potencial contaminante silíceo, ya sea este último incorporado por mezcla de magmas o asimilación profunda de rocas magmáticas. En ambos casos, el fenómeno de contaminación a profundidades variables podría verse favorecido por el ascenso turbulento de los magmas en su trayecto a superficie, proceso a su vez promovido por el mismo sobrecalentamiento del magma máfico (Huppert y Sparks, 1985). La composición química de óxidos mayoritarios en roca total, la ausencia total de fenocristales de hornblenda y plagioclasa, la cristalización esqueletal de olivina y/o piroxeno y la naturaleza prácticamente afírica de las rocas de Jama, son todos elementos que indican altas temperaturas y contenidos de agua próximos a la

saturación (Blatter y Carmichael, 1998; Cervantes y Wallace, 2003; Barclay y Carmichael, 2004), es decir, condiciones de sobrecalentamiento magmático.

La variabilidad considerable en la relación La/Yb sugiere un fraccionamiento diferenciado de tierras raras pesadas, ya que los valores La/Sm son prácticamente constantes a la vez que los de Sm/Yb varían considerablemente. Este rasgo aparece acompañado de una correlación positiva entre La/Yb y Sr/Y, esta última causada por el exclusivo enriquecimiento en Sr a valores de Y fijos. A su vez, las muestras más máficas (MgO > 6%) de ambos grupos poseen valores La/Yb < 30. Esto sugiere que los magmas de Jama no serían el producto de la fusión de una peridotita con granate residual (Robinson y Wood, 1998) con lo que probablemente la variabilidad de la relación La/Yb de las lavas máficas de retroarco de la Puna, al igual que sucede con la anomalía de Eu, podría reflejar la mezcla con componentes corticales con diferentes valores de este cociente. Otras interpretaciones, como variabilidad causada por diferencias en el grado de fusión de la fuente mantélica (Knox *et al.*, 1989; Kay *et al.*, 1994) o control críptico sub- o intracortical de anfíbol (Davidson *et al.*, 2007) son descartadas, a raíz de la pobre correlación de La/Yb con la pendiente de tierras raras livianas y con el contenido de tierras raras medias, respectivamente.

## Conclusiones

La actividad asociada a los volcanes monogenéticos cenozoicos de esta región de la Puna septentrional aconteció con un estilo explosivo de tipo esencialmente estromboliano, acompañado por concomitantes emisiones de lavas. La petrografía y geoquímica observadas sugieren que estos magmas habrían tenido características cercanas a las de magmas primitivos de arco, con altas temperaturas (> 1000° C) y contenidos de agua ≤ 5 % para los ensambles olivínicos y levemente menos hidratados para los piroxénicos. Estos atributos habrían favorecido su rápido ascenso a superficie en forma turbulenta, sin una etapa de almacenamiento en una cámara magmática supracortical. Se propone que, dada la ubicua y simultánea presencia de xenocristales y xenolitos con diferentes grados de reacción, las propiedades reológicas y mecanismo de ascenso del magma habrían propiciado la asimilación de rocas magmáticas silíceas o la mezcla con magmas ácidos en condiciones termobáricas dispares camino a la superficie.

En Jama existen dos grupos geoquímicos diferentes de magmas máficos que, o bien representan la fusión de dos fuentes diferentes, o bien responden a mecanismos divergentes durante su evolución temprana. La validez de una u otra hipótesis podrá ser develada una vez que se incorpore información isotópica y de química mineral.

Las rocas más máficas encontradas son afines a las andesitas orogénicas ricas en MgO, pero se diferencian de éstas por su menor contenido de Na<sub>2</sub>O y mayor de K<sub>2</sub>O. La variabilidad geoquímica (*e.g.*, CaO, TiO<sub>2</sub>, K<sub>2</sub>O, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, Ba, Sr, Zr, Rb, Ni, Cr) que presentan rocas con grados evolutivos intermedios (MgO ~5 %), sugiere que, una vez que los dos grupos de magmas adquirieron su firma geoquímica particular, los mismos siguieron evolucionando por fraccionamiento y/o contaminación a distintas profundidades. Esto condicionó la estabilidad de las fases cristalizadas y/o residuales y por lo tanto el grado de compatibilidad/incompatibilidad de algunos elementos durante la evolución magmática.

## Agradecimientos

Los autores agradecen la colaboración de R. Liquín (CONICET), P. Flores y P. Cachizumba (UNJu) en la confección de cortes delgados y preparación y ejecución de los análisis químicos. Esta contribución fue financiada por los proyectos SeCTER-UNJu 08/E028 y PIP CONICET 2010-2012 N° 204. Por último, agradecemos la revisión de la Dra. Silvina Guzmán que contribuyó a la mejora del manuscrito.

## Bibliografía

- Aquater, S.A. 1980. [Exploración geotérmica en el área del Cerro Tuzgle, Provincia de Jujuy, República Argentina. Estudio de Prefactibilidad. Dirección de Minería de la Provincia de Jujuy, Argentina. 123 pp Inédito].
- Barclay, J. y Carmichael, I.S.E. 2004. A hornblende basalt from western Mexico: water-saturated phase relations constrain a pressure-temperature window of eruptibility. *Journal of Petrology*, 45: 485-506.
- 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.
- Branney, M.J., Barry, T.L. y Godcheaux, M. 2004. Sheathfolds in rheomorphic ignimbrites. *Bulletin of Volcanology*, 66: 485-491.
- Bryant, J.A., Yögodzinski, G.M. y Churikova, T.G. 2011 High-Mg# andesitic lavas of the Shisheisky Complex, Northern Kamchatka: implications for primitive calc-alkaline magmatism. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 161:791-810.
- Cabrera, A.P. y Caffè, P.J. 2009. The Cerro Morado Andesites: Volcanic history and eruptive styles of a mafic volcanic field from northern Puna, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 28: 113-131.
- Caffè, P.J., Trumbull, R.B., Coira, B.L. y Romer, R.L. 2002. Petrogenesis of Early Neogene magmatism in the Northern Puna; implications for magma genesis and crustal processes in the Central Andean Plateau. *Journal of Petrology*, 43: 907-942.
- Cervantes P. y Wallace P.J. 2003. Role of H<sub>2</sub>O in subduction-zone magmatism: New insights from melt inclusions in high-Mg basalts from central Mexico. *Geology*, 31: 235-238.
- Coira, B. y Kay, S.M. 1993. Implications of Quaternary volcanism at Cerro Tuzgle for crustal and mantle evolution of the Puna Plateau, Central Andes, Argentina. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 113: 40-58.
- Coira, B., Caffè, P., Mahlburg Kay, S., Diaz, A. y Ramirez, A. 1996. Complejo volcánico de Vilama - Sistema caldérico del Cenozoico superior en Puna, Jujuy. XIII Congreso Geológico Argentino, Buenos Aires, Actas 3: 603-620.
- Coira, B., Kay, S.M. y Viramonte, J.G. 1993. Upper Cenozoic magmatic evolution of the Argentine Puna - A model for changing subduction geometry. *International Geology Review*, 35: 677-720.
- Conte, A.M., Perinelli, C. y Triglia, R. 2006. Cooling kinetics experiments on different Stromboli lavas: Effects on crystal morphologies and phases composition. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 155: 179-200.
- Davidson, J., Turner, S., Handely, H., Macpherson, C. y Dosseto, A. 2007. Amphibole "sponge" in arc crust? *Geology*, 35: 787-790.
- Defant, M.J. y Drummond, M.S. 1990. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature*, 347: 662-665.
- Donaldson, C.H. 1985. The rate of dissolution of olivine, plagioclase and quartz in a basalt melt. *Mineralogical Magazine*, 69: 683-693.
- Drew, S.T., Ducea, M.N. y Schoenbolhm, L.M. 2009. Mafic volcanism on the Puna Plateau, NW Argentina: Implications for lithospheric composition and evolution with an emphasis on lithospheric foundering. *Lithosphere*, 1: 305-318.
- Faure, F., Trolliard, G., Nicollet, C. y Montel, J. 2002. 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.
- Guzmán, S.R., Petrinovic, I.A. y Brod, J.A. 2006. Pleistocene mafic volcanoes in the Puna-Cordillera Oriental boundary, NW-Argentina. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 158: 51-69.
- Guzmán, S.R., Petrinovic, I.A., Brod, J.A., Hongn, F.D., Seggiaro, R.E., Montero, C., Carniel, R., Dantas, E.L. y Sudo, M. 2011. Petrology of the Luingo caldera (SE margin of the Puna plateau): A middle Miocene window of the arc-back arc configuration. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 200: 171-191.
- Har, N. 2005. Reaction coronas around quartz xenocrysts in the basaltic andesite from Detunata (Apuseni Mountains, Romania). *Geologica Carpathica*, 54: 369-378.
- 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.
- Kay, S.M., Coira, B. y Viramonte, J. 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: 24323-24339.
- Kay, S.M., Mpodozis, C. y Coira, B. 1999. Magmatism, tectonism, and mineral deposits of the Central Andes (22°-33°S latitude). *Geology and Ore Deposits of the Central Andes*, Society of Economic Geology Special Publication, 7: 27-59.
- Kay, S.M., Coira, B., Caffè, P.J. y Chen, C.-H. 2010. Regional chemical diversity, crustal and mantle sources and evolution of central Andean Puna Plateau Ignimbrites. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 198: 81-111.
- Kelemen, P.B., Hangh, K. y Greene, A.R. 2004. One view of the geochemistry of subduction-related magmatic arcs, with an emphasis on primitive andesite and lower crust. *Treatise on Geochemistry*, 3: 593-659.
- Kilburn, C.R.J. 2000. Lava flows and flow fields. En: Sigurdsson, H., Houghton, B., McNutt, S.R., Rymer, H. y Stix, J. (Eds.), *Encyclopedia of Volcanoes*. Academic Press, San Diego, 291-305.
- Knox, W.J., Kay, S.M. y Coira, B. 1989. Geochemical evidence on the origin of quaternary basaltic andesites of the Puna, northwestern Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 44: 194-206.
- Krallmann, A. 1994. [Petrographische und geochemische untersuchungen an jungen, basischen vulkaniten im bereich des Calama-Olacapato-El Toro lineamentes ostlich der vulkankette, NW.Argentinien. *Clausthaler Geowissenschaftliche Dissertationen*, Technischen Universitat Clausthal, 160 pp Inédito].
- Le Maître, 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, London, 193 pp.
- Mattioli, M., Renzulli, A., Menna, M. y Holm, P.M. 2006. Rapid ascent and contamination of magmas through the thick crust of the CVZ (Andes, Ollagüe region): Evidence from a nearly aphyric high-K andesite with skeletal olivines. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 158: 87-105.
- McDonough, W.F. y Sun, S. 1995. The composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120: 223-254.
- Parfitt, E.A. 2004. A discussion of the mechanisms of explosive basaltic eruptions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 134: 77-107.
- Peccerillo, R. y Taylor, S.R. 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58: 63-81.
- Pichavant, M., Martel, C., Bourdier, J. y Scaillet, B. 2002. Physical conditions, structure, and dynamics of a zoned magma chamber: Mount Pelé (Martinique, Lesser Antilles Arc). *Journal of Geophysical Research*, 107: 1-25.
- Pioli, L., Erlund, E., Johnson, E., Cashman, K., Wallace, P., Rosi, M. y Delgado Granados, H. 2008. Explosive dynamics of violent Strombolian eruptions: The eruption of Parícutin Volcano 1943-1952 (Mexico). *Earth and Planetary Science Letters*, 271: 359-368.
- Presta, J.F. 2011. [Volcanismo máfico de la región de El Toro (23°05'S - 66°42'O), Puna jujeña. Trabajo final, Universidad Nacional de Córdoba, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Escuela de Geología, 317 pp Inédito].
- Prezzi, C.B. y Gotze, H. 2009. Estructura litosférica de los Andes Centrales a partir de un modelo gravimétrico 3D. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 65: 81-96.
- Riggs, N.R. y Duffield, W.A. 2008. Interaction of cone destruction and conduit processes in a monogenetic scoria cone, Red Mountain, San Francisco Volcanic Field, northern Arizona, USA. *Volcanic and Magmatic Studies Group, 2008 meeting*, Dublin Ireland, Actas, 112.
- Risse, A., Trumbull, R.B., Coira, B., Kay, S.M. y Van den Bogaard, P. 2008. <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar geochronology of mafic volcanism in the back-arc region of the southern Puna plateau, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 26: 1-15.
- Robinson, J.A.C. y Wood, B.J. 1998. The depth of the spinel to garnet transition at the peridotite solidus. *Earth and Planetary Science Letters*, 164: 277-284.
- Straub, S.M., LaGatta, A.B., Martín-Del Pozzo, A.L. y Langmuir, C.H. 2008. Evidence from high-Ni olivines for a hybridized peridotite/pyroxenite source for orogenic andesites from the central Mexican Volcanic Belt. *Geochemistry, Geophysics and Geosystems*, 9: 1-33.
- Sumner, J.M. 1998. Formation of clastogenic lava flows during fissure eruption and scoria cone collapse: the 1986 eruption of Izu-Oshima Volcano, eastern Japan. *Bulletin of Volcanology*, 60:195-212.
- Sumner, J.M., Blake, S., Matela, R.L. y Wolff, J.A. 2005. Spatter. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 142: 49-65.
- 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 Oceans Basins*. Geological Society of London, 42: 313-345.
- Turner, J.C.M. 1964. Descripción geológica de la Hoja 2c Santa Victoria (Provincias de Salta y Jujuy). *Boletín del*

- Instituto Nacional de Geología y Minería, 104: 83 pp.
- Valentine, G.A., Krier, D., Perry, F.V. y Heiken, G. 2005. Scoria cone construction mechanisms, Lathrop Wells volcano, southern Nevada, USA. *Geology*, 33: 629-632.
- Valentine, G.A., Perry, F.V., Krier, D., Keating, G.N., Kelley, R.E. y Cogbill, A.H. 2006. Small-volume basaltic volcanoes: Eruptive products and processes, and post-eruptive geomorphic evolution in Crater Flat (Pleistocene), southern Nevada. *Bulletin of the Geological Society of America*, 118: 1313-1330.
- Vernon, R.H. 2004. *A practical guide for rock microstructure*. Cambridge University Press. 594 pp.
- Vespermann, D. y Schmincke, H.U. 2000. Scoria cones and tuff rings. En: Sigurdsson, H., Houghton, B., McNutt, S.R., Rymer, H. y Stix, J. (Eds.), *Encyclopedia of Volcanoes*. Academic Press, San Diego, 683-694.
- Wallace, P.J. y Carmichael, I.S.E. 1999. Quaternary volcanism near the Valley of Mexico: implications for subduction zone magmatism and the effects of crustal thickness variations on primitive magma compositions. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 135: 291-314.
- Wood, B.J. y Turner, S.P. 2009. Origin of primitive high-Mg andesite: Constraints from natural examples and experiments. *Earth and Planetary Science Letters*, 283: 59-66.

**Recibido:** 6 de octubre de 2011

**Aceptado:** 5 de diciembre de 2011