

PETROGRAFÍA Y GEOQUÍMICA DEL CENTRO ERUPTIVO BASÁLTICO TOSCALES, ZONA DE RETROARCO EXTRAANDINO DE LA PROVINCIA DE MENDOZA

Gustavo Walter BERTOTTO¹, Matías Hernán HIRCH², Alexis Daniel PONCE¹, Yuji ORIHASHI³ y Hirochika SUMINO⁴

¹ Instituto de Ciencias de la Tierra y Ambientales de La Pampa (CONICET-Universidad Nacional de La Pampa), Santa Rosa, La Pampa. E-mail: poncalexis_wini@hotmail.com, gwbertotto@yahoo.com.ar

² Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad Nacional de La Pampa, Santa Rosa, La Pampa. E-mail: matiashirch@gmail.com

³ Earthquake Research Institute, The University of Tokyo, Japón. E-mail: oripachi@eri.u-tokyo.ac.jp

⁴ Department of Basic Science, Graduate School of Arts and Sciences, The University of Tokyo, Japón.

E-mail: sumino@igcl.c.u-tokyo.ac.jp

RESUMEN

El centro eruptivo Toscales se ubica en el extremo oriental del departamento Malargüe, provincia de Mendoza y representa una de las manifestaciones cenozoicas más alejadas de la zona de subducción dentro de la provincia volcánica de Payenia. Está constituido por una colada de lava, aglomerados volcánicos, diques y piroclastos de composición basáltica generados a partir de actividad volcánica con estilos eruptivos estromboliano y hawaiano. Las rocas presentan textura porfírica con pasta traquítica, hialopilitica e hialofítica con fenocristales de olivino y en menor proporción clinopiroxeno. En la pasta se observan plagioclasa, olivino, clinopiroxeno, minerales opacos y vidrio. Químicamente, la muestra analizada clasifica como basalto alcalino. Las concentraciones de elementos traza, normalizadas a manto primitivo, presentan un patrón con anomalías negativas de Nb-Ta, Zr-Hf y Ti, propias de los basaltos de arcos volcánicos a esta latitud y características de los basaltos transicionales de Patagonia y de los basaltos pleistocénicos aldeaños. Con las concentraciones de los elementos de tierras raras se realizaron modelos de fusión. El mejor ajuste se logró con un patrón generado por 1% de fusión fraccionada no modal, de una lherzolita en facies de granate, con moda y concentraciones de elementos de tierras raras similares al manto primitivo. La nueva edad obtenida ($3,48 \pm 0,27$ Ma) indica que el centro eruptivo Toscales formó parte de la extendida actividad volcánica de retroarco del Plioceno tardío-Pleistoceno de la región.

Palabras clave: Basaltos, Plioceno, Payenia

ABSTRACT

Petrography and geochemistry of Toscales basaltic eruptive center. Extra-Andean back-arc zone of Mendoza province

The Toscales eruptive center is located in the southeast of the Mendoza province and represents one of the farthest manifestations of Cenozoic back-arc volcanism from the subduction zone within Payenia. It consists of a lava flow, dikes and pyroclastic deposits of basaltic composition. These rocks have porphyritic texture with trachytic, hyalophitic and hyalopilitic groundmass. The phenocryst is olivine; the association of the groundmass is plagioclase, olivine, clinopyroxene, opaque minerals and glass. From their chemical composition, the analyzed rock sample classified as alkaline basalt in the TAS diagram. The trace element concentrations, normalized to primitive mantle, have a pattern with negative anomalies of Nb-Ta, Zr-Hf and Ti, signatures that are typical of volcanic arc basalts of the Andean Southern Volcanic Zone and similar to transitional basalts from Patagonia. The rare earth element (REE) pattern is within the range of variation of the surrounding Pleistocene basalts. Based on non-modal fractional melting model, the REE pattern corresponds to one generated by 1% partial melting of a garnet-bearing lherzolite having the primitive mantle composition. The new K-Ar age obtained (3.48 ± 0.27 Ma) indicates that the Toscales eruptive center was part of the widespread late Pliocene-Pleistocene back-arc volcanic activity in the region.

Keywords: Basalts, Pliocene, Payenia

INTRODUCCIÓN

El centro eruptivo Toscales es un volcán monogenético localizado en el retroarco extraandino de la provincia de Mendoza ($36^{\circ} 17' 33''$ S - $68^{\circ} 18'$ O), unos 15 km

al sur de la localidad de Agua Escondida. Forma parte del volcanismo de retroarco cenozoico de Payenia y es uno de los centros eruptivos más alejados de la zona de subducción (Fig. 1) en esta área.

El margen activo de la placa Sudameri-

cana, al sur de los 33° S, está caracterizado por la generación de volcanismo de arco y de retroarco cenozoico. A partir del Paleoceno, en la Patagonia noroccidental comenzó a desarrollarse un arco volcánico cuyos productos se conocen

como la provincia volcánica Andino-Patagónica (Ardolino *et al.* 1999). Al mismo tiempo, se produjeron voluminosas efusiones en el retroarco dando lugar a una vasta región magmática máfica continental donde se destacan el Basalto Posadas (Eoceno), las mesetas de Somuncurá y Canquel-Sierra Cuadrada (Oligoceno superior-Mioceno inferior), la meseta del Lago Buenos Aires (Mioceno-Pleistoceno) y Payenia (Mioceno-Holoceno) (Ardolino *et al.* 1999, Kay *et al.* 2004, Llamblás *et al.* 2010, Ramos y Folguera 2011, Germa *et al.* 2010, Espanon *et al.* 2014).

En el margen oriental de Payenia, dentro del sector limítrofe entre las provincias de La Pampa y Mendoza, se localiza un extenso campo basáltico formado por coladas de lava, dispuestas con una dirección general noroeste-sureste, y numerosos conos piroclásticos. Los afloramientos de este campo ocupan el extremo sudeste de los departamentos Malargüe y San Rafael en la provincia de Mendoza, y gran parte de los departamentos Puelén y Chical Co en la provincia de La Pampa, representando las manifestaciones más orientales para el volcanismo de retroarco extraandino al norte del río Colorado. Los basaltos de Payenia han sido considerados indicadores de eventos extensionales producidos luego de una fase compresiva del Terciario y se propuso que su generación obedeció a la fusión del manto superior peridotítico, a partir de perturbaciones mecánicas y térmicas (Bermúdez y Delpino 1989, Bermúdez *et al.* 1993). Por su parte, Kay *et al.* (2004, 2006), Bertotto *et al.* (2009) y Ramos y Folguera (2011) relacionaron la erupción de diversas lavas de *plateau* del norte de Neuquén y sur de Mendoza, con la fusión de un manto hidratado luego de un episodio de subducción de bajo ángulo ocurrido en el Mioceno (Kay y Mancilla 2001).

La geoquímica de elementos traza y de isótopos fue utilizada por Stern *et al.* (1990) para dividir los basaltos de Patagonia (34°-52°S) en cratónicos y transicionales. Estos autores indicaron que los basaltos transicionales poseen rasgos químicos similares a las rocas del arco volcánico andino, adquiridos durante

su generación o en un episodio de subducción previo. En cambio, los basaltos cratónicos tienen características geoquímicas similares a los basaltos de islas oceánicas. En Payenia, Kay *et al.* (2004) señalaron que los basaltos del Plioceno al Holoceno aflorantes al norte de los 38°S tienen características químicas de intraplaca. Por otra parte, en el margen oriental de Payenia, Bertotto *et al.* (2009) hallaron variaciones en la geoquímica de los basaltos que estarían relacionadas con contaminación por fluidos derivados de la placa subductante. Søager *et al.* (2015) señalaron dos fuentes mantélicas diversas para los basaltos cuaternarios del norte y sur de Payenia. La fuente de los septentrionales (zona del Nevado) fue similar a la de los basaltos normales de dorsal centro-oceánica (N-MORB) con adición de fundidos y fluidos de la zona de subducción. En cambio los basaltos del sur (zona del río Colorado y Payún Matru) tienen características compatibles con una fuente de basaltos de islas oceánicas (Kay *et al.* 2006, Søager *et al.* 2013). Søager *et al.* (2015), además, documentaron contaminación en los basaltos por aportes de corteza inferior con relaciones menores de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ y $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ y más altas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ que los fundidos del manto.

En relación a las características volcánológicas de los centros monogenéticos de Payenia, los primeros aportes fueron de Bermúdez y Delpino (1989) y Bermúdez *et al.* (1993) en la zona central de Payenia, quienes indicaron que las erupciones fueron principalmente del tipo hawaiano y en algunos casos del tipo estromboliano. Además, postularon un régimen extensional con el desarrollo de grandes fracturas por las que ascendieron los fundidos. En el mismo sentido, sobre el margen oriental de Payenia, Bertotto *et al.* (2006a) mencionaron que en el volcanismo monogenético actuaron estilos eruptivos estrombolianos y hawaianos incluso en los mismos centros eruptivos. Posteriormente, Risso *et al.* (2008) identificaron al menos seis volcanes que muestran evidencias de erupciones explosivas que involucran la interacción magma-

agua cerca de la laguna de Llancanelo. Asimismo, Németh *et al.* (2012) describieron depósitos freatomagmáticos en el volcán Los Loros situado próximo al río Colorado. Por su parte, Németh *et al.* (2011) postularon que en el complejo Los Morados formado por cuatro conos piroclásticos, actuaron intermitentemente los estilos eruptivos hawaiano y estromboliano.

En los últimos años se han generado nuevas dataciones para rocas de Payenia (Marchetti *et al.* 2006, Bertotto *et al.* 2006b, Folguera *et al.* 2009, Gudnason *et al.* 2012, Espanon *et al.* 2014). Sin embargo, las asignaciones de edades para los basaltos del sector oriental sigue siendo un tanto especulativa. Para los campos Payún Matru y Llancanelo, Bermúdez *et al.* (1993) utilizaron criterios morfológicos para determinar la edad relativa de los volcanes. En estos mismos campos volcánicos, Inbar y Risso (2001) efectuaron un análisis morfométrico de 120 conos de escoria monogenéticos y encontraron que el 95 % de ellos son más jóvenes que 1,0 Ma. Más al sureste, dentro de La Pampa, Melchor y Casadio (1999) obtuvieron una edad de 0,4 Ma para los basaltos aflorantes en Punta de la Barda (Puelén), en tanto que Bertotto *et al.* (2006b) y Bertotto (2009) señalaron que las edades de las coladas varían entre 0,3 y 0,8 Ma y la de los volcanes monogenéticos entre 0,6 y 3,6 Ma. Los afloramientos del centro eruptivo Toscales, junto con otros aledaños fueron incluidos en la Formación Morado Alto por González Díaz (1972) y en la Formación Chapúa por Narciso *et al.* (2001), ambas del Pleistoceno.

A pesar de que en los antecedentes mencionados precedentemente se estudiaron afloramientos de basaltos cercanos, este trabajo es el primero efectuado sobre las rocas del cerro Toscales y se basa en una tesis de licenciatura en Geología (Hirsch 2012). El objetivo de esta contribución es realizar una primera caracterización petrográfica, geoquímica y volcánológica de las rocas que componen el centro eruptivo Toscales, así como aportar una nueva edad radimétrica para el mismo.

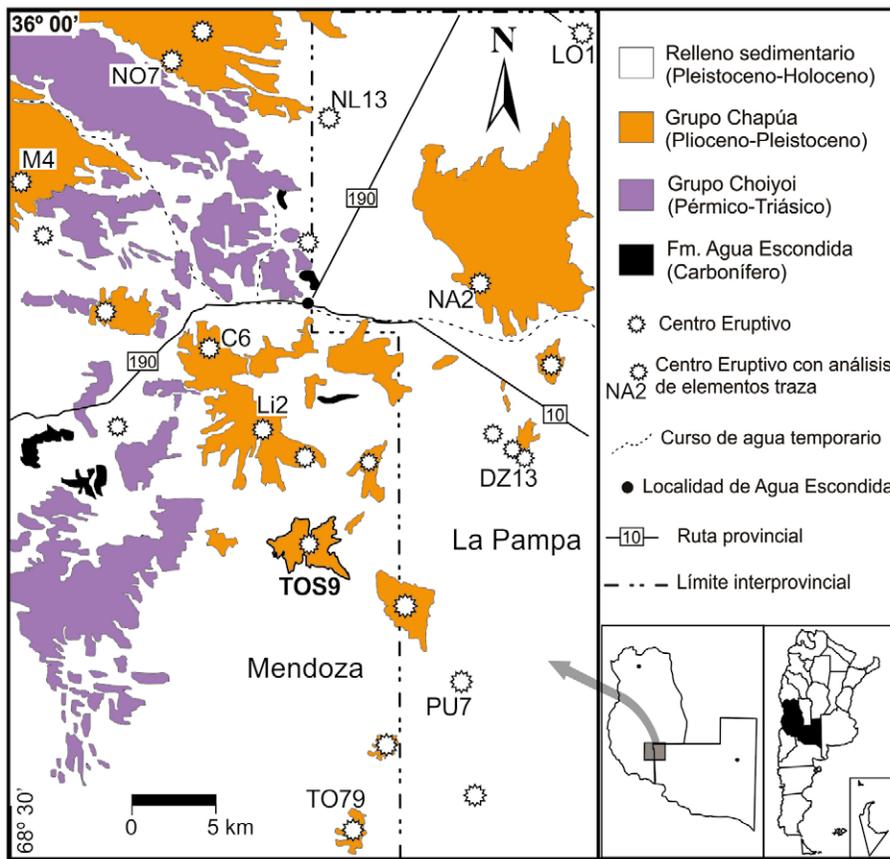


Figura 1: Esquema geológico del área de estudio.

MARCO GEOLÓGICO

En el área de estudio, el basamento cristalino corresponde a los granitos de la Formación Piedras de Afilas (González Díaz 1972), asignados al Carbonífero inferior por Linares *et al.* (1980) en base a una datación Rb-Sr. Son rocas graníticas, de estructura granosa, muy alteradas en superficie y atravesadas por venas de cuarzo y diques aplíticos sin alterar lo que llevó a Narciso *et al.* (2001) a indicar que podrían ser más antiguas que la edad obtenida. Esta inferencia fue confirmada por Tickyj *et al.* (2015, 2016) mediante dataciones U-Pb en circones las que ubican a los granitos de la Formación Piedras de Afilas en el Devónico. Sobre esta entidad se apoyan, en relación discordante, sedimentitas marino marginales de la Formación Agua Escondida (González Díaz y García 1968), que están constituidas principalmente por facies de areniscas aunque también se presentan vaques

y conglomerados (Narciso *et al.* 2001). Estas rocas sedimentarias fueron incluidas en el Carbonífero superior a partir de flora fósil hallada por González Díaz y García (1968). Por encima de esta unidad e intruyendo a la misma aparecen rocas del Grupo Choiyoi (Stipanovic 1965) (Pérmico-Triásico) o Formación Los Corrales de González Díaz (1972). Dentro de este grupo y en el ámbito de este estudio, se pueden distinguir rocas félsicas (Formación Choique Mahuida, Linares *et al.* 1978), rocas intermedias (Formación Agua de los Burros, González Díaz 1964) y, en menor medida, rocas máficas (Formación Quebrada del Pimiento, González Díaz 1964) (Narciso *et al.* 2001). La ingresión marina atlántica en la cuenca Neuquina, del Cretácico-Terciario, depositó en esta región rocas carbonáticas y areniscas incluidas en el Grupo Malarгүйe (Uliana y Dellapé 1981) (Narciso *et al.* 2001). Durante el Neógeno y Cuaternario se produjo una importante activi-

dad volcánica de retroarco, generándose la provincia basáltica Andino Cuyana (Bermúdez y Delpino 1989) o provincia volcánica de Payenia (Ramos y Folguera 2011). Finalmente, al Holoceno se asignan sedimentos aluviales, coluviales, eólicos y evaporíticos (Narciso *et al.* 2001).

MATERIALES Y MÉTODOS

Para el análisis petrográfico de los basaltos se utilizó la clasificación textural de MacKenzie *et al.* (1982). El análisis geoquímico de una muestra (TOS 9) fue realizado en el *Earthquake Research Institute* de la Universidad de Tokio mediante Fluorescencia de rayos x (FRX, equipo Phillips PW2400) para los elementos mayores y algunos elementos traza (V, Cr, Co, Ni, Rb, Sr, Y, Zr, Nb y Ba) utilizando una pastilla fundida de muestra según el procedimiento descrito por Tani *et al.* (2002). Las concentraciones del resto de los elementos traza (incluyendo las tierras raras) fue determinado sobre pastilla fundida por ablación láser y espectrometría de masas con plasma acoplado por inducción (LA ICP-MS), según metodología de Orihashi y Hirata (2003). Las abundancias de los elementos fueron corregidas internamente usando las concentraciones de Sr determinadas por FRX. La edad de la muestra TOS 9 fue obtenida mediante el método “*unspiked K-Ar*”. El análisis de Ar fue realizado usando un espectrómetro de masas de gases nobles MSIII (VG5400 modificado) en la Universidad de Tokio, Japón. Los errores en la determinación del ^{40}Ar y de la relación $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ se estimaron en 5 % y 0,2 %, respectivamente, basados en mediciones repetidas del estándar atmosférico conteniendo $1,5 \times 10^{-7} \text{ cm}^3 \text{ STP de } ^{40}\text{Ar}$. La concentración de K fue determinada para una alícuota de la misma muestra de roca total usada para el análisis de Ar, por FRX (equipo Phillips PW2400). La precisión analítica fue chequeada a partir de análisis del estándar JB-1a (*Geological Survey of Japan*). Detalles del procedimiento aplicado para la datación K-Ar fueron descritos por Nagao *et al.* (1991) y Orihashi *et al.* (2004).

DESCRIPCIÓN DE CAMPO Y PETROGRÁFICA DE LAS FACIES VOLCÁNICAS

A partir del trabajo de campo realizado en el cerro Toscales, se identificaron 5 facies: colada de lava, aglomerados volcánicos, diques basálticos, piroclastos sueltos y rocas asociadas a fumarolas.

Colada de lava

Se observó en el campo una única colada basáltica de 3 km de longitud con origen en el sector central del centro eruptivo y con rumbo general de 115°. Esta tiene un espesor máximo de 10 m y tres sectores con características diferentes, que se dividieron en superior, medio e inferior. El primero de ellos posee abundante diaclasamiento subhorizontal, una importante vesicularidad (30-40%) debida a la desgasificación del magma y un espesor de entre 0,5 a 2 m aproximadamente. El sector medio tiene fracturamiento en bloques subangulares, menor vesicularidad (<5%) que el sector superior y un espesor variable entre 0,7 y 5 m. Finalmente el sector inferior de la colada es similar al sector medio pero con fracturamiento en bloques subangulares mucho más marcado y con un espesor de 2 a 5 m. Petrográficamente la roca de la colada tiene textura porfírica gradando en sectores a glomeroporfírica por aglomeración de olivinos. Los fenocristales son de olivino euhedrales a subhedrales, en ocasiones alterados en los bordes o totalmente a iddingsita. La pasta presenta textura traquítica, variedad pilotáxica por orientación de las plagioclasas, las que están asociadas a microlitos de clinopiroxeno, olivino y minerales opacos (Fig. 2a).

Aglomerados volcánicos

Los aglomerados (a brechas) volcánicos están constituidos por piroclastos de tamaño lapilli a bomba. Los piroclastos tienen morfología irregular a aerodinámica y una coloración marrón rojiza por oxidación de los minerales de hierro. Esta facies es mayormente clasto sostén y presenta soldamiento variable, desde bajo a muy alto sin distinción de individuos, esto último debido a coalescencia de los

clastos individuales. Al microscopio, los aglomerados volcánicos tienen estructura vesicular y amigdaloides por relleno de vesículas con carbonatos y en algunos casos con zeolitas; en escasos sectores presentan estructura masiva. La textura es porfírica con fenocristales de olivino totalmente alterados a iddingsita y parcialmente reabsorbidos por la pasta, y escasos fenocristales de clinopiroxeno. La pasta presenta textura pilotáxica y en menor medida intersertal, hialopilitica e hialofítica. Se observan microlitos de plagioclasa, clinopiroxeno, olivino, minerales opacos y, en algunas muestras, vidrio volcánico basáltico (variedad taquilita en el sentido de Fisher y Schmincke 1984).

Diques basálticos

Los diques tienen direcciones variables (012°, 017°, 078°, 091°, 135°, 292°, 326°) e intruyen a los aglomerados volcánicos. Al microscopio, las muestras de diques presentan estructura masiva, sin vesículas visibles. Desarrollan textura porfírica y en sectores glomeroporfírica con pasta pilotáxica. Los fenocristales son de olivino euhedral y en menor cantidad clinopiroxeno subhedral, ambas especies con escasa a nula alteración. La asociación de la pasta es plagioclasa, clinopiroxeno, olivino y minerales opacos (Fig. 2b). En una de las muestras se observó la presencia de posibles feldespatoides rodeados de microcristales de clinopiroxeno. Debido a la escasa alteración se seleccionó una muestra de esta facies (TOS 9) para la realización del análisis químico y datación.

Piroclastos sueltos

Los piroclastos sueltos están constituidos principalmente por clastos de granulometría lapilli a bomba. Estos se encuentran dispersos y presentan colores rojizos y marrón-rojizos debido a la oxidación de minerales de hierro. Petrográficamente tienen estructura mayormente vesicular o amigdaloides con vesículas rellenas con calcita y zeolitas; en algunos sectores presentan estructura masiva. La textura es porfírica con fenocristales de olivino reemplazados parcial a totalmente por iddingsita y minerales opacos. La

pasta exhibe textura pilotáxica y en menor medida hialopilitica e hialofítica con microlitos de plagioclasa, clinopiroxeno, olivino y vidrio volcánico basáltico (variedad taquilita en el sentido de Fisher y Schmincke 1984) (Fig. 2c).

Rocas asociadas a posibles fumarolas

Se hallaron dos afloramientos subcirculares de 1,5 m de diámetro los cuales presentan una parte central vesicular de aproximadamente 1,35 m y un sector externo (que rodea al anterior) de unos 15 cm de ancho, masivo y con disyunción aproximadamente columnar. Estas estructuras están desarrolladas en aglomerado volcánico (Fig. 2d) y se asemejan a las estructuras formadas por fumarolas en volcanes basálticos activos (ej. Volcán Rincón de la Vieja en Costa Rica y Namafjall en Islandia). La roca del sector externo presenta estructura masiva y textura porfírica con fenocristales de olivino euhedrales y alterados en los bordes a iddingsita. La pasta tiene textura pilotáxica con microlitos de plagioclasa, clinopiroxeno, olivino y minerales opacos (Fig. 2e). El sector interno posee estructura amigdaloides con vesículas rellenas en los bordes por un mineral fibroso dispuesto de forma radiada (zeolitas) y en el centro por calcita. Presenta textura porfírica con fenocristales de olivino subhedrales alterados en su totalidad a iddingsita. La pasta posee textura pilotáxica con microlitos de plagioclasa, clinopiroxeno, olivino y minerales opacos (Fig. 2f).

GEOQUÍMICA

Sobre una muestra (TOS 9) procedente del núcleo de un dique basáltico, se realizó un análisis químico de roca total, las concentraciones (porcentajes en peso) de los óxidos mayoritarios y de elementos traza (partes por millón) se expresan en el cuadro 1.

Elementos mayores

Según el diagrama TAS de Le Maitre *et al.* (2002) la muestra analizada clasifica como basalto y según la división de Macdo-

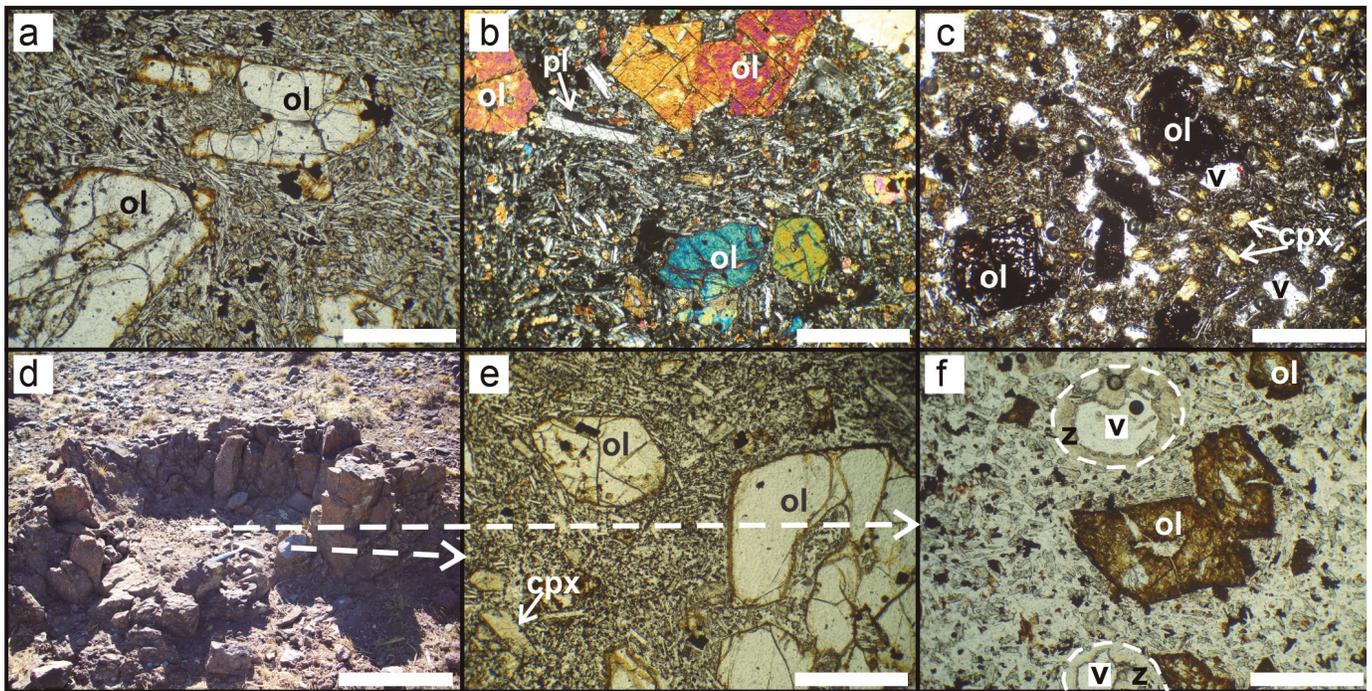


Figura 2: Fotografías al microscopio sin cruzar nicoles (a, c, e, f), con nicoles cruzados (b) y de campo (d) de las unidades del cerro Toscales. a) Textura porfírica en colada con fenocristales de olivino (ol) en pasta pilotáxica de plagioclasa, clinopiroxeno, minerales opacos y olivino; b) Textura porfírica-glomeroporfírica en dique (muestra TOS 9) con fenocristales de olivino (ol) y plagioclasa (pl) en pasta similar a (a); c) Textura porfírica en piroclasto suelto con vesículas (V). Olivinos (ol) reemplazados por minerales opacos, en pasta de clinopiroxeno (cpx), plagioclasa y minerales opacos; d) Estructura subcircular probablemente relacionada a una fumarola. e) Textura porfírica en muestra del sector de borde de D. Fenocristales de olivino (ol) y clinopiroxeno (cpx) en pasta similar a (a); f) Textura porfírica en muestra del sector central de (d). Fenocristales de olivino (ol) iddingsitizados en pasta de plagioclasa, clinopiroxeno, minerales opacos y olivino. Se observan vesículas (V) con paredes tapizadas por zeolitas (Z). La barra blanca representa 0,5 mm en a, b, c, e y f, y 60 cm en D.

CUADRO 1: Concentración de elementos mayores (% en peso) y de elementos traza (ppm) en la muestra TOS 9.

Muestra					
SiO ₂	47,59	V	233	La	29,8
TiO ₂	1,35	Cr	371	Ce	53,6
Al ₂ O ₃	15,38	Co	44,8	Pr	6,98
Fe ₂ O _{3 tot}	9,98	Ni	218	Nd	31,2
MnO	0,18	Rb	35,8	Sm	6,57
MgO	10,75	Sr	909	Eu	2,20
CaO	9,76	Y	24,6	Gd	5,69
Na ₂ O	3,38	Zr	116	Tb	0,81
K ₂ O	1,28	Nb	11,7	Dy	4,41
P ₂ O ₅	0,47	Ba	525	Ho	0,83
Total	100,1	Hf	3,42	Er	2,23
		Ta	0,56	Tm	0,29
		Pb	3,10	Yb	2,03
		Th	5,77	Lu	0,32

nald (1968) corresponde a la serie alcalina (Fig. 3). Con fines comparativos, en el mismo diagrama se representaron muestras de basaltos pleistocénicos próximos al cerro Toscales correspondientes a la zona Norte (ZN) de Bertotto *et al.* (2009)

y a datos sin publicar. Se destaca que la muestra TOS 9 se ubica dentro del ámbito de variación de los basaltos pleistocénicos cercanos (Fig. 3). El #Mg ((MgO/40,32)/(MgO/40,32+FeO_{tot}/71,85)) de la muestra TOS 9 tiene un valor de 0,68. Comparándolo con las muestras de basaltos cercanos (Bertotto *et al.* 2009) se observa que esta muestra está dentro de las menos evolucionadas entre los basaltos pleistocénicos de este sector de Payenia. La muestra analizada posee 5,3 % de nefelina y 20,5% de olivino en la norma CIPW.

Elementos traza

Los patrones extendidos de elementos traza y de elementos de tierras raras de la muestra TOS 9 normalizados a mano primitivo de McDonough y Sun (1995), se muestran en la figuras 4a y 4b. Con fines comparativos se incluyeron en los dos gráficos los valores de basaltos pleistocénicos aledaños al afloramiento estudiado (zona Norte de Bertotto *et al.* (2009)

y datos inéditos), además, en la figura 4a se graficaron los datos de rocas basálticas del arco volcánico andino (Hickey *et al.* 1986) y un basalto de islas oceánicas (OIB) típico (Sun y McDonough 1989). El patrón de elementos traza extendido de la muestra TOS 9 (Fig. 4a) exhibe una fuerte anomalía negativa de Nb-Ta y anomalías negativas menores de Ti y Zr-Hf, que coinciden con el ámbito de variación de los basaltos pleistocénicos aledaños. Estas anomalías son típicas en los basaltos del arco de la zona volcánica sur, por ejemplo los del volcán Llaima (Hickey *et al.* 1986, Fig. 4A) y los de San Pedro, Longaví y Callaqui (muestras CL575b, CL447(+), CL449 y CL560 de Jacques *et al.* 2013). Asimismo, anomalías similares han sido descritas por Stern *et al.* (1990) para sus basaltos transicionales de Patagonia.

En el gráfico de elementos de tierras raras (Fig. 4b), la muestra analizada se ubica dentro del campo de variación de los

basaltos pleistocénicos aledaños. El rasgo distintivo de la muestra TOS 9 es un débil enriquecimiento de Yb_N y Lu_N respecto de Tm_N dado por la pendiente del patrón con una relación $Tm_N/Lu_N=0,92$.

Datación K-Ar - ubicación estratigráfica

En el presente trabajo se da a conocer una nueva datación K/Ar sobre roca total llevada a cabo en la muestra TOS 9 del dique basáltico (Cuadro 2). La edad obtenida ($3,48 \pm 0,27$ Ma) ubica a dicha unidad del cerro Toscales en el Plioceno superior, edad algo mayor que las estimaciones regionales previas en base a criterios geológicos de campo de González Díaz (1972) y Narciso *et al.* (2001), ambas del Pleistoceno. A partir de la edad obtenida, las rocas aquí estudiadas se incluyen en el Grupo Chapúa definido por Bermúdez *et al.* (1993), y dentro de él en la unidad Basalto Agua de Torres de Bertotto (2003).

DISCUSIÓN

Volcanología

Según Vergnolle y Mangan (2000), las erupciones hawaianas y estrombolianas poseen intensidad, magnitud y poder dispersivo moderados como consecuencia de la baja viscosidad del magma en erupción, generalmente basáltico o andesítico-basáltico, lo que permite que la fase gaseosa se escape con relativa facilidad. Durante las erupciones estrombolianas, el gas se libera en explosiones discretas, con frecuencia rítmicas, cada una irrumpe la parte superior de la columna de magma y expulsa una lluvia de fragmentos de lava incandescente o piroclastos. Durante las erupciones hawaianas cada explosión da lugar a la expulsión de lava sostenida en el tiempo formando fuentes de lava. Los fragmentos situados en el centro de la columna eruptiva (o fuente de lava) permanecen suficientemente fluidos (sin perder temperatura) a través del transporte y la depositación como para coalescer entre ellos y llegar a formar flujos de lava desenraizados y charcos de lava. Los fragmentos de magma situados

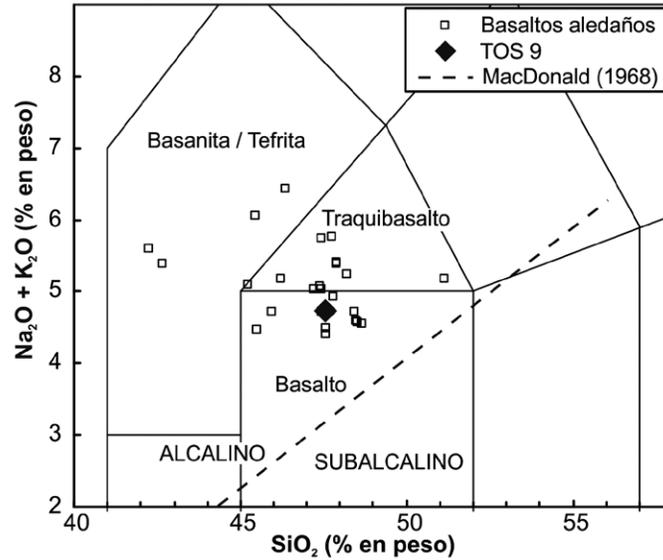


Figura 3: Diagrama TAS (Le Maitre *et al.* 2002) con la división de campos alcalino y subalcalino según MacDonald (1968). Se puede observar que la muestra TOS 9 grafica dentro del campo de los basaltos. Se incluyen con fines comparativos, las muestras de afloramientos próximos (zona Norte de Bertotto *et al.* 2009).

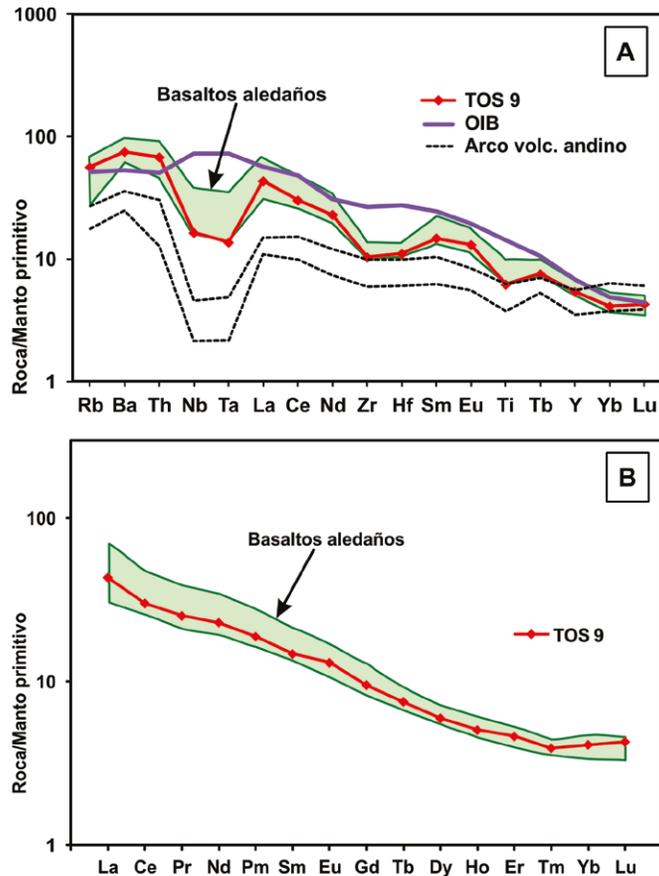


Figura 4: a) Diagrama de elementos traza extendido, normalizado a manto primitivo (MP) de McDonough y Sun (1995). El área rellena con color verde representa el ámbito de variación de basaltos de zonas aledañas (datos de la "zona Norte" de Bertotto *et al.* (2009) y datos inéditos). Se grafica también el patrón de un basalto de islas oceánicas (OIB) típico (Sun y McDonough 1989) y el ámbito de variación de los basaltos del arco volcánico andino (Hickey *et al.* 1986); b) Diagrama de elementos de tierras raras normalizados a MP (McDonough y Sun 1995). El área rellena con color verde representa el ámbito de variación de basaltos de zonas aledañas.

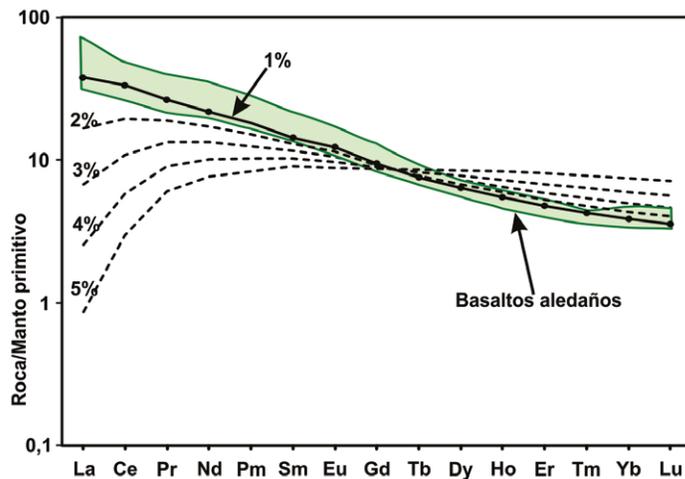


Figura 5: Patrones de elementos de tierras raras normalizados a MP (McDonough y Sun 1995) de los fundidos generados por 1 a 5% de fusión fraccionada no modal de una lherzolita en facies de granate. El área rellena con color verde representa el ámbito de variación de basaltos de zonas alledañas incluida la muestra TOS 9. Nótese que el mejor ajuste se da con el fundido generado por 1% de fusión.

CUADRO 2: Datos analíticos de la muestra analizada.

Muestra	K (% peso)	^{40}Ar rad (10^{-8} cm 3 STP/g)	$^{38}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$	^{40}Ar atm. (%)	Edad (Ma)
TOS 9	1,018 \pm 0,051	13,75 \pm 0,98	0,18971 \pm 0,0007	85,60	3,48 \pm 0,27

en sectores externos de la fuente de lava se enfrían rápidamente al tomar contacto con mayor volumen de aire, dando lugar a clastos vídriosos. Los productos generados por estos dos estilos eruptivos incluyen bombas, escoria, lágrimas y cabellos de Pele, que en el caso de las erupciones hawaianas pueden tener alto soldamiento y coalescencia. En las erupciones estrombolianas, en cambio, los clastos no se sueldan íntimamente porque la mayoría de los mismos se encuentran sólidos en el momento de la depositación.

Además de los productos finales hawaianos y estrombolianos algunas erupciones basálticas muestran rasgos típicos de ambas. Estas son las llamadas erupciones transicionales (Parfitt y Wilson 1995, Parfitt 2004). La transición entre el estilo hawaiano y el estromboliano depende principalmente de la velocidad de ascenso del magma. El estilo transicional se origina cuando la velocidad de ascenso es intermedia entre los estilos hawaiano y estromboliano típicos (Parfitt y Wilson 1995).

A partir de lo anterior interpretamos la

formación de las litofacies identificadas de la siguiente manera. 1) Colada de lava: esta unidad habría sido generada por actividad efusiva con fuentes de lava tipo hawaiana. 2) Aglomerados volcánicos: los aglomerados volcánicos hallados en el centro eruptivo Toscales varían en el grado de soldamiento de bajo a muy alto con coalescencia de individuos. Los niveles de aglomerados de bajo soldamiento habrían sido depositados a partir del sector externo de una fuente de lava hawaiana, otra posibilidad para la formación de estos depósitos serían erupciones discretas estrombolianas. Los aglomerados de alto soldamiento con distinción de individuos se habrían formado en dos etapas coetáneas; la matriz cayó desde sectores medios de una fuente de lava hawaiana y los piroclastos incluidos en él de sectores un poco más elevados, lo cual les permitió enfriarse más durante el vuelo e impidió que se soldaran perdiendo su forma al caer; de todos modos, los dos componentes pudieron soldarse fuertemente por haber caído simultáneamente. Los aglomerados de alto soldamiento sin dis-

tinción de individuos se habrían formado por la acumulación de piroclastos provenientes del sector medio de una fuente de lava hawaiana. 3) Diques basálticos: los diques representan flujos de magma ascendente por fracturas vinculadas al conducto principal y ubicadas en las paredes del cono; estas últimas formadas por aglomerados volcánicos. Si bien no se puede determinar, debido al nivel de erosión actual, estos diques podrían haber llegado a superficie y actuado como alimentadores de magma. 4) Piroclastos sueltos: se generaron a partir de la caída desde los sectores externos de una fuente de lava hawaiana, o por erupciones estrombolianas. Debe señalarse que algunos de los piroclastos sueltos hallados pueden pertenecer a aglomerados volcánicos de bajo soldamiento, separados de éstos por erosión. 5) Rocas pertenecientes a posibles fumarolas: teniendo en cuenta las estructuras circulares, la diferente vesicularidad entre el sector interno y el borde de estas estructuras y la comparación con estructuras similares en volcanes basálticos activos, inferimos que estas estructuras fueron generadas por fumarolas actuando sobre depósitos de aglomerado volcánico. El hecho de que se presenten facies generadas por volcanismo de estilo hawaiano y de estilo estromboliano en un mismo centro eruptivo no es algo poco común. Variaciones entre actividad hawaiana y estromboliana en un mismo centro eruptivo ha sido descrita para varios volcanes piroclásticos basálticos del este de Payenia (Bertotto *et al.* 2006a) y en otros lugares del mundo (Chester *et al.* 1985, Parfitt 2004, Polacci *et al.* 2006).

Geoquímica

Los valores del número de Mg ($\#Mg = (\text{MgO}/40,32) / (\text{MgO}/40,32 + \text{FeO}_{\text{tot}}/71,85)$) de los basaltos en equilibrio con composiciones de olivino del manto se ubican en el rango de 0,68-0,75 (o 68-75). El valor del $\#Mg$ es insensible al grado de fusión parcial, pero es altamente sensible a la cantidad de subsiguiente cristalización fraccionada, particularmente de olivino. En general, los

magmas primarios en equilibrio con mineralogías típicas del manto superior no metasomatizado (olivino + ortopiroxeno + clinopiroxeno ± granate ± espinela) deberían tener altos valores del #Mg (>0,7), del Ni (>400-500 ppm) y del Cr (>1000 ppm) y no más del 50 % de SiO₂ (Wilson 1989). Si bien el valor del #Mg y el contenido de SiO₂ estarían dentro del rango de los magmas primarios, los valores de Ni (218 ppm) y Cr (371 ppm) indican que el basalto TOS 9 no correspondería a un basalto primario.

Las anomalías negativas de Nb-Ta y Ti registradas en la muestra TOS 9 son propias de los basaltos de arcos volcánicos, de los basaltos transicionales de Stern *et al.* (1990) y de los basaltos pleistocenos de la zona Norte de Bertotto *et al.* (2009). Stern *et al.* (1990) propusieron que sus basaltos transicionales poseen características químicas producidas por modificación de su región de origen a partir del aporte de componentes derivados de la subducción, durante su generación o en un episodio de subducción cenozoico previo. Este aporte fue distinto al de la zona fuente actual de los basaltos de arco, debido a la progresiva deshidratación de la placa a medida que es subductada. Por su parte, Bertotto *et al.* (2009) atribuyeron los rasgos geoquímicos de los basaltos de la zona Norte a contaminación de la región origen por fluidos relacionados a subducción, ocurrida entre el Mioceno tardío y Pleistoceno.

Las relaciones (sin normalizar) Th/Hf y Ba/Ta utilizadas en basaltos de la Patagonia como indicadores de fuente del manto enriquecido por subducción (Kay *et al.* 2004, 2006) son significativamente mayores en la muestra TOS 9 (Th/Hf=1,7; Ba/Ta=937) que en un OIB típico (Th/Hf=0,5; Ba/Ta=130) de Sun y McDonough (1989). Además, la muestra TOS 9 tiene relaciones (sin normalizar) La/Nb (2,6) y Ba/Nb (44,9) similares a los basaltos expulsados por estratovolcanes del arco volcánico andino (La/Nb: 3,1-6,3 y Ba/Nb: 64-118) (Hickey *et al.* 1986, Jacques *et al.* 2013) y distintas de los OIB (La/Nb: 0,8 y Ba/Nb: 7,3) (Sun y McDonough 1989). Por esto la región del man-

to que originó los fundidos del cerro Toscales habría sido contaminada de manera análoga a la de los basaltos aledaños. De la misma manera se puede proponer que la fuente mantélica para la región indicada en la figura 1, en el Plioceno superior-Pleistoceno, estaba contaminada con elementos aportados por la subducción previa. Por otra parte, la pendiente ($La_N/Yb_N = 10,5$) del patrón de elementos de tierras raras (Fig. 4b) sugiere una fuente en facies de granate.

Con las concentraciones de los elementos de tierras raras se realizaron modelos de fusión fraccionada no modal, en facies de espinela y granate, para tratar de encontrar un porcentaje de fusión que diera como resultado un patrón similar a las muestras de la zona de estudio, incluida la aquí analizada TOS 9. El mejor ajuste se logró con un patrón generado por un 1% de fusión fraccionada no modal de un manto primitivo en facies de granate (Fig. 5). Cabe acotar que Søager *et al.* (2015) indicaron que los basaltos de retroarco de la zona del Nevado deben haber tenido una fuente mantélica al menos tan enriquecida como el manto primitivo de McDonough y Sun (1995). Los parámetros usados en el cálculo del modelo fueron:

- Manto primitivo (como fuente) según McDonough y Sun (1995).
- La moda del manto fuente fue de: 55% de olivino, 26% de ortopiroxeno, 15% de clinopiroxeno y 3,5% de granate.
- Este manto funde en la siguiente proporción 0% de olivino, 12% de ortopiroxeno, 25% de clinopiroxeno y 63% de granate.
- Los coeficientes de partición fueron tomados de Ionov *et al.* (2002-Tabla 7) para olivino, ortopiroxeno y clinopiroxeno y de Shimizu (1980-Tabla 5B) para granate. Los valores de Pr, Tb, Ho y Tm en granate fueron interpolados.
- La ecuación de fusión fraccionada no modal utilizada fue tomada de Shaw (2006):

$C^l = C_0 / D_0 * (1 - P * F / D_0)^{(1/P-1)}$, donde: C^l = concentración del líquido generado; C₀ = concentración de la fuente (manto primitivo); D₀ = coeficiente de partición total

de la fuente; P = coeficiente de partición total del fundido; F = grado de fusión.

La modelización se realizó teniendo en cuenta una fuente peridotítica, de todos modos varias investigaciones asignan un rol preponderante a las litologías piroxeníticas como fuente de basaltos con características de OIB (por ej. Herzberg 2011, Zhang *et al.* 2012, Yang y Zhou 2013). Yang y Zhou (2013) propusieron el parámetro FC3MS (= FeO/CaO-3*MgO/SiO₂), el cual combinado con otros óxidos, permite identificar basaltos (similares a OIB) derivados de piroxenitas. Según la relación FC3MS vs. Na₂O + K₂O (Fig. S6 de Yang y Zhou 2013) la muestra TOS 9 se ubica dentro de los fundidos peridotíticos. Por otra parte, el magma primario de TOS 9 calculado a partir del programa PRIMELT2 de Herzberg y Asimow (2008) y según las ecuaciones de Lee *et al.* (2009) tiene un valor que es propio de los magmas primarios producidos por piroxenitas aunque próximo al campo de los fundidos de peridotitas (ver figura 2 de Herzberg y Asimow 2008). No se pretende en este trabajo discriminar si la fuente fue peridotítica, piroxenítica o una mezcla de ambas, en cambio sí se propone un modelo inicial para este sector con una fuente peridotítica (lherzolitica en particular) en facies de granate con concentraciones y moda similares al manto primitivo.

CONCLUSIONES

El centro eruptivo Toscales está compuesto por una colada de lava, aglomerados volcánicos, diques basálticos y piroclastitas (tamaño lapilli a bomba) que forman parte de un edificio volcánico erosionado. Desde el punto de vista petrográfico son basaltos de textura porfírica con pasta traquítica (variedad pilotáxica), hialopilitica e hialofítica con fenocristales de olivino en la colada de lava y piroclastitas y olivino-clinopiroxeno en los aglomerados volcánicos y diques basálticos. En la pasta se observan plagioclasa, olivino, clinopiroxeno, minerales opacos y vidrio.

Geoquímicamente, la roca analizada es

un basalto alcalino con patrones de elementos traza extendidos y de tierras raras que indican un manto fuente en facies de granate y contaminación por fluidos relacionados a subducción. El basalto de la muestra TOS 9 se habría generado a partir de 1 % de fusión fraccionada no modal de una lherzolita en facies de granate, con moda y concentraciones de elementos de tierras raras similares al manto primitivo pero con contaminación por material de la zona de subducción.

La nueva edad obtenida ($3,48 \pm 0,27$ Ma) indica que el centro eruptivo Toscales formó parte de la extendida actividad volcánica de retroarco del Plioceno superior-Pleistoceno de la región.

AGRADECIMIENTOS

Se agradece a la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales por el apoyo económico y la colaboración de N. Hokanishi (Universidad de Tokio) durante los análisis de FRX. Se agradece las sugerencias y correcciones por parte de la Dra. Marcela Remesal y un revisor anónimo de la RAGA.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Ardolino, A., Franchi, M., Ramesal, M. y Salani, F. 1999. El Volcanismo en la Patagonia Extraandina. Instituto de Geología y Recursos Minerales. Geología Argentina. Anales 29: 579-612, Buenos Aires.
- Bermúdez, A. y Delpino, D. 1989. La Provincia Basáltica Andino Cuyana (35°- 37° L.S.). Revista de la Asociación Geológica Argentina 44: 35-55.
- Bermúdez, A., Delpino, D., Frey, F. y Saal, A. 1993. Los basaltos de retroarco extraandinos. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio: 161-173, Mendoza.
- Bertotto, G.W. 2003. Evolución geológica y petrológica de los conos basálticos cenozoicos portadores de xenolitos ultramáficos del margen oriental de la Provincia basáltica Andino-Cuyana, provincias de La Pampa y Mendoza. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de La Plata (inédito), 186 p., La Plata.
- Bertotto, G.W. 2009. Volcanismo basáltico Cuaternario al este de Payunia, provincias de Mendoza y La Pampa. 2ª Reunión sobre el Cuaternario de América del Sur y 4º Congreso Argentino de Cuaternario y Geomorfología, Actas: 277, La Plata.
- Bertotto, G.W., Bjerg, E.A. y Cingolani, C.A. 2006a. Hawaiian and Strombolian style monogenetic volcanism in the extra-Andean domain of central-west Argentina. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 158: 430-444.
- Bertotto, G.W., Orihashi, Y., Nagao, K. y Motoki, A. 2006b. New K-Ar ages on retroarc basalts of Mendoza-La Pampa. 2º encuentro científico del ICES, Actas CD, Buenos Aires.
- Bertotto, G.W., Cingolani, C.A. y Bjerg, E.A. 2009. Geochemical variations in Cenozoic back-arc basalts at the border of La Pampa and Mendoza provinces, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 28: 360-373.
- Chester, D.K., Duncan, A.M., Guest, J.E. y Kilburn, C.R.J. 1985. Mount Etna: Anatomy of a Volcano. Chapman and Hall, 404 p., London.
- Espanon, V.R., Honda, M. y Chivas, A.R. 2014. Cosmogenic ³He and ²¹Ne surface exposure dating of young basalts from Southern Mendoza, Argentina. *Quaternary Geochronology* 19: 76-86.
- Fisher, R.V. y Schmincke, H.-U. 1984. *Pyroclastic Rocks*. Springer-Verlag, 472 p., Berlín.
- Folguera, A., Naranjo, J.A., Orihashi, Y., Sumino, H., Nagao, K., Polanco, E. y Ramos, V.A., 2009. Retroarc volcanism in the northern San Rafael Block (34°-35°30'S), southern Central Andes: Occurrence, age, and tectonic setting. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 186: 169-185.
- Germa, A., Quidelleur, X., Gillot, P.Y. y Tchilinguirian, P. 2010. Volcanic evolution of the back-arc Pleistocene Payun Matru volcanic field (Argentina). *Journal of South American Earth Sciences* 29: 717-730.
- González Díaz, E.F. 1964. Rasgos geológicos y evolución geomorfológica de la Hoja 27d, San Rafael y zona occidental vecina (Provincia de Mendoza). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 19: 151-188.
- González Díaz, E.F. 1972. Descripción Geológica de la Hoja 30e, Agua Escondida, provincias de Mendoza y La Pampa. Servicio Nacional Minero Geológico, Boletín 135, 79 p., Buenos Aires.
- González Díaz, E.F. y García, H.H. 1968. El hallazgo del Neopaleozoico plantífero en el área de Agua Escondida (SE de Mendoza NO de La Pampa). 3ª Jornadas Geológicas Argentinas (Comodoro Rivadavia, 1966), Actas 1: 341-354, Buenos Aires.
- Gudnason, J., Holm, P.M., Soeger, N. y Llamabías, E.J. 2012. Geochronology of the late Pliocene to recent volcanic activity in the Payenia back-arc volcanic province, Mendoza Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 37: 191-201.
- Herzberg, C. 2011. Identification of Source Lithology in the Hawaiian and Canary Islands: Implications for Origins. *Journal of Petrology* 52: 113-146.
- Herzberg, C. y Asimow, P.D. 2008. Petrology of some oceanic island basalts: PRIMELT2. XLS software for primary magma calculation. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 9: 1-25.
- Hickey, R.L., Frey, F.A., Gerlach, D.C. y Lopez-Escobar, L. 1986. Multiple sources for basaltic arc rocks from the southern volcanic zone of the Andes (34°-41°S): trace element and isotopic evidence for contributions from subducted oceanic crust, mantle, and continental crust. *Journal of Geophysical Research* 91: 5963-5983.
- Hirsch, M.H. 2012. Estudio petrográfico-geoquímico del centro eruptivo Toscales. Zona de retroarco extraandino de la provincia de Mendoza. Tesis de licenciatura, Universidad Nacional de La Pampa (inédita), 54 p., Santa Rosa.
- Inbar, M. y Risso, C. 2001. A morphological and morphometric analysis of a high density cinder cone volcanic field Payun Matru, south-central Andes, Argentina. *Zeitschrift für Geomorphologie* 45: 321-343.
- Ionov, D.A., Bodinier, J.-L., Mukasa, S.B. y Zannetti, A. 2002. Mechanisms and sources of mantle metasomatism: Major and trace element compositions of peridotite xenoliths from Spitsbergen in the context of numerical modelling. *Journal of Petrology* 43: 2219-2259.
- Jacques, G., Hoernle, K., Gill, J.B., Hauff, F., Wehrmann, H., Garbe-Schönber, D., van den Bogaard, P., Bindeman, I. y Lara, L.E. 2013. Across-arc geochemical variations in the Southern Volcanic Zone, Chile (34.5–38°S): constraints on mantle wedge and sou-

- rice input compositions. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 123: 218-243.
- Kay, S.M. y Mancilla, O. 2001. Neogene shallow subduction segments in the Chilean/Argentine Andes and Andean-type margins. GSA Annual Meeting, Session 63. Focus on IGCP: Modern and Ancient Plate Boundaries and Orogens I.
- Kay, S.M., Gorring, M. y Ramos, V. 2004. Magmatic sources, setting and causes of Eocene to Recent Patagonian plateau magmatism (36°S to 52°S latitude). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 59: 556-568.
- Kay, S.M., Burns, W.M., Copeland, P. y Mancilla, O. 2006. Upper Cretaceous to Holocene magmatism and evidence for transient Miocene shallowing of the Andean subduction zone under the northern Neuquén basin. En: Kay, S.M. y Ramos, V.A. (eds.), *Evolution of an Andean Margin: a tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén Basin (35°–39°S lat.)*. Geological Society of America Special Paper 407: 19-60, Boulder.
- Lee, A., Luffi, P., Plank, T., Dalton, H. y Lee-man, W. 2009. Constraints on the depths and temperatures of basaltic magma generation on Earth and other terrestrial planets using new thermobarometers for mafic magmas. *Earth and Planetary Science Letters* 279: 20-33.
- Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., Zanettin, B., Le Bas, M.J., Bonin, B., Bateman, P., Bellieni, G., Dudek, A., Efremova, S., Keller, J., Lameyre, J., Sabine, P.A., Schmid, R., Sørensen, H. y Woolley, A.R. 2002. *Igneous Rocks. A Classification and Glossary of Terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks, 2nd Edition*. Cambridge University Press, 236 p., Cambridge.
- Linares, E., Llambías, E.J. y Latorre, C.O. 1978. *Geología y Geocronología de las rocas eruptivas de la provincia de La Pampa, República Argentina*. 7° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 795-808, Neuquén.
- Linares, E., Llambías, E.J. y Latorre, C.O. 1980. *Geología de la provincia de La Pampa, República Argentina y geocronología de sus rocas metamórficas y eruptivas*. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 35: 87-146.
- Llambías, E.J., Bertotto, G.W., Risso, C. y Her-nando, I. 2010. El volcanismo cuaternario en el retroarco de Payenia: una revisión. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 67: 278-300.
- Macdonald, G.A. 1968. Composition and origin of Hawaiian lavas. En: Coats, R.R., Hay, R.L., Anderson, C.A. (eds.), *Studies in Volcanology: A Memoir in Honor of Howel Williams*. Geological Society of America Memoir, 116: 477-522.
- McDonough, W.F. y Sun, S.-s., 1995. The composition of the Earth. *Chemical Geology* 120: 223-253.
- MacKenzie, W., Donaldson, C. y Guilford, C. 1982. *Atlas of igneous rocks and their textures*. John Wiley & Sons, 1-148, New York.
- Marchetti, D.W., Cerling, T.E., Evenson, E.B., Gosse, J.C. y Martinez, O. 2006. Cosmogenic exposure ages of lava flows that temporarily dammed the Rio Grande and Rio Salado, Mendoza Province, Argentina. Geological Society of America Meeting Backbone of the Americas, Patagonia to Alaska, Paper 5-39: 66, Mendoza.
- Melchor, R. y Casadio, S. 1999. Hoja Geológica 3766-III La Reforma, provincia de La Pampa. Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 295, 63 p., Buenos Aires.
- Nagao, K., Ogata, A., Miura, Y., Matsuda, J. y Akimoto, S. 1991. Highly reproducible 13 and 17 ka K-Ar ages of two volcanic rocks. *Geochemical Journal* 25: 447-451.
- Narciso, V., Mallimacci, H., Santamaría, G., Sepulveda, E. y Zanettini, J.M. 2001. Hoja Geológica 3769-II, Agua Escondida, Provincias de Mendoza y La Pampa. Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 300, 39 p., Buenos Aires.
- Németh, K., Risso, C., Nullo, F. y Kereszturi, G. 2011. The role of collapsing and cone rafting on eruption style changes and final cone morphology: Los Morados scoria cone, Mendoza, Argentina. *Central European Journal of Geosciences* 1: 102-118.
- Németh, K., Risso, C., Nullo, F., Smith, I. E. M. y Pécskay, Z. 2012. Facies architecture of an isolated long-lived, nested polygenetic silicic tuff ring erupted in a braided river system: The Los Loros volcano, Mendoza, Argentina. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 239-240: 33-48.
- Orihashi, Y. y Hirata T. 2003. Rapid quantitative analysis of Y and REE abundances in XRF glass bead for selected GSJ reference rock standards using UV laser ablation ICP-MS. *Geochemical Journal* 37: 401-412.
- Orihashi, Y., Naranjo, J.A., Motoki, A., Sumino, H., Hirata, D., Anma, R. y Nagao, K. 2004. Quaternary volcanic activity of Hudson and Lautaro volcanoes, Chilean Patagonia: new constraints from K-Ar ages. *Revista Geológica de Chile* 31: 207-224.
- Parfitt, E.A. 2004. A discussion of the mechanism of explosive basaltic eruptions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 134: 77-107.
- Parfitt, E.A. y Wilson, L. 1995. Explosive volcanic eruptions: IX. The transition between Hawaiian-style lava fountaining and Strombolian explosive activity. *Geophysical Journal International* 121: 226-232.
- Polacci, M., Corsaro, R.A. y Andronico, D. 2006. Coupled textural and compositional characterization of basaltic scoria: Insights into the transition from Strombolian to fire fountain activity at Mount Etna, Italy. *Geology* 34: 201-204.
- Ramos, V.A. y Folguera, A. 2011. Payenia volcanic province (Southern Andes): An exceptional Quaternary tectonic setting. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 201: 53-64.
- Risso, C., Nemeth, K., Combina, A.M., Nullo, F. y Drosina, M. 2008. The role of phreatomagmatism in a Plio-Pleistocene high-density scoria cone field: Llacanelo Volcanic Field (Mendoza), Argentina. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 169: 61-86.
- Shaw, D.M. 2006. *Trace Elements in Magmas: A Theoretical Treatment*. Cambridge University Press, 256 p., Cambridge.
- Shimizu, H. 1980. Experimental study on rare-earth element partitioning in minerals formed at 20 and 30kb for basaltic systems. *Geochemical Journal* 14: 185-202.
- Søager, N., Holm, P.M. y Llambías, E.J. 2013. Payenia volcanic province, southern Mendoza, Argentina: OIB mantle upwelling in a backarc environment. *Chemical Geology* 349-350: 36-53.
- Søager, N., Holm, P.M. y Thirlwall, M.F. 2015. Sr, Nd, Pb and Hf isotopic constraints on mantle sources and crustal contaminants in the Payenia volcanic province, Argentina. *Lithos* 212-215: 368-378.
- Stern, C.R., Frey, F.A., Futa, K., Zartman, R.E., Peng, Z. y Kyser, K.T. 1990. Trace element

- and Sr, Nd, Pb, and O isotopic composition of Pliocene and Quaternary alkali basalts of the Patagonian Plateau lavas of southernmost South America. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 104: 294-308.
- Stipanovic, P.N. 1965. El Jurásico en veiga de la Veranada (Neuquén), el Oxfordense y el diastrofismo Divesiano (Agassiz-Yaila) en Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 20: 403-478.
- Sun, S.-s y McDonough, W.F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts; implications for mantle composition and processes. En: Saunders, A.D. y Norry, M.J. (eds.), *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society of London, Special Publication 42: 313-345, London.
- Tani, K., Orihashi, Y. y Nakada, S. 2002. Major and trace component analysis of silicate rocks using fused glass bead by X-ray Fluorescence spectrometer: Evaluation of analytical precision for third, sixth and eleventh dilution fused glass beads. *Technical Research Report, ERI, University of Tokyo* 8: 26-36.
- Tickyj, H., Tomezzoli, R.N., Basei, M.A., Fernández, M.A., Blatter, J.M., Rodríguez, N. y Gallo, L.C. 2015. Geología de la Formación Piedras de Aflar, basamento granítico del Distrito Minero Agua Escondida, Mendoza. 3° Simposio sobre Petrología Ígnea y Metalogénesis Asociada, Actas 1: 158-159, Gral. Roca.
- Tickyj, H., Tomezzoli, R.N. y Basei, M.A. 2016. Edad U-Pb del granito Lomas de las Piedras de Aflar, Distrito Minero Agua Escondida, Mendoza. 12ª Jornadas Pampeanas de Ciencias Naturales, Actas 1: 70, Santa Rosa.
- Uliana, M. y Dellapé, D. 1981. Estratigrafía y distribución paleoambiental de la sucesión Maastrichtiano-Eoterciaria del engolfamiento neuquino. 7° Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 659-671, Neuquén.
- Vergnolle, S. y Mangan, M. 2000. Hawaiian and Strombolian eruptions. En: Sigurdsson, H., Houghton, B., McNutt, S., Rymer, H. y Stix, J. (eds.), *Encyclopedia of Volcanoes*. Academic Press: 447-461, San Diego.
- Wilson, M. 1989. *Igneous Petrogenesis*. Unwin Hyman, 465 p., London.
- Yang, Z.F. y Zhou, J.H. 2013. Can we identify source lithology of basalt?. *Nature Scientific Reports* 3, 1856. <http://www.nature.com/scientificreports>
- Zhang, G.L., Zong, C.L., Yin, X.B. y Li, H. 2012. Geochemical constraints on a mixed pyroxenite-peridotite source for East Pacific Rise basalts. *Chemical Geology* 330-331: 176-187.

Recibido: 3 de junio de 2015
Aceptado: 4 de junio de 2016