

EDAD Y NATURALEZA DEL MAGMATISMO BÁSICO EOCENO DE LOS ALREDEDORES DE LA MESETA DEL CANQUEL

Viviana I. ALRIC¹ y Gabriela I. MASSAFERRO^{1,2}

¹ Dpto. de Geología, Universidad Nacional de la Patagonia San Juan Bosco, Puerto Madryn. E-mail: vialric@gmail.com

² IPGP, CONICET-CENPAT, Puerto Madryn. E-mail: gim@cenpat.edu.ar

RESUMEN

En el norte de la meseta de Canquel, entre Paso de Indios y Las Plumas, afloran cuerpos intrusivos y restos de coladas de composición básica alcalina cuyas dataciones previas abarcan un lapso comprendido entre 40 y 52 Ma. En esta contribución se presentan los resultados de análisis químicos de algunos de estos cuerpos junto con cuatro nuevas dataciones ³⁹Ar/⁴⁰Ar que permiten acotar el período magmático al Ypresiano (Eoceno inferior). Las características químicas indican que los magmas son compatibles con basaltos de tipo OIB que responderían a un bajo porcentaje de fusión parcial (2%) de una misma peridotita granatífera anhidra, localizada en el manto astenosférico a una profundidad mayor a 70 km. La ausencia de evidencias de contaminación cortical indica un ascenso rápido a través de la corteza que implica un ambiente extensional para el emplazamiento de los cuerpos.

Palabras clave: *Magmatismo básico, Eoceno, Patagonia, Gabros alcalinos*

ABSTRACT

Age and nature of the Eocene basic magmatism of the Canquel Plateau

Intrusive bodies and some basic alkaline flows crop out to the north of Canquel Plateau, between Las Plumas and Paso de Indios localities. Their ages varies from 40 to 52 Ma. In this paper we present chemical analysis and four new ³⁹Ar/⁴⁰Ar ages of some of these bodies. The new ages constrain the eruptive period to the Ypresian (early Eocene). The chemical characteristics of the magmas are compatible with OIB type basalts with a MORB component that would have formed through a low partial melting (2%) of an anhydrous granatiferous peridotite situated in the asthenospheric mantle, more than 70 km deep. The absence of evidence of crustal contamination suggests a fast ascent through the crust which implies an extensional regime.

Key words: *Basic Magmatism, Eocene, Patagonia, Alkaline gabbros*

INTRODUCCIÓN

El vulcanismo ha jugado un rol muy importante en la evolución geológica de la Patagonia durante todo el Cenozoico tanto en la región cordillerana como en el retroarco andino. Como resultado de esta importante actividad se han originado en el sector extra-andino extensos campos basálticos como los de la meseta del lago Buenos Aires, meseta de Somuncurá, meseta de Canquel, entre otros (Fig. 1a). Algunos de estos campos han sido objeto de estudio en las últimas décadas y sin embargo aún permanecen algunos interrogantes sobre los mecanismos que produjeron estos derrames. Asociado a este importante vulcanismo afloran también cuerpos intrusivos principalmente en los alrededores de la meseta del Canquel, lagos Muster y Colhue Huapi y Paso de Indios.

En el norte de la meseta de Canquel (Fig. 1b) afloran cuerpos hipabisales máficos (diques, filones) y escasos mantos lávicos de edad eocena que han sido denominados como Formación El Canquel, Miembro Lacoste y Miembro El Riscoso respectivamente (Lema y Cortés 1987). Los cuerpos ígneos constituyen los cerros El Sombrero, el Portezuelo, Mendive y Neck entre los más conspicuos y están compuestos por gabros y basaltos alcalinos. Estos cuerpos intruyen sedimentitas continentales cretácicas del Grupo Chubut y piroclastitas y sedimentitas paleocenas de las Formaciones Salamanca y Río Chico. A su vez están cubiertos por las piroclastitas de la Formación Sarmiento y los basaltos oligoceno-miocenos de la Formación Sierra Cuadrada. En este trabajo se profundiza en las características petrográficas y químicas como así también se dan a conocer nuevos datos de

edades radimétricas ⁴⁰Ar/³⁹Ar de cuerpos intrusivos del Miembro Lacoste de la Formación El Canquel.

Los primeros estudios de cuerpos intrusivos alcalinos que afloran en Patagonia extrandina fueron realizados en el área de Sarmiento por Ameghino y Stapenbeck (en Mórtola 1923). Luego de ellos se sucedieron una serie de trabajos (ver recopilación en Mengatti *et al.* 2014) pero siempre localizados en la zona de los alrededores de la localidad de Sarmiento y norte de Santa Cruz. En la meseta de Canquel, fueron Lema y Cortés (1987) los primeros en mencionar y estudiar estos cuerpos asignándolos al Eoceno sobre la base de dataciones radimétricas K/Ar (Linares 1979). Otras dataciones K/Ar han sido realizadas por Linares y González (1990) y corresponden también al Eoceno. Caben mencionar también la Hoja Geológica 4569-II El Sombrero (Anselmi *et al.*

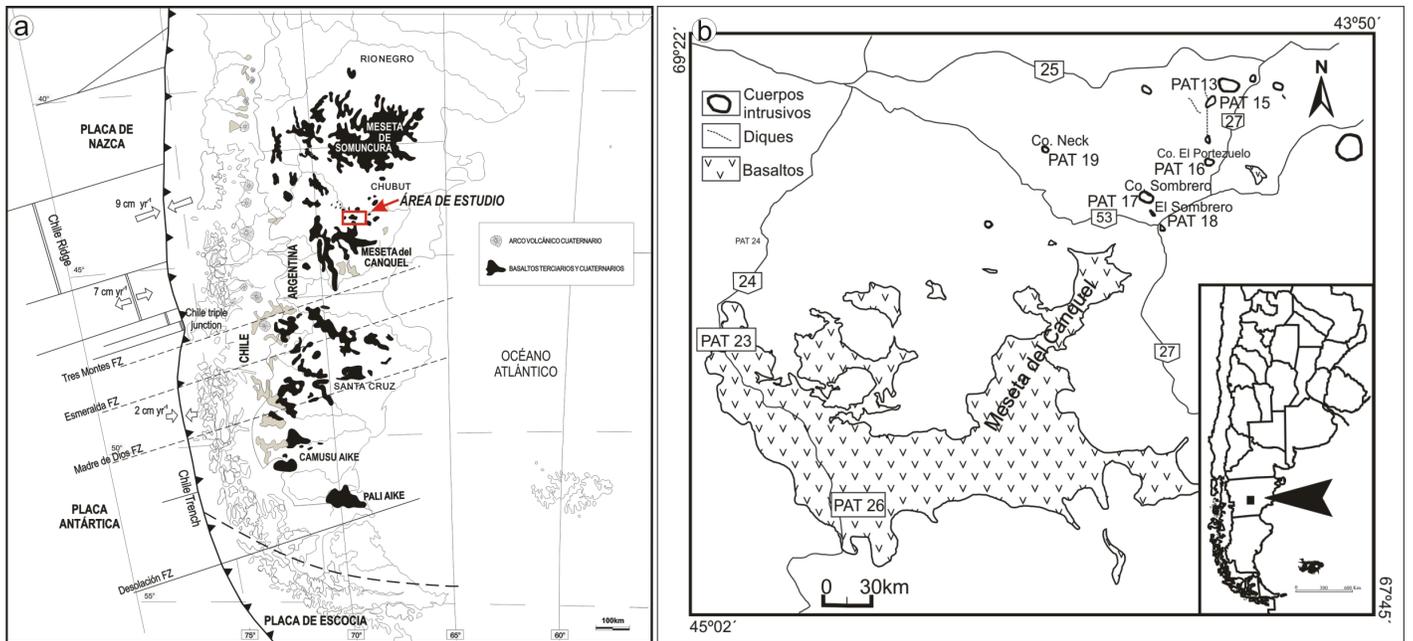


Figura 1: a) Mapa de ubicación de la zona de estudio; b) Mapa de detalle de la zona de estudio con la ubicación de las muestras analizadas y datadas.

2004) y referencias allí citadas donde se caracteriza petrográficamente a los distintos cuerpos y coladas pertenecientes a la Formación El Canquel.

MARCO GEODINÁMICO

Los procesos extensionales que dieron origen al magmatismo de intraplaca cenozoico en Patagonia están controlados por los eventos relacionados con la subducción en el Pacífico, sobre todo con la subducción de dorsales oceánicas que produjeron deformación y levantamiento de los Andes (Ramos 2005 y autores allí citados, Somoza y Ghidella 2005). Las variaciones y ajustes de la posición de las placas tuvieron consecuencias tanto en la zona del arco como en el antepaís.

El choque de una dorsal con la trinchera produce la apertura de una ventana astenosférica (Thorkelson 1996) donde la astenosfera asciende y funde por descompresión y genera, conjuntamente con un ascenso regional, la efusión de basaltos de intraplaca con improntas de OIB o MORB.

En la literatura se describen para el Cenozoico de Patagonia, dos colisiones de dorsales oceánicas (Cande y Leslie 1986, Somoza y Ghidella 2005). Si bien de acuerdo a las reconstrucciones de Cande y Leslie (1986) durante el Eoceno la dorsal Farallón-Aluk

(Phoenix) alcanzó la trinchera de forma oblicua, existe incertidumbre acerca de la latitud y momento exacto del choque, luego del cual el punto triple fue desplazándose hacia el sur. Breitsprecher y Thorkelson (2009) proponen un modelo hipotético de la geometría de esta ventana. La segunda ventana, mucho mejor acotada, se produjo en el Mioceno (14-15 Ma), con la llegada a la trinchera de la dorsal de Nazca-Antártica a una latitud aproximada de 55°S. Este punto triple fue migrando hacia el norte para encontrarse actualmente a una latitud de 46°12' S (Península de Taitao). Al norte de los 46° S, Somoza (1998) sugiere que este reajuste de las placas produjo un aumento de la velocidad de convergencia para el Oligoceno que luego de este intervalo de tiempo, a aprox. 10 Ma, decayó a los valores actuales. La velocidad calculada para el Cenozoico temprano más tardío fue de 5-8 cm por año, alcanzando el máximo en el Mioceno a 15 cm por año (Somoza 1998). Muchos autores (Stern *et al.* 1990, Ramos y Kay 1992, Gorrington *et al.* 1997, D'Orazio *et al.* 2000, Kay *et al.* 2002, Espinoza *et al.* 2005, entre otros) coinciden en que uno de los factores que intervino en la efusión de basaltos de tipo OIB en Patagonia extraandina al sur de los 43°S podría haber sido la subducción de una dorsal y la apertura de una ventana astenosférica. Sin embargo, al

norte de los 43° el origen es más controversial (Folguera y Ramos 2011, Aragón *et al.* 2011, 2013) debido a la incertidumbre en cuanto a la geometría de la dorsal de Farallón-Aluk en el Paleoceno. De todas maneras, los autores acuerdan en que el momento de formación de los *plateaux* basálticos de intraplaca a estas latitudes (entre 42° y 43°) coincidiría con eventos de extensión en el back arc y retracción del arco magmático.

PETROGRAFÍA

Los cuerpos intrusivos como el cerro Neck, El Sombrero o el Portezuelo son rocas de color negro y texturas cuyo tamaño de grano varía de medio a fino.

Al microscopio las texturas varían de porfíricas a intergranulares y subofíticas. Los minerales principales son la olivina, augita titanífera y plagioclasa (andesina-labradorita), acompañados por opacos, apatito y en algunas ocasiones ceolitas.

Las rocas volcánicas como el basalto de Mallín Grande (Pat 23) son macroscópicamente de textura porfírica, coloración pardo rojiza en superficie expuesta y negra en fractura fresca. Los fenocristales se observan alterados a óxidos de hierro. Microscópicamente la roca tiene textura subofítica media compuesta por tablillas euhedrales a subhedrales de plagioclasa de composición

andesina, que forman una red entre la cual se observan cristales euhedrales y subhedrales de augita parda. El olivino se presenta en agregados y en cristales individuales euhedrales. Los minerales opacos son en su mayoría cristales prismáticos finos y alargados de ilmenita y en menor proporción magnetita.

GEOQUÍMICA

Los resultados de los análisis geoquímicos realizados se encuentran en el cuadro 1. Los elementos mayoritarios se efectuaron en el Laboratorio de Investigación y Desarrollo de la empresa Aluar S.A. por fluorescencia de rayos X y absorción atómica.

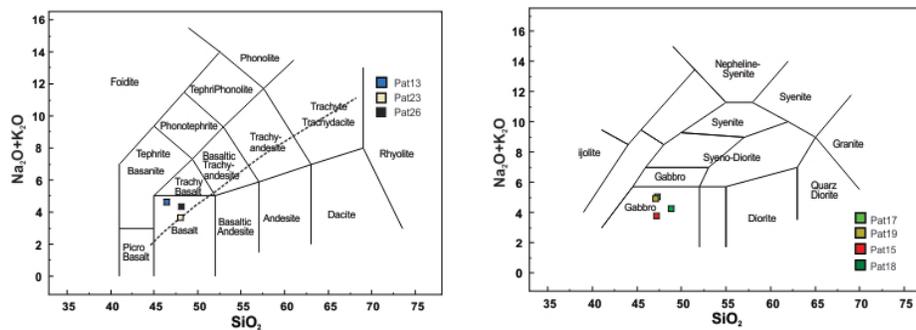


Figura 2: Diagrama de clasificación álcalis vs. sílice para rocas volcánicas (Le Bas et al. 1986) y plutónicas (Cox et al. 1979). La línea punteada separa los campos alcalino de subalcalino (Irvine y Baragar 1971).

Los elementos menores y trazas se realizaron mediante técnicas de activación neutrónica y espectrometría de emisión de plasma. Sobre la base de los contenidos de SiO₂

Cuadro 1: Composición química y edades de las muestras analizadas. Óxidos expresados en % en peso y elementos traza en ppm.

Muestra	PAT13	PAT15	PAT17	PAT18	PAT19	PAT23	PAT26
Ubicación	N del Potezuelo	El Portezuelo	C° Sombrero	El Sombrero	C° Neck	Mallin Grande	SO de Canquel
Petrografía	basalto alcalino	gabro foidífero	gabro alcalino	gabro alcalino	basalto alcalino	basalto	basalto alcalino
Edad (Ma)	50.28±0.37	50.21±0.33			49.95±0.42	48.5±0.5	
SiO ₂	45.36	46.98	46.99	48.73	46.18	47.03	47.42
TiO ₂	2.07	1.82	2.38	1.89	2.62	2.21	2.08
Al ₂ O ₃	13.96	14.75	17.35	15.47	16.19	13.91	14.71
FeO*	11.46	12.13	10.51	11.38	11.67	11.23	10.61
MnO	0.18	0.17	0.16	0.16	0.18	0.21	0.16
MgO	9.82	10.53	4.70	8.08	5.17	10.15	10.22
CaO	9.73	8.96	11.67	9.48	10.67	9.09	8.49
Na ₂ O	3.22	3.10	3.95	3.44	3.57	2.50	2.86
K ₂ O	1.25	0.63	1.02	0.78	1.23	1.06	1.41
P ₂ O ₅	0.61	0.28	0.54	0.31	0.45	0.50	0.47
H ₂ O	0.25	0.19	0.21	0.16	0.13	0.26	0.28
LOI	2.14	1.06	0.93	0.70	1.46	1.54	1.79
TOTAL	100.05	100.60	100.41	100.58	99.52	99.69	100.50
Cr	299.50	323.70	125.90	233.40	61.40	330.30	294.90
Ni	215.50	218.20	48.60	165.50	34.40	239.40	202.60
Co	59.70	64.60	39.00	55.30	44.50	56.00	57.00
Sc	20.70	19.50	25.20	17.80	23.00	21.90	17.90
V	189.30	184.50	233.60	189.70	270.50	195.00	180.50
Cu	73.50	73.60	90.70	91.40	74.60	67.20	37.10
Rb	25.00	10.60	16.00	12.90	18.70	17.90	24.70
Ba	418.90	233.80	339.70	272.40	347.40	377.50	376.50
Sr	702.70	396.20	648.20	438.10	531.10	659.80	616.90
Nb	55.60	18.70	40.80	22.20	34.90	33.00	34.70
Zr	190.00	98.00	167.00	134.50	170.10	177.30	162.50
Y	23.00	18.00	23.50	20.20	24.60	22.90	20.40
#Mg	60.43	60.74	44.35	55.85	44.12	61.69	63.19

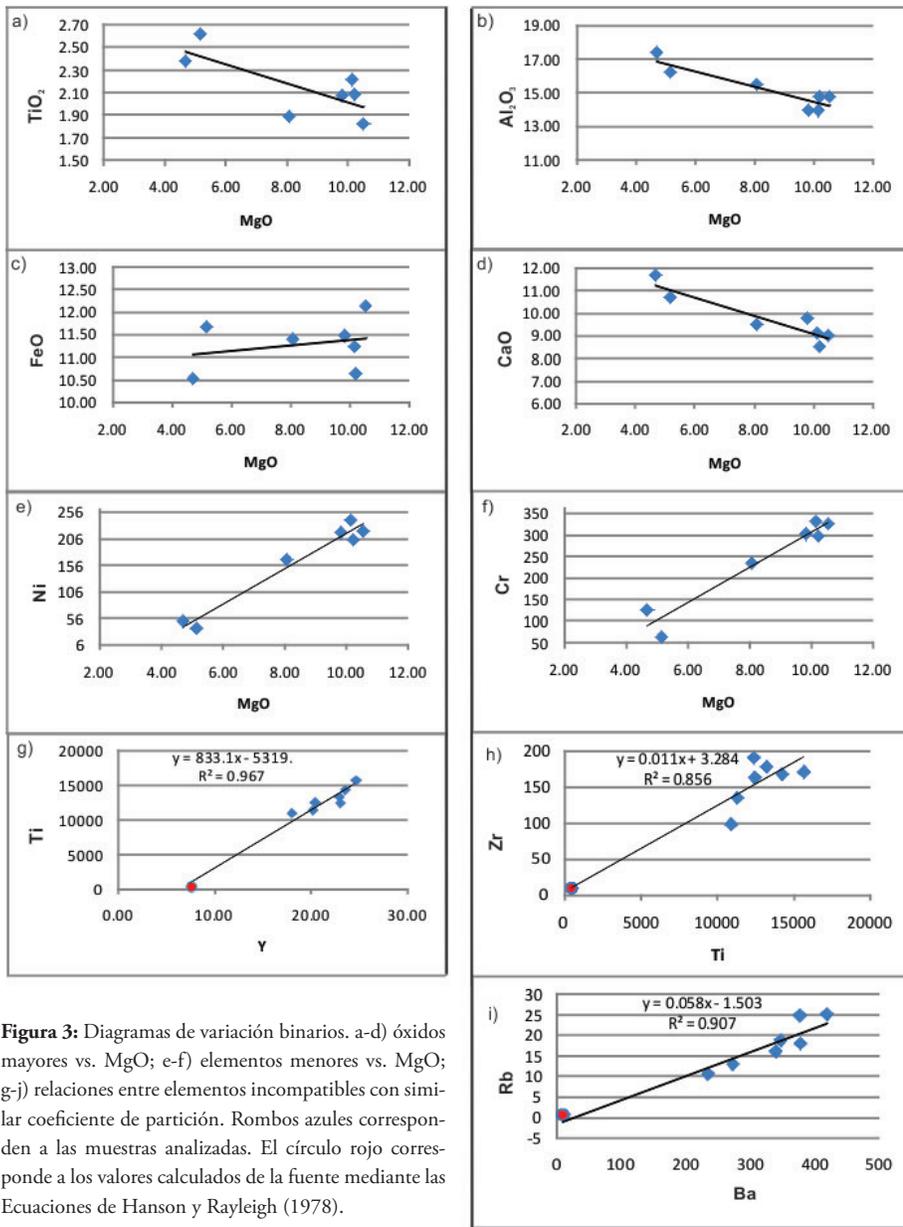


Figura 3: Diagramas de variación binarios. a-d) óxidos mayores vs. MgO; e-f) elementos menores vs. MgO; g-j) relaciones entre elementos incompatibles con similar coeficiente de partición. Rombos azules corresponden a las muestras analizadas. El círculo rojo corresponde a los valores calculados de la fuente mediante las Ecuaciones de Hanson y Rayleigh (1978).

(45,36-48,73% en peso) y álcalis (3,63-6% en peso) las rocas clasifican como gabros/basaltos alcalinos (Fig. 2). El TiO₂ varía entre 1,82 y 2,62 % en peso, Al₂O₃ entre 13,91 y 17,35 % en peso, FeO entre 9,48 y 12,13 % en peso y CaO entre 7,96 y 11,67 % en peso. El #Mg lo hace entre 44 y 63. El índice de aluminosidad de Shand (no mostrado) las ubica en el campo metaluminoso. Desde el punto de vista de la composición normativa son rocas subsaturadas sin Q en la norma. En los diagramas bivariantes de óxidos vs MgO (Fig.3), se observa en general una dispersión de los valores excepto en el Al₂O₃

y el CaO que muestran una clara correlación negativa con el MgO. Los aumentos de CaO y Al₂O₃ podrían evidenciar la ausencia de cristalización fraccionada de plagioclasa en el tramo analizado. En cuanto a los elementos traza la disminución de Ni con la de MgO muestran la cristalización fraccionada de olivina. La relación constante entre dos elementos incompatibles con un similar coeficiente de partición permite señalar una fuente similar para todo el grupo de rocas analizadas. Estas relaciones, al no ser modificadas por procesos de fraccionamiento o grados variables de fusión parcial, pueden indicar indirecta-

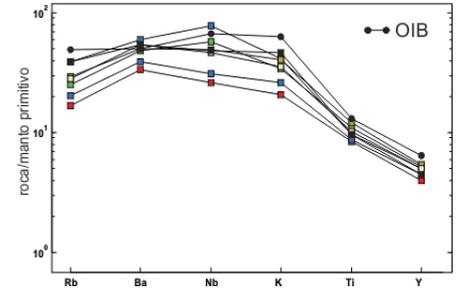


Figura 4: Diagrama multielemental normalizado a manto primitivo según los coeficientes de Sun y McDonough (1989).

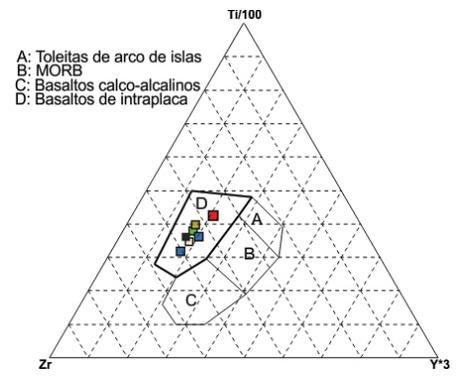


Figura 5: Diagrama discriminador de ambientes tectónicos de Pearce y Cann (1973).

mente la composición del área fuente. Esto es lo que se observa en los diagramas de la figura 3 (h, i, j). La pendiente de la línea de correlación en estos diagramas es igual a la relación entre estos elementos en la fuente (Sun y McDonough 1989). En este caso, la relación Rb/Ba se mantiene constante con un valor aproximado de 0,05, valor que se asume para la fuente y el magma primario. Del mismo modo se comportan las relaciones Zr/Ti con un valor de 0,01. Sin embargo, cabe señalar que debido a que el grupo de rocas analizadas incluye basaltos y cuerpos ígneos relativamente dispersos, no necesariamente se trata de rocas comagmáticas sino que pueden tener fuentes distintas pero con similares características químicas. La curva de elementos traza normalizados a manto primordial (Sun y McDonough 1989) (Fig. 4a) tiene un diseño convexo. El pico negativo en Y evidencia presencia de granate en la fuente. No hay anomalías negativas en elementos tales como K y Rb las que señalarían la participación de anfíbol

o flogopita en la fuente. El enriquecimiento en Nb es típico de los basaltos de intraplaca que no han sufrido contaminación, lo que implica un ascenso rápido a través de la corteza. Estas características señalan la similitud de estos magmas con basaltos de tipo OIB. Refuerzan esta conclusión las bajas relaciones Zr/Nb (menor a 10). En el diagrama triangular de la figura 5 las muestras se ubican en el campo de basaltos de intraplaca.

CARACTERIZACIÓN DE LA FUENTE

Fusión Parcial

Si bien las muestras tienen altos #Mg (alrededor de 60) no representan un fundido primario. De modo que para obtener la composición del magma primario se agregó olivina según el método de Pearce (1978) hasta alcanzar una composición en equilibrio con Fo_{90} , esto es equivalente a un #Mg=73. Se considera que la única fase fraccionada para contenidos de MgO próximos a 10% es la olivina y se asume un Kd de olivina de 0,3 (Takahashi y Kushiro 1983). A Pat13 (la que representaría menor grado de fusión según su grado de enriquecimiento en elementos incompatibles) hay que adicionarle 10% de olivina para alcanzar una composición primaria. Mediante el software XLFRAC (Stormer and Nichols 1978) y, considerando una fusión parcial en equilibrio no modal, se practicaron balances de masas de elementos mayores para calcular el porcentaje de fusión parcial que alcanzó una peridotita para llegar a producir un magma de la composición de Pat13 primario. Se considera como fuente una peridotita granatífera anhidra debido al empobrecimiento en Y observado en los diagramas multielementales que indican la presencia de esta fase residual en el manto y la ausencia de evidencias de la participación de flogopita y/ anfíbol en la fuente. Al respecto cabe aclarar que se modelizaron las fuentes considerándolas hidratadas y no se obtuvieron resultados coherentes.

Partiendo de composiciones de peridotita inicial expresada en óxidos y la composición en óxidos de fases tomadas de la literatura se calcula la composición en % de fases minerales de la peridotita considerada. En este caso se consideró a la peridotita de Chen (1971) (moderadamente enriquecida)

como punto de partida. En el diagrama de la figura 6 queda claramente expuesto que la fuente de estas rocas tiene una componente enriquecida tipo OIB. Las fases utilizadas son: olivina (de Min 1993), clinopiroxeno (Bristow 1984) y ortopiroxeno y granate de MacGregor (1974). La peridotita obtenida está formada por ol= 64,09, opx 20,67, cpx 9,74 y gr 5,50. El porcentaje de fusión parcial obtenido fue de un 2%.

Partiendo de una peridotita enriquecida como la Pirolita (Ringwood 1966), se obtiene para Pat13 un porcentaje de fusión de 6%.

Estos valores son en general coincidentes con los obtenidos por otros autores para basaltos con similares características. Por ejemplo para el Basalto Posadas Ramos y Kay (1992) calcularon entre 1,8 y 7% de fusión y para los basaltos cuaternarios del lago Buenos Aires un 2%. Massafarro *et al.* (2006, 2014) obtuvieron porcentajes de fusión entre 2 y 6,8 para basaltos cuaternarios de Patagonia central. Mahlborg Kay *et al.* (2007) calcularon entre 2,5 y 3% para los basaltos pre y post plateau de Somuncura. En la región de Payun Matru, Søager *et al.* (2013) y Bertoto (2003) estimaron entre 2 y 5%. Morata *et al.* (2005) calcularon un 3% para un gabro alcalino de la zona de Coyhaique.

EDAD Y CORRELACIÓN

Metodología $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

Se analizaron por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ por etapas de calentamiento cuatro muestras de roca total provenientes de basaltos alcalinos y una muestra de aproximadamente 10 mg de cristales de plagioclasa del orden de 160 a 250 μm proveniente de un gabro alcalino. Las muestras fueron irradiadas en el reactor nuclear de la Universidad McMaster en Hamilton, Canadá, en posición 6c. El flujo total de electrones durante la irradiación fue de $8,8 \times 10^{18}$ n cm^{-2} con un gradiente de flujo máximo estimado en $\pm 0,2\%$ en el volumen donde fueron incluidas las muestras. Se usó la sanidina Fish Canyon (FCs, 28,02 Ma, Renne *et al.* 1998) como monitor de flujo.

Los análisis de roca total fueron realizados mediante un láser continuo COHERENT INNOVA 70-4 de 5,5 watts de potencia y el espectrómetro de masa fue un VG 3600 equipado con un sistema de detector Daly. El análisis de la muestra de cristales de plagioclasa fue realizada mediante un horno de alta frecuencia y un espectrómetro de masa compuesto por un tubo tipo M.A.S.S.E. con una curvatura de 120° , una fuente iónica Baür-Signer GS 98 y un multiplicador de electrones Balzers. La metodología de preparación de muestras en roca total y granos de minerales fue descrita en detalle en Alric (1996).

Los criterios para definir una edad plateau fueron los siguientes:

1 - La edad plateau consiste en por lo menos tres etapas de temperaturas sucesivas que contienen como mínimo el 70% del total de ^{39}Ar liberado durante el experimento.

2 - La edad de cada fracción individual debe concordar, dentro de 2σ , con la edad integrada del segmento plateau.

Resultados

La figura 6 ilustra el espectro de edad de un gabro alcalino (Pat 15) aflorante en las proximidades del establecimiento El Portezuelo, del cual se separaron cristales de plagioclasas. La población de cristales fue calentada por etapas de temperatura consecutivas, las que se alcanzaron mediante el uso del horno de alta frecuencia.

Los resultados obtenidos de las mediciones de los isotopos del Ar permiten graficar un espectro de edad con una edad "plateau" de $50,2 \pm 0,2$ Ma considerando diez etapas de temperatura consecutivas que reúnen 83,4% de ^{39}Ar acumulado, lo que confirma con exactitud la edad de este magmatismo. En la figura 7 se compara la datación de este cuerpo con una muestra de la teschenita del Cerro Mesa, de similares características geoquímicas situado en el cañadón del Establecimiento La Primavera, margen derecha del río Chubut, próximo a la planta de tratamiento de la Comisión Nacional de Energía Atómica.

En la figura 7 se ilustran los espectros de edad realizados sobre roca total de Pat 13 (dique), Pat 19 (neck) y Pat 23 (colada). Estos cuerpos fueron datados sobre roca total por lo que el comportamiento de los isotopos de Ar fue errático. La edad obtenida para Pat 13 indica $50,5 \pm 0,35$ Ma considerando tres etapas de temperatura consecutivas y 41,02% de ^{39}Ar acumulado y para Pat 19 se obtuvo una edad de $50,1 \pm 0,41$ Ma considerando siete etapas de temperatura consecutivas y 77,90% de ^{39}Ar acumulado. La muestra Pat 23 arrojó una edad de $48,5 \pm$

0,24 Ma considerando tres etapas de temperatura consecutivas que reúnen 68,97% de ³⁹Ar acumulado.

Las muestras analizadas están comprendidas dentro de un corto rango de edades que abarca desde 48,5±0,24 hasta 50,5±0,25 Ma acotando el período de efusión al Eoceno inferior (Ypresiano). En la literatura (Linares 1979, Linares y González 1990) existen edades algo más jóvenes llegando hasta el Eoceno medio (K/Ar en roca total). En función de la edad, características químicas y de emplazamiento, las unidades estudiadas son correlacionables con la secuencia intrusiva-efusiva eocena descrita por Alric (1996) y Alric *et al.* (2002) en la zona de Paso de Indios y cerro Cóndor; con los cuerpos que componen el Complejo al-

calino San Bernardo (Pezzuchi y Fernández 2001) aflorantes al sur y al oeste del lago Musters en el ámbito de la Hoja Geológica Sarmiento. En el norte de Santa Cruz dichas unidades son equiparables a la Formación Chapalala (De Giusto *et al.* 1980), a las essexitas del río Carbón (Riccardi 1971), a la teschenita Jeinemeni (Busteros y Lapido 1983), al Basalto Posadas en el Lago Buenos Aires (Ramos 1982) y a la Secuencia Basáltica Inferior de la meseta de Chile Chico (Espinoza *et al.* 2005).

DISCUSIÓN

Área fuente

La ausencia de evidencias geoquímicas de contaminación con la corteza anteriormente señaladas indican que los magmas ascendieron rápidamente desde zonas profundas sugiriendo un ambiente de emplazamiento extensional. Esto coincide con lo observado por Chelotti *et al.* (1996) quienes verifican la asociación de los cuerpos intrusivos básicos alcalinos de la Formación Chapalala (norte de Santa Cruz) con fallas normales profundas asociadas al desarrollo de la cuenca del Golfo San Jorge que habrían permitido el ascenso de magmas primitivos sin contaminación.

En cuanto a la profundidad de segregación, ésta está acotada por la presencia de granate en la fuente que es estable hasta 60 km de profundidad a una temperatura de 1300° (McKenzie y O’Nions 1991) que es considerada la temperatura del manto normal. Sin embargo, teniendo en cuenta la composición de los magmas primarios y aplicando el geotermómetro de Lee *et al.* (2009) se obtuvieron temperaturas y presiones de fusión de 1500° [T°(C)= 916,45+13,68 (MgO₄Si₂O₈) + (4580/Si₄O₈) - 0,509 (H₁₆O₈)(Mg₄Si₂O₈)] y 3,3 GPa [P= ln (Si₄O₈) - 4,019 + 0,0165(Fe₄Si₂O₈) + 0,0005(Ca₄Si₂O₈)² / (-770T¹+ 0,0058T^{1/2} -0,003(H₁₆O₈)] respectivamente. Para la realización de los cálculos se asume un Kd = (Fe/Mg)ol/(Fe/Mg)melt constante de 0,32 y un mínimo de MgO=8,5%. Este método es válido para magmas primarios cuya fuente tiene olivina y ortopiroxeno como componentes. Utilizando las ecuaciones empíricas de Albarede (1992) la temperatura obtenida fue de 1426 °C ([T (°C) = 2000MgO/(SiO₂+MgO)+969] y la presión de 2,9 GPa Kbar) = (LnP(kbar)= 0,00252t(°C)-0,12

SiO₂ +5,027. Si bien los métodos son comparables, no dan resultados exactamente iguales pero sí por ambos métodos se obtienen presiones y temperaturas elevadas que podrían indicar una profundidad de fusión de más de 70 km.

La homogeneidad de la fuente, evidenciada por las relaciones constantes de los elementos incompatibles con similar coeficiente de partición (Fig. 3 h,i,j), la ausencia de contaminación, y su similitud con basaltos de tipo OIB podrían indicar que la fuente es un manto astenosférico enriquecido, tal como lo muestra la figura 8. A las mismas conclusiones arriban Kay *et al.* (2004) para el Basalto Posadas y Mahlburg Kay *et al.* (2007) para los basaltos eocenos y pre Plateau de Somuncura. En la figura 9 se puede apreciar que el comportamiento geoquímico de otros basaltos alcalinos de intraplaca eocenos es similar.

Contexto geodinámico

Numerosos autores han atribuido la presencia de magmas de intraplaca con características compatibles con basaltos de tipo OIB a la existencia de ventanas astenosféricas o bien a la de una pluma o anomalía térmica profunda. Por ejemplo, Ramos y Kay (1992), Kay *et al.* (2004) y Espinoza *et al.* (2005) atribuyen las características geoquímicas del Basalto Posadas (OIB/MORB) y Meseta de Chile Chico a fuentes astenosféricas modificadas por la ventana astenosférica producida por la llegada de la dorsal Farallón-Aluk a la trinchera. Ésta se habría producido a aproximadamente 52 Ma a los 43° S (Ramos y Kay 1992).

Para Patagonia Norte, Aragón *et al.* (2011, 2013) argumentan, sobre la base de las reconstrucciones de Cande y Leslie (1986),

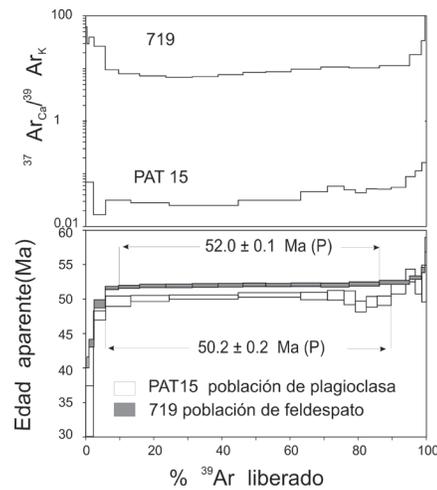


Figura 6: Espectro de edad de la muestra Pat 15. Para comparación se agrega el dato de un gabro teschenítico de otra zona (719).

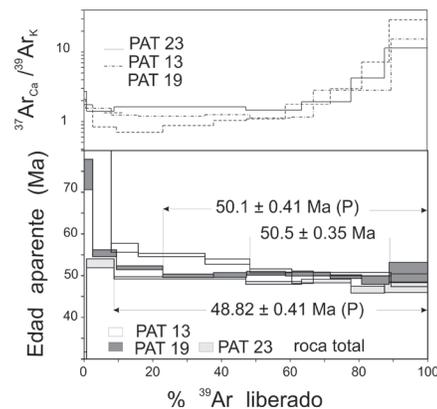


Figura 7: Espectros de edad realizados sobre roca total de Pat 13 (diq), Pat 19 (neck) y Pat 23 (flujo lávico).

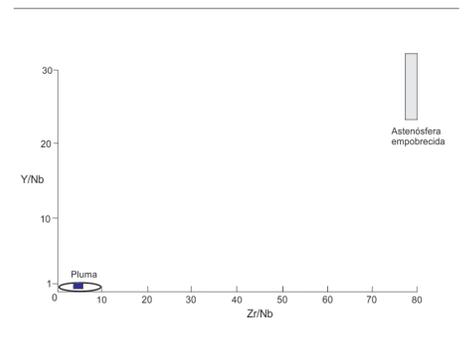


Figura 8: Diagrama Y/Nb vs. Zr/Nb tomado de Wilson (1989, pag. 270). Discrimina las fuentes enriquecidas de las empobrecidas.

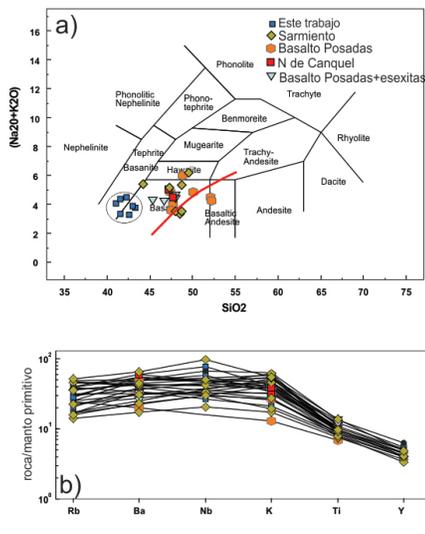


Figura 9: a) Diagrama de clasificación álcalis vs. Sílice (Le Bas *et al.* 1986) para comparación de las muestras de este trabajo con muestras de basaltos Eocenos de Patagonia; b) Diagrama multielemental normalizado a manto primitivo según Sun y McDonough (1989) de las mismas muestras que la figura 10a. Las muestras de Sarmiento fueron tomadas de Menegatti *et al.* (2014), Basalto Posadas de Ramos y Kay (1992), Basalto Posadas + esexitas de Kay *et al.* (2002) y las de norte de Canquel de Kay *et al.* (2004).

que la colisión y subducción de la dorsal Farallón-Aluk con el margen de Sudamérica durante el Eoceno produjo que la placa de Farallón quede adosada al continente a través de una falla transcurrente (proto falla Liquiñe - Ofqui). La placa Aluk se desprendió y hundió ocasionando la apertura de una ventana astenosférica por un lapso de 30 Ma. Esta ventana astenosférica generaría ascenso y extensión de la región norpatagónica.

El escenario planteado por Folguera *et al.* (2011) y Folguera y Ramos (2011) contempla que en los últimos 100 Ma se suceden tres periodos de somerización de la placa subductada que alternan con tres de empujamiento de la misma asociado a un roll back. Estos últimos producen extensión en el antepaís con desarrollo de cuencas y magmatismo de intraplaca. Del Cretácico tardío al Eoceno se produjo de los 42° hacia el sur, una retracción del arco magmático por el empujamiento de la placa con la consiguiente deformación extensional en el antepaís. Se produce entonces la intrusión y efusión de rocas básicas alcalinas que afloran a aprox. 43°S, Complejo alcalino San Bernardo (Pezzuchi y Fernández 2001)

equivalente a la Formación El Canquel en los alrededores de la Meseta del Canquel y Norte de Paso de Indios. La siguiente somerización se produce entre el Oligoceno tardío y el Mioceno temprano coincidentemente con la efusión de los basaltos de plateau que conforman las Mesetas de Canquel y Somuncurá; y la tercera, en el Plioceno-Cuaternario.

Cualquiera sea la causa de la extensión, el resultado es el mismo, un antepaís caracterizado por la efusión de rocas básicas alcalinas con características similares a un OIB (Fig. 10).

Cabe mencionar que hubo otro período efusivo en el Mioceno inferior que conforma la mayor parte de la Meseta del Canquel propiamente dicha (Formación Sierra Cuadrada). Hasta el momento, no hay edades que indiquen continuidad temporal entre estos dos episodios.

CONCLUSIONES

Sobre la base de las características geoquímicas discutidas se puede proponer que el magmatismo eoceno de los alrededores de la Meseta del Canquel tiene afinidades fundamentalmente alcalinas de intraplaca continental y compatibles con basaltos de tipo OIB. Esto indicaría una fuente profunda como un manto astenosférico. Esta fuente estaría compuesta por una peridotita granatífera anhídrica que fundió en un escaso porcentaje (2-6%) para dar origen a los magmas que conforman los cuerpos intrusivos y rocas extrusivas de la Formación El Canquel. Las temperaturas y presiones de formación de los fundidos indican una profundidad de segregación de más de 70 km.

Se dan a conocer 4 nuevas edades ³⁹Ar/⁴⁰Ar de los cuerpos intrusivos y basaltos que conforman la Formación El Canquel ubicadas todas en el Ypresiano (Eoceno inferior). La coincidencia en edad y similitudes en las fuentes confirman la relación consanguínea de los basaltos (miembro El Riscoso) con las rocas intrusivas del miembro Lacoste.

Hay dos periodos de efusión representados en el área de la Meseta del Canquel, uno a los 50 Ma con sus raíces expuestas y escasos representantes efusivos y otro a los 20 Ma, representado por la Formación Sierra Cuadrada y equivalentes, cuyas raíces no han sido expuestas en este sector.

Las características químicas del magmatismo

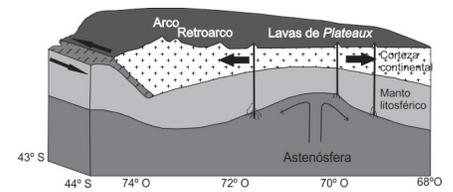


Figura 10: Corte esquemático de la sección bajo estudio donde se observa como consecuencia de la extensión, el ascenso astenosférico, descompresión y derrame de basaltos sin contaminación con impronta de OIB. Modificado de Alric (1996).

estudiado son coherentes con el ambiente extensional propuesto por otros autores para el Eoceno inferior del antepaís patagónico.

AGRADECIMIENTOS

A la Secretaría de Ciencia y Técnica de la Universidad Nacional de la Patagonia San Juan Bosco que posibilita mediante el CIUNPAT el desarrollo de este proyecto de investigación. Al Dr. Gilbert Féraud del Laboratorio de Geocronología de la Universidad de Niza, Francia, por brindarnos la posibilidad de realizar las dataciones radiométricas. Al Dr. Hervé Bertrand de la Escuela Superior de Lyon, Francia, por su colaboración en las determinaciones geoquímicas. A la Dra. Marcela Remesal y un árbitro anónimo por la lectura crítica del manuscrito y sus valiosas sugerencias que contribuyeron a mejorar y enriquecer el trabajo.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Albarede, F. 1992. How deep do common basaltic magmas form and differentiate? *Journal of Geophysical Research* 9(B7): 10.997-11.009.
- Alric, V.I. 1996. Los basaltos portadores de xenolitos aflorantes en las localidades Paso de Indios y Cerro Cóndor, Departamento de Paso de Indios, Provincia del Chubut. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de la Patagonia San Juan Bosco (inédita), 175 p, Comodoro Rivadavia.
- Alric, V., Haller, M.J., Féraud, G. y Bertrand, H. 2002. Volcanismo alcalino paleógeno en los alrededores de Paso de Indios, provincia del Chubut. 15° Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 101-106, El Calafate.
- Anselmi, G., Panza, J., Cortés, J y Ragona, D.

2004. Hoja Geológica 4569-II El Sombrero, Provincia del Chubut. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 271, 70 p., Buenos Aires
- Aragón, E., D'Eramo, F., Castro, A., Pinotti, L., Brunelli, D., Rabbia, O., Rivalenti, G., Varela, R., Spakman, W., Demartis, M., Cavarozzi, C., Aguilera, Y., Mazzucchelli, M. y Ribot, A. 2011. Tectono-magmatic response to mayor convergence changes in the North Patagonian suprasubduction system; the Paleogene subduction-transcurrent plate margin transition. *Tectonophysics* 509: 218-237.
- Aragón, E., Pinotti, L., D'Eramo, F., Castro, A., Rabbia, O., Coniglio, J., Demartis, M., Hernandez, I. Cavarozzi, C. y Aguilera, Y. 2013. The Farallon-Aluk ridge collision with South America: Implications for the geochemical changes of slab window magmas from fore to back-arc. *Geoscience Frontiers* 4: 377-388.
- 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 de Doctorado, Universidad Nacional de La Plata (inédita), 196 p., La Plata.
- Breitsprecher, K. y Thorkelson, D. 2009. Neogene kinematic history of Nazca–Antarctic–Phoenix slab windows beneath Patagonia and the Antarctic Peninsula. *Tectonophysics* 464: 10-20.
- Bristow, J.K. 1984. Picritic rocks of the North Lebombo and South-East Zimbabwe. *Geological Society of South-Africa, Special Publication* 13: 105-123.
- Busteros, A. G. y Lapido, O. 1983. Rocas Básicas en la vertiente noroccidental de la meseta del lago Buenos Aires, provincia de Santa Cruz. Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 38: 427-436
- Cande S. y Leslie, R. 1986. Late Cenozoic tectonics of the southern Chile Trench. *Journal of Geophysical Research* 91(B1): 471-496.
- Chelotti, L., Vietto, M., Calegari, R. y Bitschene, P. 1996. Emplazamiento de cuerpos subvolcánicos de composición básica alcalina en el área Romberg-Wenceslao, Cuenca Golfo San Jorge, Argentina. 13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de exploración de Hidrocarburos, Actas 3: 581-599, Buenos Aires.
- Chen, J.C. 1971. Petrology and chemistry of garnet lherzolite nodules in kimberlite from South Africa. *American Mineralogist* 56: 2098-2110.
- Cox, K.G., Bell, J.D. y Pankhurst, R. 1979. *The Interpretation of Igneous Rocks*. Allen y Unwin, 450 p. Londres.
- De Giusto, J.M., Di Persia, C.A. y Criado Roque, P. 1980. Informe correspondiente a las Hojas Geológicas 51d, Koluel Kayke y 51c, Meseta de San Pedro. Servicio Geológico Nacional, Inédito.
- De Min, A. 1993. Il magmatismo Mesozoico K-alcálico del Paraguay Orientale: aspetti petrogenetici ed implicazioni geodinamiche. Ph.D. Thesis, Università di Trieste (Inédito), 242 p., Trieste.
- D’Orazio M., Agostini S., Mazzarini F., Innocenti F., Manetti P., Haller M., Lahsen A., 2000. The Pali Aike Volcanic Field, Patagonia: slab-window magmatism near the tip of South America. *Tectonophysics* 321: 407-427.
- Espinoza, F., Morata, D., Pelleter, E., Maurby, R., Suarez, M., Lagabrielle, Y., Polve, M., Bellon, H., Cotten, J., De la Cruz, R. y Guivel, Ch. 2005. Petrogenesis of the Eocene and Miocene alkaline basaltic magmatism in Meseta Chile Chico, southern Patagonia, Chile: Evidence for the participation of two slab windows. *Lithos* 82: 315-343.
- Folguera, A. y Ramos, V. 2011. Repeated eastward shifts of arc magmatism in the Southern Andes: A revision to the long-term pattern of Andean uplift and magmatism. *Journal of South American Earth Sciences* 32: 531-546.
- Folguera, A., Orts, D., Spagnuolo, M., Rojas Vera, E., Litvak, V., Sagripanti, L., Ramos, M. y Ramos, V. 2011. A review of Late Cretaceous to Quaternary palaeogeography of the southern Andes. *Biological Journal of the Linnean Society* 103: 250-268.
- Gorring, M., Kay, S., Zeitler, P., Ramos, V., Rubiolo, D. y Fernández, M. 1997. Neogene Patagonian plateau lavas: continental magmas associated with ridge collision at the Chile Triple Junction. *Tectonics* 16: 1-17
- Hanson, G.N. 1978. The application of trace elements to the petrogenesis of igneous rocks of granitic composition. *Earth and Planetary Science Letters* 38: 26-43.
- Irvine, T.N. y Baragar, W.R.A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences* 8: 523-548.
- Kay, S. M., Ramos, V. y Gorring, M. 2002. Geochemistry of Eocene plateau basalts related to ridge collision in southern Patagonian. 15º Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 60-65, El Calafate.
- 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.
- Le Bas, M. J., Le Maitre, R. W., Streckisen, A. y Zanetin, B. 1986. A chemical classification of volcanic rock base on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology* 27: 745-750.
- Lee, C-T., Luffi, P., Plank, T., Dalton, y H., Leeman, 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.
- Lema, H. y Cortés, J.M. 1987. El vulcanismo Eoceno del flanco oriental del la meseta de Canquel, Chubut, Argentina. 10º Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 188-191, Tucumán.
- Linares, E. 1979. Catálogo de edades radimétricas determinadas para la República Argentina. Asociación Geológica Argentina, Serie B 6, 32 p., Buenos Aires.
- Linares, E. y González, R. 1990. Catálogo de edades radimétricas de la República Argentina 1957-1987. Asociación Geológica Argentina, Serie B 19, 628 p., Buenos Aires.
- MacGregor, I. D. 1974. The system MgO–Al₂O₃–SiO₂: solubility of Al₂O₃ in enstatite for spinel and garnet peridotite compositions. *American Mineralogist* 59: 110-119.
- Mahlburg Kay, S., Ardolino, A., Gorring, M., y Ramos, V. 2007. The Somuncura Large Igneous Province in Patagonia: Interaction of a Transient Mantle Thermal Anomaly with a Subducting Slab. *Journal of Petrology* 48: 43-77.
- Massafiero, G.I., Haller, M. J., D’Orazio, M. y Alric, V. I. 2006. Sub-recent volcanism in Northern Patagonia: A tectonomagmatic approach. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 155: 227-243.
- Massafiero, G., Haller, M., Dostal, J., Pécskay, Z., Prez, H., Meister, C. y Alric, V. 2014. Possible sources for monogenetic pliocene- quaternary basaltic volcanism in northern Patagonia. *Journal of South American Earth Sciences* 55: 29-42.
- McKenzie, D. y O’Nions, R.K. 1991. Partial melt distributions from inversion of rare Earth element concentrations. *Journal of Petrology* 32: 1.021-1.091.
- Menegatti, N., Massafiero, G. I., Fernández, M. I., y Giacosa, R. 2014. Geología y geoquímica de los cuerpos básicos alcalinos al sur de los lagos Musters y Colhué Huapí, cuenca del golfo San Jorge, Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 71: 484-499.
- Morata, D., Oliva, C., de la Cruz, R., y Suárez, M. 2005. The Bandurrias gabbro: Late Oligocene

- alkaline magmatism in the Patagonian Cordillera. *Journal of South American Earth Sciences* 18: 147-162.
- Mórtola, E. 1923. Rocas Alcalinas Básicas del sur del Chubut. Dirección General de Minas, Geología e Hidrología. Boletín 34, Serie B, 55 p., Buenos Aires.
- Pearce, T.H. 1978. Olivine fractionation equations for basaltic and ultrabasic liquids. *Nature* 276: 771-774.
- Pearce, T.H. 1983. The role of sub-continental lithosphere in magma genesis at destructive plate margins. En Hawkesworth C.J. y Norry M.J. (eds.) *Continental basalts and mantle xenoliths*: 230-249, Nantwich, Shiva.
- Pearce, J.A., y Cann, J.R. 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth and Planetary Science Letters* 19: 290-300.
- Pezzuchi, H. y Fernández, M.I. 2001. Mapa de la Hoja Geológica 4569-III: Sarmiento, provincia del Chubut. Instituto de Geología y Recursos Minerales-SEGEMAR (inédita), Buenos Aires.
- Ramos, V. 1982. Geología del Lago Cardiel, provincia de Santa Cruz. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 37: 23-49.
- Ramos, V. 2005. Seismic ridge subduction and topography: Foreland deformation in the Patagonian Andes. *Tectonophysics* 399: 73-86.
- Ramos, V. y Kay, S. 1992. Southern Patagonian plateau basalts and deformation: backarc testimony of ridge collisions. *Tectonophysics* 205: 1-20.
- Renne, P.R., Swisher, C.C., Deino, A. y Depaolo, D.J. 1998. Intercalibration of standards, absolute ages and uncertainties in $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating. *Chemical Geology* 145: 117-152.
- Riccardi, A.C. 1971. Estratigrafía en el oriente de la Bahía de la Lancha, Lago San Martín, Santa Cruz, Argentina. Universidad Nacional de La Plata. *Revista del Museo de La Plata* 7: 245-318.
- Ringwood, A.E. 1966. The chemical composition and origin of the Earth. En: Hurley, P.M. (ed.), *Advances in Earth Science: Contributions to the International Conference on the Earth Sciences*. MIT Press, MA: 287-356, Cambridge
- 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.
- Somoza, R. 1998. Updated Nazca (Farallon) – South America relative motions during the last 40 Ma: implications for mountain building in the Central Andean region. *Journal of South American Earth Sciences* 11: 211-215.
- Somoza, R. y Ghidella, M. 2005. Convergencia en el margen occidental de América del Sur durante el Cenozoico: subducción de las placas de Nazca, Farallón y Aluk. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 60: 797-809.
- Stern, C.R., Frey, F.A., Futa, K., Zartman, R.E., Peng, Z. y Kyser, T.K. 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.
- Stormer, J.C. y Nicholls, J. 1978. XLFRAC: A program for interactive testing of magmatic differentiation models. *Computers & Geosciences* 4: 143-159.
- Sun, S. y McDonough, W.F. 1989. Chemical and isotopic systematics of ocean basalts: implications for mantle composition and processes. En Saunders, A.D. y Norry, M.J. (eds), *Magmatism in the Ocean Basins*, Geological Society, Special Publication 4: 313-345.
- Takahashi, E. y Kushiro, I. 1983. Melting of a dry peridotite at high pressure and basalt magma series. *American Mineralogist* 68: 859-879.
- Thorkelson, D.J. 1996. Subduction of diverging plates and the principles of slab window formation. *Tectonophysics* 255: 47-63
- Wilson, M. 1989. *Igneous petrogenesis: A global tectonic approach*. Unwin Hyman, 466 p., Boston.

Recibido: 5 de julio de 2016

Aceptado: 6 de diciembre de 2016