

Basaltos del norte de la meseta de Somún Curá, provincia de Río Negro

Marcela REMESAL¹, Pablo Damián CORDENONS¹, Viviana ALRIC² y María Elena CERREDO¹

¹ Instituto de Geociencias Básicas, Aplicadas y Ambientales de Buenos Aires (IGeBA-CONICET); Departamento de Ciencias Geológicas, FCEN-UBA. Pabellón II, Ciudad Universitaria, Ciudad Autónoma de Buenos Aires

² Universidad Nacional de la Patagonia San Juan Bosco, Departamento de Geología, Puerto Madryn.
Email: mremesal@yahoo.com.ar, padacorde@gmail.com, cerredo@gl.fcen.uba.ar, vialric@gmail.com

Editor: Fernando Hongn

RESUMEN

La meseta basáltica de Somún Curá es una geoforma destacada y una de las asociaciones volcánicas más importantes del Paleógeno-Neógeno en el norte de la Patagonia Extrandina. En el margen septentrional, de contorno irregular, se reconoce un apilamiento lávico cuya potencia disminuye hacia el norte y hacia el sur es cubierta por flujos de composición desde basáltica hasta traquítica, provenientes de aparatos volcánicos que forman parte del Complejo Volcánico de la Alta Sierra de Somún Curá y su entorno. En las secciones expuestas más potentes (por ejemplo, rincones Chipauquil, Pajalta) la secuencia de lavas permite identificar flujos simples y compuestos con rasgos típicos de flujos inflados, y otras estructuras intraflujo como espiráculos y túneles de lava. Se presenta una datación ⁴⁰Ar/³⁹Ar (roca total) que arrojó una edad de $21,6 \pm 0,5$ Ma ubicando estos flujos en el Mioceno temprano. Las rocas del sector nororiental de la meseta de Somún Curá clasifican geoquímicamente como basaltos subalcalinos y andesitas basálticas. En general se trata de basaltos olivínicos afíricos a pobremente porfíricos, compuestos por olivina, clinopiroxeno, plagioclasa, óxidos de Fe-Ti y una mesostasis vítrea. La olivina se caracteriza por reemplazos generalizados de iddingsita de alta temperatura. Las variaciones en la composición mineral de la olivina y otros minerales formadores se aproximaron con determinaciones semicuantitativas. La mesostasis vítrea muestra texturas de inmiscibilidad y desvitrificación como glóbulos y cristales esqueléticos, que caracterizan los procesos de desmezcla en estos basaltos durante el enfriamiento del líquido. El material vítreo analizado indica una composición subalcalina riolítica, de K₂O intermedio.

Palabras clave: *Plateau de Somún Curá, basaltos, edad, flujos inflados, texturas de inmiscibilidad.*

ABSTRACT

Basalts of the Northern Somún Curá plateau. Río Negro Province.

The basaltic Somún Curá plateau is one of the most outstanding geoforms in the northern Extrandean Patagonia; it corresponds to a Paleogene-Neogene volcanic association. The northeastern sector displays a strongly irregular outline on map view; cross sections expose a stacking of basaltic lava flows thinning northwards. To the south the basaltic volcanic sequence is covered by a younger basaltic to trachytic assemblage of the Alta Sierra de Somún Curá Volcanic Complex. Typical outcrop structures of inflated flows were recognized, as well as some intra-flow features (spiracles, lava tunnels). A new ⁴⁰Ar/³⁹Ar age is presented for the studied basalts which yielded $21,6 \pm 0,5$ Ma. Whole rock compositions correspond to subalkaline basalts and basaltic andesites, with low- to middle K. The studied flows correspond to olivine basalts, aphyric or poorly porphyric, composed of: olivine, clinopyroxene, plagioclase, Fe-Ti oxides and a glassy mesostasis. High temperature iddingsite replacements are common in olivine. A semiquantitative compositional characterization is presented for the main framework minerals. Classical textures indicating liquid immiscibility are observed in the mesostasis accompanied by partial devitrification (globules, skeletal crystals, etc.). A semiquantitative estimation of the unmixed siliceous liquid was acquired indicating a subalkaline rhyolite composition, of intermediate K₂O content.

Keywords: *Somún Curá plateau, basalts, Age, inflated lava flows, liquid immiscibility textures.*

INTRODUCCIÓN

La provincia magmática de Somún Curá (Kay *et al.* 2007) es la expresión volcánica cenozoica más extensa en el norte de la Patagonia Extrandina (Fig. 1a). Hasta el presente los basaltos de la etapa de *plateau* en la provincia magmática de Somún Curá han sido abordados sólo desde un punto de vista regional. Esta contribución se refiere a los basaltos de las estribaciones nororientales de la meseta de Somún Curá, que son analizados en un abordaje que incluye sus relaciones de campo, características texturales de los flujos, petrografía, composición mineral semicuantitativa, composición de roca total. El objetivo de este análisis es profundizar en los mecanismos de emplazamiento de las lavas basálticas y su arquitectura. Se introduce también una nueva datación radiométrica de alta precisión que es analizada en el contexto de la información geocronológica publicada. Se describen e interpretan un conjunto de evidencias a distintas escalas que reflejan los procesos tardíos en la historia de cristalización y emplazamiento de los flujos lávicos; las estructuras mesoscópicas asociadas y el tipo de arquitectura resultante. Los flujos estudiados preservan evidencias micro-texturales y composicionales que sugieren un episodio tardío de desmezcla líquido-líquido. Se presentan los primeros resultados del estudio petrográfico dedicado a describir y explorar los rasgos composicionales y texturales de inmiscibilidad en la mesostasis de los basaltos del *plateau*.

MARCO GEOLÓGICO

La provincia magmática de Somún Curá (Fig. 1b) constituye uno de los mayores eventos volcánicos oligo-miocenos registrados en el antepaís del macizo Norpatagónico, abarcando aproximadamente 30.000 km², y aparentemente relacionado con el proceso de reorganización de placas tras la ruptura de Farallón (Cande y Leslie 1986, Somoza 1998). Se lo describe como un magmatismo con una fase de *plateau*, asignada al Oligoceno según las dataciones publicadas (Ardolino y Franchi 1993, Kay *et al.* 2007) en la que predomina la efusión de basaltos olivínicos corres-

pondientes a la Formación Somún Curá (Ardolino 1981, Remesal 1988). Y una segunda fase, denominada *post-plateau*, con diferentes estilos eruptivos, entre los que se destacan grandes complejos volcánico-piroclásticos que forman sierras. Estas secuencias fueron integradas en la Superunidad Quiñelaf (Franchi *et al.* 2001), compuesta por basaltos, traquitas y depósitos piroclásticos. A la etapa *post-plateau* también pertenecen eventos volcánicos discretos reunidos como Vulcanitas Corona Chico (Franchi *et al.* 2001, Salani *et al.* 2006, Cordenons y Remesal 2012). Se han propuesto diferentes hipótesis para explicar el emplazamiento de la provincia magmática de Somún Curá. Kay *et al.* (2007) exploran la posibilidad de una

anomalía térmica transitoria actuando en conjunto con la participación de fluidos acuosos derivados de la desintegración de una losa subducida. En esta línea, Bjerg *et al.* (2009) identifican en xenolitos peridotíticos del norte de la provincia magmática de Somún Curá un evento de alta temperatura entre los 10 y 30 Ma que afectó el manto subyacente, pero sin participación de fluidos acuosos. Muñoz *et al.* (2000) y Aragón *et al.* (2011, 2013) indican su posible relación con una ventana astenosférica al subducirse la placa de Aluk y desprenderse de Nazca. De Ignacio *et al.* (2001) apuntan a un ascenso astenosférico somero producido por una geometría cóncava de la placa subducida. Honda *et al.* (2006) y Orihashi *et al.* (2010) sugieren un rol importante del metasomatismo en

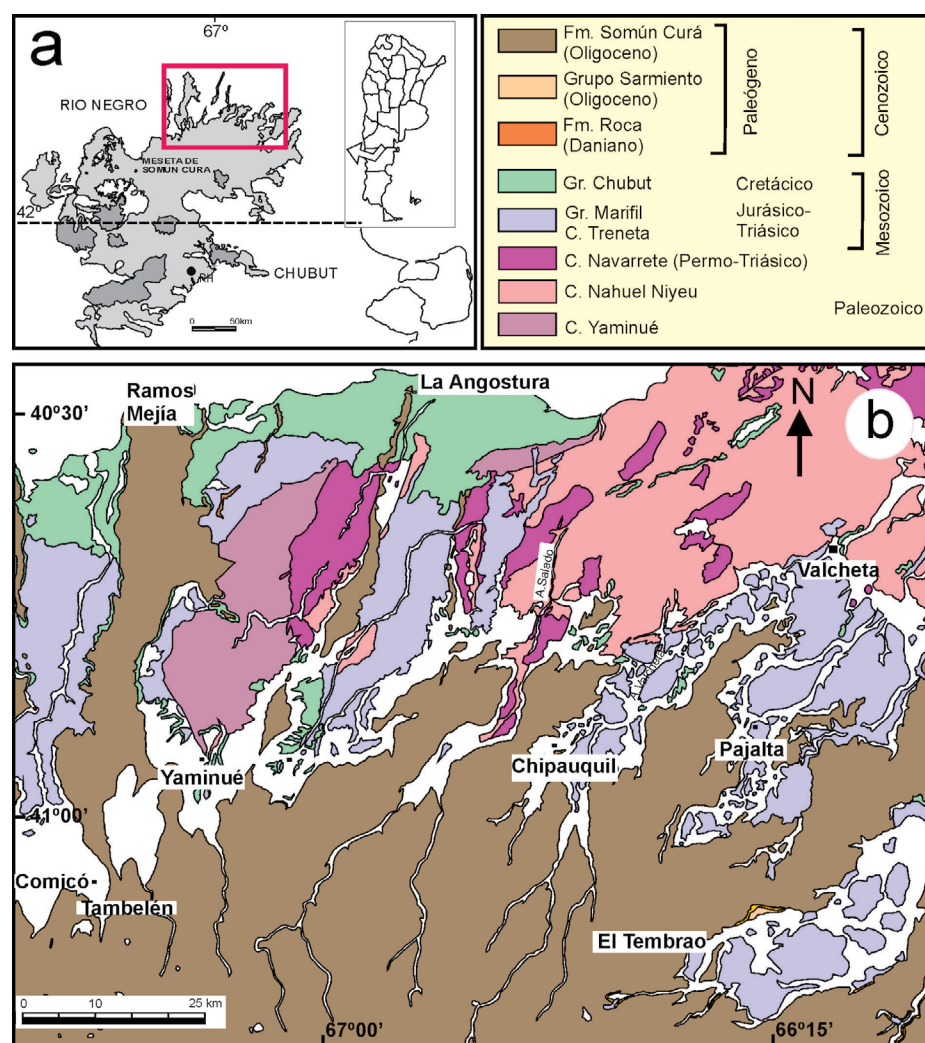


Figura 1. a) Mapa de ubicación del área en el contexto de la Provincia Mágmatca de Somún Curá, basaltos de *plateau* (gris claro) y los complejos volcánicos bimodales *post-plateau* (gris oscuro). RH Ranquil Huao; b) Esquema geológico del área de estudio, simplificado y compaginado de Caminos (2001) y Franchi *et al.* (2001).

el manto litosférico tras una larga historia de procesos de subducción, que podría haber facilitado la fusión. Remesal *et al.* (2011a) proponen la delaminación litosférica como un posible disparador del magmatismo, considerando la inestabilidad gravitatoria inherente a la naturaleza restitica de la litósfera tras el evento Chon Aike y la perturbación producida por el cambio del vector de convergencia.

En el área de estudio, las relaciones estratigráficas a lo largo del borde nororiental de la meseta de Somún Curá (Fig. 1b) muestran a los basaltos de la Formación Somún Curá descansando en discordancia sobre diferentes unidades.

En algunos sectores los basaltos apoyan directamente sobre la secuencia precretácica, como por ejemplo el Complejo Nahuel Niyeu (metagrauvascas, pelitas y filitas) del Precámbrico-Paleozoico inferior, o el Complejo Yamínúé (esquistos y gneises) del Pérmico tardío (Chernicoff *et al.* 2013). Y más frecuentemente sobre el Complejo Volcánico Los Menucos (Permo-Triásico, Luppo *et al.* 2018), el Complejo Volcánico Plutónico Treneta (Triásico-Jurásico), y el Complejo Volcánico Marifil (Jurásico). En varios sectores las efusiones basálticas apoyan sobre los depósitos neocretácicos del Grupo Chubut y equivalentes (en especial los bancos superiores de sedimentos finos incluyendo margas y tobas) o sobre depósitos paleocenos de la Formación Roca (areniscas de grano fino a grueso, algunas coquinoideas, y pelitas en parte tuffíticas). En las nacientes de los arroyos que se originan en la zona de la meseta, es fácil identificar que los basaltos cubren en discordancia al Grupo Sarmiento (areniscas tobáceas, tobas, tuffitas y paleosuelos), de edad eoceno-oligocena (Ardolino y Franchi 1993) produciendo localmente metamorfismo de contacto (Camino 2001, Franchi *et al.* 2001).

La meseta basáltica de Somún Curá se reconoce clásicamente como un apilamiento lávico cuyas bocas de efusión no han sido identificadas. El margen norte de la meseta es muy irregular, con numerosas apófisis de 1-15 km de ancho y de 50-60 km de longitud, cuya potencia disminuye hacia el norte. Hacia el interior los basaltos de *plateau* son cubiertos por flujos de composición desde basáltica hasta traquíutica, provenientes de aparatos volcánicos

menores distribuidos en la superficie de la meseta que son parte del Complejo Volcánico de la Alta Sierra de Somún Curá (Remesal 1988, Maro y Remesal 2012). Ante la falta de evidencias para atribuir los derrames del *plateau* a erupciones fisurales surgió el modelo de volcanes en escudo que caracteriza mejor la morfología del campo efusivo (Remesal 1988).

RASGOS DE CAMPO

El área de estudio comprende el borde NE del *plateau* basáltico, que como todo el margen septentrional de la meseta de Somún Curá se caracteriza por un diseño altamente irregular, con delgadas digitaciones contorneadas por la actividad fluvial (Fig. 1b).

En el margen norte, donde los cursos de agua produjeron incisiones profundas en el campo lávico (Rincón de Treneta, Comicó, Salado, Chipauquil, Pajalta, etc.) se pueden medir entre 50 metros y 100 metros (Rincón de Tambelén) de potencia

para el apilamiento de flujos. Estos flujos pierden espesor hacia el norte y noreste alcanzando en los extremos más distales un máximo de 5 metros. Localmente se han reconocido niveles cuspidales, del orden de 3-5 m de potencia, con característica disyunción columnar (Fig. 2a,b) y también fueron identificados tubos de lava rellenos, de diferentes dimensiones como el de las proximidades del nacimiento del arroyo Valcheta de aproximadamente 50 cm, con disyunción columnar (Fig. 2c).

Las pocas intercalaciones piroclásticas son mayormente retrabajadas, de tipo tuffítico, arenitas líticas, areniscas tobáceas y tobas arenosas afectadas notablemente por el calor de la lava. Estos depósitos atestiguan la interrupción de los eventos efusivos por cortos ciclos de sedimentación epiclástica (Remesal y Gagliardo 2000).

Los perfiles de mayor detalle se realizaron en los rincones de Chipauquil y Pajalta, y fueron complementados con observaciones y muestreos en los rincones del arroyo Salado, en Los Berros y Tambelén,

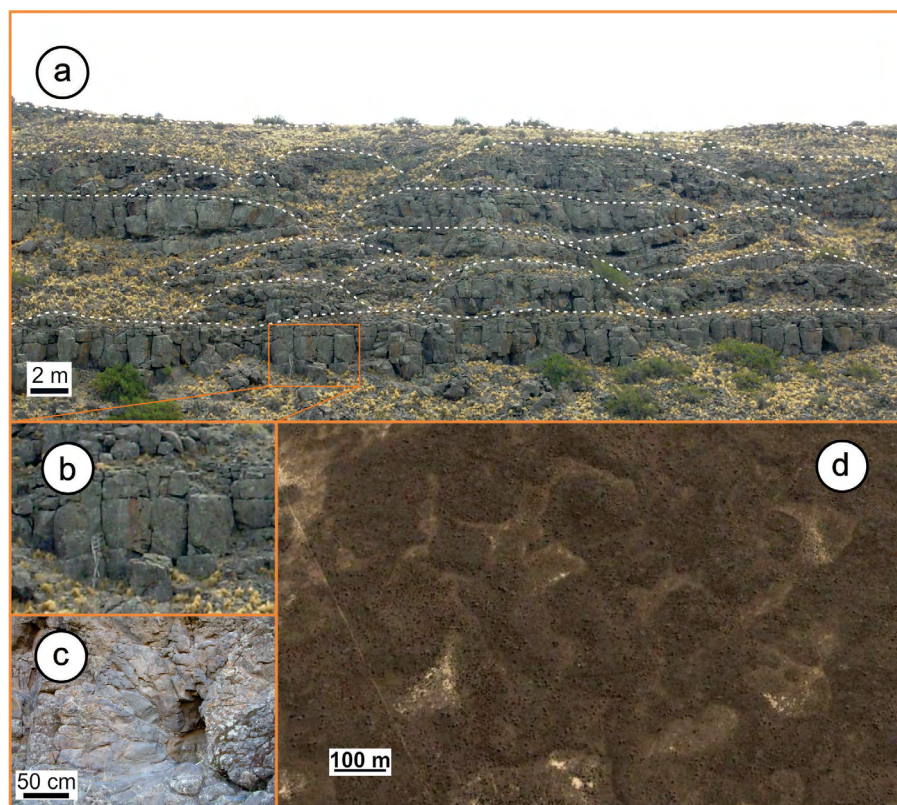


Figura 2. a) Apilamiento de flujos lávicos en el valle del arroyo Valcheta; b) Detalle de la disyunción columnar; c) Túnel de lava con disyunción radial en el valle del arroyo Valcheta; d) Geoformas superficiales menores, detalle de lóbulos de inflación (*lava rise*) y hoyos de inflación (*lava rise pits*) en la superficie de la meseta; margen occidental del arroyo Valcheta. Imagen Google Earth.

así como en algunos sectores distales (La Angostura, Ramos Mejía).

Las morfologías de superficie (Fig. 2d) y rasgos intraflujo corresponden mayormente a flujos de emplazamiento tipo *pahoehoe*. Se reconocen flujos simples (erupciones de abastecimiento continuo) y compuestos (erupciones de suministro intermitente), así como texturas y estructuras características de flujos inflados.

Los flujos inflados se caracterizan por presentar superficies planas y suaves definiendo una morfología general mesetiforme. El análisis de superficie a través de imágenes satelitales y fotografías aéreas de los flujos inflados en el campo lávico de Somún Curá, (Fig. 2d) muestra la presencia de distintivos lóbulos o proyecciones (*toes*) y su coalescencia formando elevaciones (*lava rise*) marginando zonas deprimidas u hoyos de inflación (*lava-rise pits*) que se producen por la escasa o ausente inflación en regiones no cubiertas (alturas topográficas preexistentes) o cubiertas por flujos muy delgados (Chitwood 1994).

En el Rincón de Pajalta (Fig. 3) los lóbulos son mayormente tabulares, tienen potencias de 5 a 8 metros. Estos flujos pueden ser clasificados como unidades de flujos simples que responden a regímenes de baja tasa de efusión, con alimentación sostenida en el tiempo, emplazados en terrenos de escasa pendiente (Walker 1993, Self *et al.* 1998). En ellos dominan los procesos de inflación o espesamiento, que se desarrollan durante semanas, meses o años, gracias a que la lava fluida queda protegida por un *carapace* o corteza semi-sólida (Self *et al.* 1998, Duraiswami *et al.* 2008, Santos Barreto *et al.* 2014).

Los elementos diagnósticos de flujos inflados tales como cilindros y láminas de vesículas, indican ascensos de segregación diapíricos de los componentes volátiles durante el emplazamiento de la lava (Fig. 3a-g), algunas de las vesículas pueden estar parcialmente rellenas (Fig. 3f, g). Estos trenes de burbujas están contenidos en una mesostasis vítrea o parcialmente desvitrificada, favorecida por el descenso brusco de la temperatura durante el escape de los volátiles (Fig. 3e).

Algunos de los flujos inferiores del perfil de Pajalta son ricos en vesículas *pipe* (Fig. 3a, h), en el sentido de Philpotts y Lewis (1987). Son vesículas de sección circular,

y de no más de 15 cm de alto que nacen en la base del flujo y carecen de material de segregación. Las texturas de superficie, cordadas o brechadas (Fig. 3i), permiten identificar los techos de las coladas y ocasionalmente, se observan también en lóbulos de avance de pequeñas dimensiones (Fig. 3j).

En la parte basal de uno de los flujos, en el apilamiento lávico del perfil del arroyo Pajalta, se reconocen estructuras con forma de tubos, alargadas transversalmente que ascienden hasta el núcleo del flujo. Estas

formas tubulares tienen aproximadamente 1 m de ancho y hasta 2 m de alto, y en la mayoría de los casos se bifurcan. Están compuestos por basalto de coloración rojiza, muy alterado (oxidado) en contacto neto con el basalto no alterado a través de un margen más oxidado y oscuro (Fig. 3b, k-m). Estos rasgos particulares fueron interpretados como espiráculos (*spiracles*) por comparación con las descripciones de Fuller (1931) y Waters (1960), quienes los describen por primera vez para Columbia River Basalt Group. Los espiráculos son

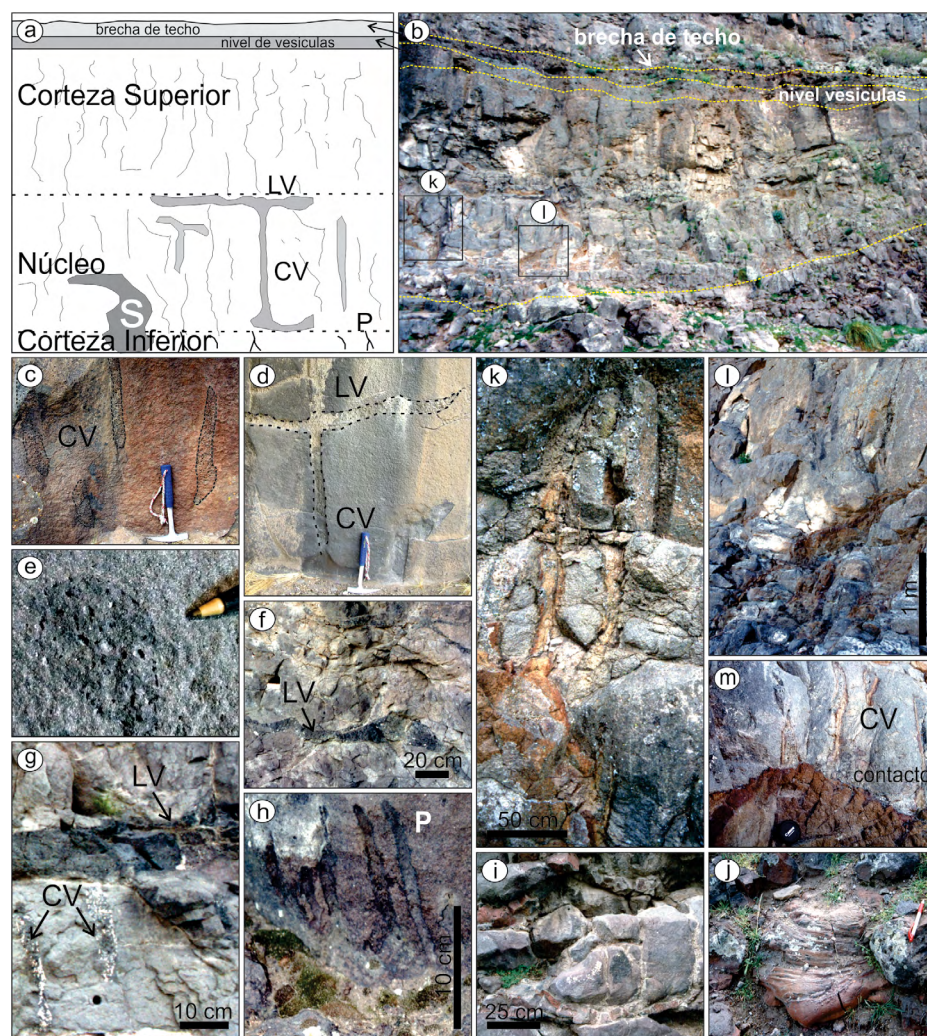


Figura 3. Rasgos morfológicos destacados en el perfil del Rincón de Pajalta: a) Esquema de un flujo con disyunción columnar, espiráculos (S) y estructuras de inflación: láminas de vesículas (LV), cilindros de vesículas (CV), vesículas *pipe* (P); b) Unidad de flujo inflado simple en valle del arroyo Pajalta; a y b espiráculos cerca de la base del flujo (detalles en K y L, respectivamente); c) Detalle de cilindros de vesículas; d) Detalle de cilindro y lámina de vesículas; e) Sección transversal de un cilindro; f) Detalle de lámina irregular de segregación con vesículas; g) Detalle de cilindros de vesículas sin conexión y conectado a lámina de segregación con vesículas; h) Vesículas tipo *pipe* (P) que marcan la base del flujo y pueden relacionarse al movimiento relativo de la lava; i) Detalle de brecha de techo con formación de costras rojizas por oxidación, con deformación y fractura; j) Ruptura de pequeño lóbulo (*toe*) con textura cordada, conservado próximo a la base del afloramiento en el valle del arroyo Pajalta. Notable coloración rojiza por oxidación; k-l) Detalle de espiráculos señalados en B; m) Estructura interna de un espiráculo, mostrando el contacto entre basalto alterado y fresco; se asocian cilindros de vesículas por desprendimiento de volátiles.

estructuras intraflujo, con pocas menciones en la bibliografía. Recientemente, Duraiswami *et al.* (2003), reconocieron rasgos semejantes en las lavas de la Provincia Magmática Deccan y Reidel *et al.* (2016) realizaron observaciones detalladas de las encontradas en el Columbia River Basalt Group. Waters (1960) los define como estructuras originadas por la inyección de vapor en el interior de la lava cuando ésta fluye sobre suelo húmedo o sobre cuerpos de agua muy pandos. Reidel *et al.* (2016) los interpretan como estructuras raras, de base de flujo, que se forman durante el tránsito de una lava sobre sedimentos húmedos, produciéndose la vaporización explosiva del agua atrapada.

En particular los espiráculos encontrados en el perfil del arroyo Pajalta y que se describen por primera vez para el magmatismo de Somún Curá, presentan asociados cilindros de vesículas que indican el escape de volátiles (probablemente el agua incorporada) desde la zona afectada (Fig. 3m). Estos sectores alterados suelen estar rodeados de formaciones cavernosas cuyas paredes tienen texturas almohadilladas.

PETROGRAFÍA

Los flujos lávicos estudiados corresponden a basaltos olivínicos, tanto en variedades africanas como porfíricas, la pasta es de textura generalmente intersertal, compuesta por olivina, clinopiroxeno, plagioclasa, óxidos de Fe-Ti y una mesostasis vítrea con evidencias de inmiscibilidad.

En el sector más occidental del mapa (Fig. 1b), a lo largo del cañadón Tambelén, los

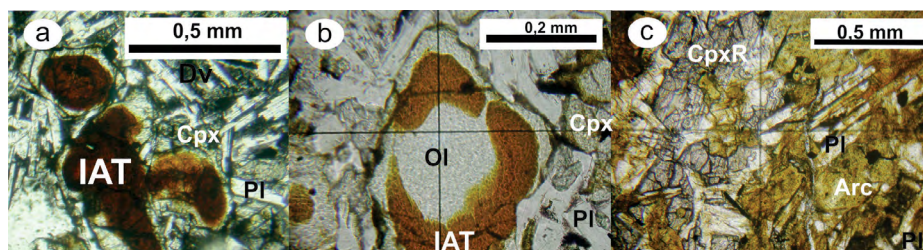


Figura 4. Fotomicrografías de las rocas basálticas de las estribaciones septentrionales de la meseta de Somún Curá; fotografías tomadas con polarizador: a) Microfenocristales de olivina con generalizados remplazos iddingsíticos (IAT: iddingsita de alta temperatura) y delgados rebordes libres de alteración. Pasta de textura intersertal con plagioclasa (Pl), clinopiroxeno (cpx) y material vítreo intersticial (Dv); b) Detalle de la pasta, remplazo IAT en atolón en microlita de olivina (Ol) con reborde fresco. c) Basalto alterado de espiráculo, se destacan las microlitas de plagioclasa, pseudomorfo de clinopiroxeno (cpxR) remplazado por un mineral del grupo del epidoto y masas argiláceas (Arc) resultado del remplazo de material vítreo y olivina.

flujos están dominados por basaltos porfíricos, también en los niveles inferiores del Rincón de Pajalta y en los basales e intermedios del Rincón de Chipauquil. En estas rocas los (micro)fenocristales de olivina alcanzan tamaños de hasta de 4 mm, con grados variables de iddingsitización en la parte central y rebordes frescos; son comunes las inclusiones de minerales opacos. La textura de la pasta es predominantemente intersertal compuesta por microlitas de plagioclasa (0,4 - 1 mm), clinopiroxeno (0,2 - 0,5 mm), minerales opacos generalmente isométricos y material vítreo de color castaño. Localmente el clinopiroxeno puede alcanzar hasta 1,2 mm definiendo parches de textura ofítica a subofítica englobando total o parcialmente a los cristales de plagioclasa. Además, se destacan prismas aciculares de minerales opacos de buen desarrollo y en situaciones texturales tardías, en ocasiones atravesando la interfase pasta/mesostasis.

Los (micro)fenocristales de olivina así como los microlitos de la pasta se caracterizan por remplazos generalizados de iddingsita que pueden ser identificados como de alta temperatura (Fig. 4a, b) con un reborde de cristalización de olivina no alterada que remarca la euhedralidad del cristal.

En ambas variedades texturales se han identificado parches intersticiales de vidrio castaño, que pueden incluir glóbulos diferenciados de otro material vítreo, generalmente opaco a la observación microscópica. El vidrio hospedante, transparente, aparece en parte desvitrificado a micropavimentos de plagioclasa y cantidades menores de piroxeno y minerales opacos aciculares. En algunos casos una asociación

de pequeños cristales de plagioclasa y piroxeno de carácter esquelético constituyen los productos de la desvitrificación. Se ha reconocido una interesante variedad de texturas en los dominios vítreos, en los que pueden distinguirse dos materiales de características ópticas contrastadas:

(1) Glóbulos de vidrio castaño oscuro (probablemente rico en hierro), confinados al interior de plagioclasa de la pasta (Fig. 5a).

(2) Dominios vítreos intersticiales con prismas elongados de piroxeno verdoso que aloja cristales isométricos de minerales opacos (Fig. 5b). Cristales de estas características han sido atribuidos a la coalescencia de glóbulos de vidrio ricos en Fe (Philpotts 1978). En algunos casos los cristales aciculares de piroxeno crecen a partir de los bordes de un cristal de clinopiroxeno preexistente (Fig. 5c).

(3) Estructuras semicirculares y anulares formadas por coalescencia de líquidos ricos en hierro alrededor de glóbulos inmiscibles de líquido rico en sílice (Fig. 5d,e). Texturas de este tipo han sido descritas en las lavas del Mauna Loa (Philpotts 1978).

(4) Agregados flabeliformes de feldespato, prismas delgados de piroxeno y cristales opacos de sección cuadrada en parches de vidrio transparente castaño (Fig. 5f).

Por su parte, el basalto alterado asociado a los espiráculos muestra modificaciones por efecto de la hidratación y calor. El material vítreo y la olivina exhiben remplazos completos por arcillas de color verdoso claro a verdoso amarillento de textura fibrosa, en tanto que plagioclasa y piroxeno presentan remplazos parciales.

La trama de la textura intergranular del basalto original se mantiene, aunque particularmente el clinopiroxeno presenta relieve y birrefringencia anómalos (Fig. 4c).

DETERMINACIONES SEMICUANTITATIVAS DE COMPOSICIÓN MINERAL

Las mediciones semicuantitativas de composición mineral se realizaron en el Centro de Microscopías Avanzadas de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la Universidad de Buenos Aires, por medio de un microscopio de barrido electrónico Zeiss Supra 40, provisto de un espectrómetro de dispersión de energía de Oxford Instruments, Inca X-Sight 7426. El límite de detección de elementos es de 0,1%. Las condiciones de operación fueron de 20 Kv, con un haz de 1-2 nm, volumen de interacción de $1\mu\text{m}^3$, el tiempo de medición de 55 segundos.

Para estas determinaciones se emplearon muestras de las variedades porfíricas y africas provenientes de las exposiciones del valle del arroyo Valcheta.

Los fenocristales/microfenocristales de olivina de las muestras porfíricas presentan contenidos de Fo ~ 80-82, en tanto que en las microlitas ese contenido desciende a ~ 55-60; en cambio en las variedades de basaltos africos la olivina ocurre como microlitas del orden de 0,2-0,3 mm, con contenidos de Fo del orden de 60-70% (Fig. 6). Tanto en las muestras africas como en las porfíricas los cristales de olivina más desarrollados suelen presentar importantes reemplazos iddingsíticos siempre rodeados de anillos libres de alteración, para el caso de los microfenocristales de las rocas porfíricas el reborde corresponde a una olivina sensiblemente más rica en hierro que el núcleo (Fo ~ 50-55), en tanto que en las muestras africas se trata de clinopiroxeno de bajo calcio, del tipo pigeonítico (con relaciones MgO/FeO intermedias).

Las microlitas de clinopiroxeno corresponden a augitas magnesianas, con contenidos significativos del componente Wollastonita (del orden de 30-40% en el gráfico de clasificación) y relaciones Fe/Mg ~ 0,25-0,35 y 0,28-0,31; el piroxeno de los anillos en torno a olivina tiende a ser más ferroso y pigeonítico (Figs. 6, 7). El cambio más

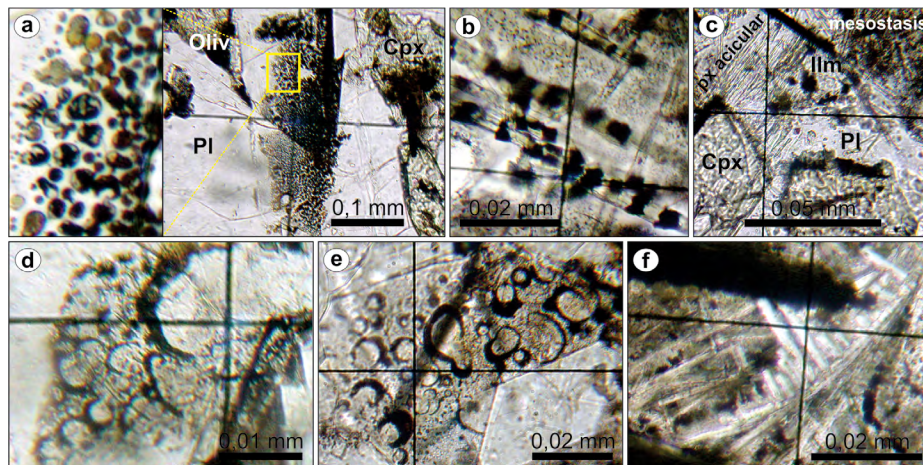


Figura 5. Detalles texturales de los dominios vítreos (fotografías tomadas con polarizador): a) Glóbulos vítreos *quasi* opacos incluidos en microlitas de plagioclasa (Pl); b) delgadas acículas de piroxeno verde con inclusiones de minerales opacos; c) conjunto de cristales aciculares paralelos de piroxeno en aparente continuidad con cristal previo de piroxeno (Ilm: ilmenita; Cpx: clinopiroxeno); d-e) característica textura que evidencia la desmezcla de dos líquidos: anillos y arcos de círculo resultado de la coalescencia de un líquido probablemente rico en hierro entorno a glóbulos de líquido transparente, casi incoloro; f) Agregados flabeliformes de feldespato, prismas delgados de piroxeno y cristales opacos de sección cuadrada en parches de vidrio transparente castaño.

sensible entre el piroxeno de la pasta y el de los anillos en torno a olivina es la brusca caída en el contenido de calcio, probablemente relacionado a la cristalización de plagioclasa.

Las microlitas de plagioclasa de los basaltos porfíricos corresponden a labradoritas intermedias (An_{55-61}) en tanto que las de las muestras africas son algo más sódicas (An_{50-57}) (Fig. 6). En algunas microlitas mejor desarrolladas se reconocen delgados anillos externos de andesina media ($\sim An_{40}$), cristales de esa composición ocupan posiciones intersticiales, de cristalización tardía.

Las distintas tipologías de minerales opacos reconocidas se corresponden a composiciones específicas:

(I) cristales de hábito isométrico incluidos en olivina (Fig. 6), se trata de espinelos ricos en Cr-Fe-Ti ($\pm Al \pm Mg \pm V$). Son los que presentan los mayores contenidos de Mg (~ 5%).

(II) cristales de hábito isométrico en la pasta, con un espectro composicional que abarca desde titanomagnetitas ricas en hierro (~ 60-70 %) a ulvöespinelos.

(III) cristales de hábito acicular, se los encuentra en los dominios vítreos o bien transgreden los límites pasta/parches vítreos (Figs. 7, 8), corresponden a ilmenitas, son los óxidos más ricos en Ti (~ 50 %).

Dominios Vítreos

En estos sectores se han identificado varias fases cuya composición se aporta con

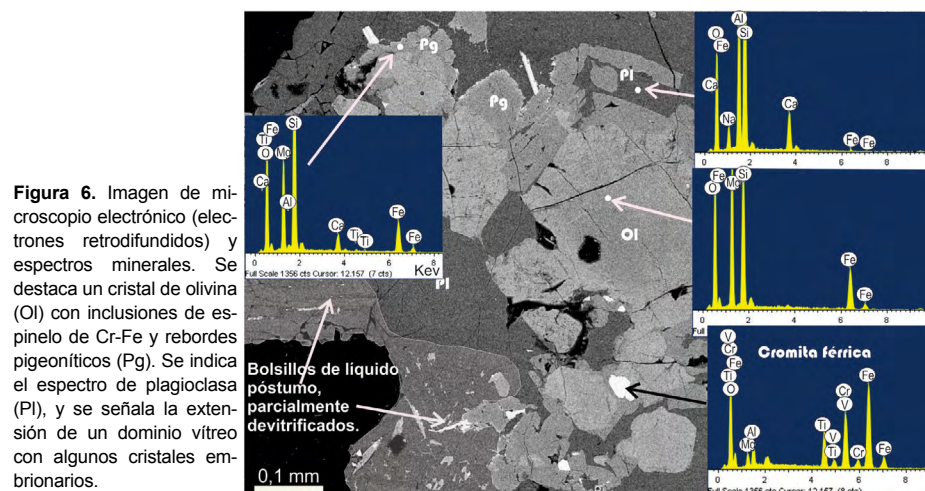


Figura 6. Imagen de microscopio electrónico (electrones retrodifundidos) y espectros minerales. Se destaca un cristal de olivina (Ol) con inclusiones de espinelo de Cr-Fe y rebordes pigeoníticos (Pg). Se indica el espectro de plagioclasa (Pl), y se señala la extensión de un dominio vítreo con algunos cristales embrionarios.

carácter indicativo (semicuantitativo). El material vítreo analizado apunta una composición subalcalina riolítica, de K_2O intermedio (Figs. 8a, 9a).

Los procesos de cristalización parcial en estos microsistemas desarrollan cristales embrionarios de piroxeno de tipo pigeonítico, sensiblemente más ricos en hierro (relación $Fe/Mg \sim 0,55-0,64$), que las pigeonitas de los anillos en torno a olivina. Este piroxeno acicular también es el más pobre en sílice (Fig. 8).

Localmente en algunos parches intersticiales se reconoce un entramado de prismas elongados (ancho $1-3 \mu$, largo 10μ) de feldespato alcalino, con pequeños intersticios ocupados por un material de composición rica en sílice ($SiO_2 > 85\%$) y cristales esqueléticos de apatita (prismas de $2 \mu \times 20 \mu$) (Fig. 8b).

COMPOSICIÓN QUÍMICA DE ROCA TOTAL

Las muestras analizadas corresponden a los apilamientos de flujos lávicos en Pajalta, Chipauquil y Tambelén, en las estribaciones septentrionales de la meseta de Somún Curá (información analítica en Remesal 1988) y a los extremos más distales de las lenguas basálticas (información analítica en Kay *et al.* 2007). Estas rocas clasifican en el diagrama TAS como basaltos subalcalinos y andesitas basálticas (Fig. 9a), con $Na_2O > K_2O$. Los contenidos de SiO_2 oscilan entre 51-54% (contenidos absolutos), y según su composición normativa son en su mayoría toleitas cuarzosas. El conjunto de muestras presenta un índice toleítico (Zimmer *et al.* 2010) de 1,12, lo cual asigna a la serie un carácter moderadamente toleítico. Los valores de #Mg (47-58), las altas relaciones FeO^*/MgO (1,3-2), los contenidos de Ni (siempre por debajo de 400 ppm) y de Cr (menores de 1000 ppm) sugieren que no se trata de magmas primarios (Wilson 1989).

En los diagramas de variación los elementos mayoritarios muestran correlaciones generalmente pobres ya sea contra el MgO como contra la SiO_2 (los coeficientes de correlación son generalmente $< 0,5$). El Na_2O , $FeOt$, MnO y Ni tienen correlaciones negativas con el MgO en tanto que el CaO presenta correlación positiva. K_2O , P_2O_5 ,

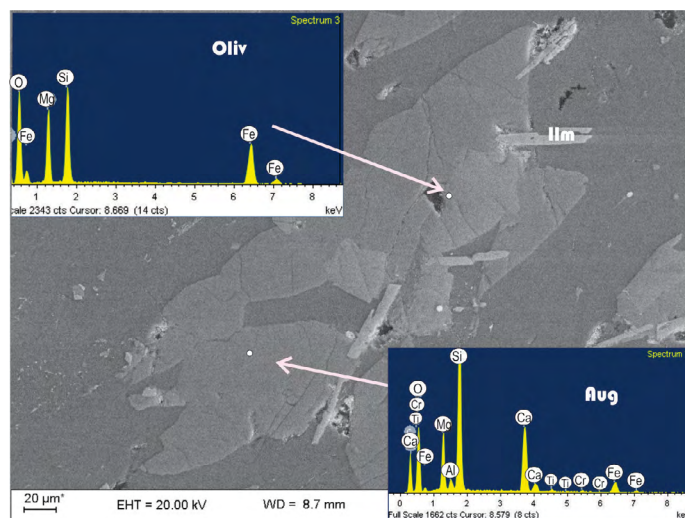


Figura 7. Imagen de microscopio electrónico (electrones retrodifundidos) y espectros minerales. Clinopiroxeno augítico (Aug) de la pasta con inclusiones de olivina (Oliv). Ilm: ilmenita acicular.

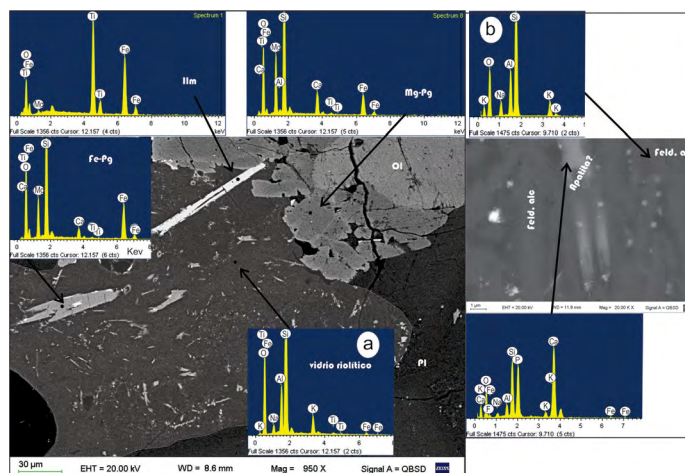


Figura 8. Imagen de microscopio electrónico (electrones retrodifundidos) y espectros minerales: a) Detalle de dominio vítreo parcialmente cristalizado, se indican espectros de ilmenita, vidrio, pigeonita más rica en hierro (Fe-Pg) que la que forma los rebordes de olivina (Mg-Pg); b) Dominio vítreo: entramado de cristales elongados de feldespato alcalino (Feld. Alc) y cristal esquelético de fosfato de calcio (tipo apatita).

CaO , $FeOt$ y TiO_2 , así como Zr , Nb y Ba despliegan pendientes negativas en relación con la SiO_2 , y el Na_2O aumenta con el incremento de la SiO_2 .

Los contenidos intermedios de MgO (5-8%) y de elementos trazas compatibles (Cr 220-356 ppm; Ni 71-322 ppm) sugieren que los magmas parentales han fraccionado olivina y/o clinopiroxeno. Por su parte, las constantes anomalías positivas de Sr en los diagramas multielementales (Fig. 9b) acompañadas por mínimas a nulas anomalías de Eu (0,93-1,12) descartan fraccionamiento significativo de plagioclasa.

La pendiente de tierras raras La/Yb_N oscila entre 5,3-8,7, la de La/Sm_N entre 1,32-2,6 y la de Gd/Yb_N lo hace en el rango 2,17-2,7 (normalización según la condrita de Sun y McDonough 1989), con bajos contenidos de tierras raras totales (TRt) entre 45-115 ppm.

El diagrama multielementos de la figura

9b, (normalizados al manto primitivo, Sun y McDonough 1989), muestra diseños caracterizados por depresión en Th-Nb-Ta, empobrecimientos moderados en Zr-Hf y Ti, enriquecimientos destacados en Ba, K y Sr. En esta representación el segmento de los elementos más móviles es semejante a los patrones promedio de corteza continental (superior y media, Rudnick y Gao 2003) y a los de basaltos de arco (oceánico y continental, Kelemen *et al.* 2003), de los cuales se diferencian por una constante depresión en Th. Las relaciones entre elementos móviles/inmóviles son en general mayores a los valores del manto (representados por los MORB y OIB), ej. Ba/La (16-30), U/Th (0,23-0,51), Ba/Th (113-354), U/La (0,02-0,06). Las altas relaciones Ba/Th respecto a los valores del manto, indicarían un componente de la zona de subducción bajo la forma de fluidos de baja temperatura (Pearce *et al.* 2005).

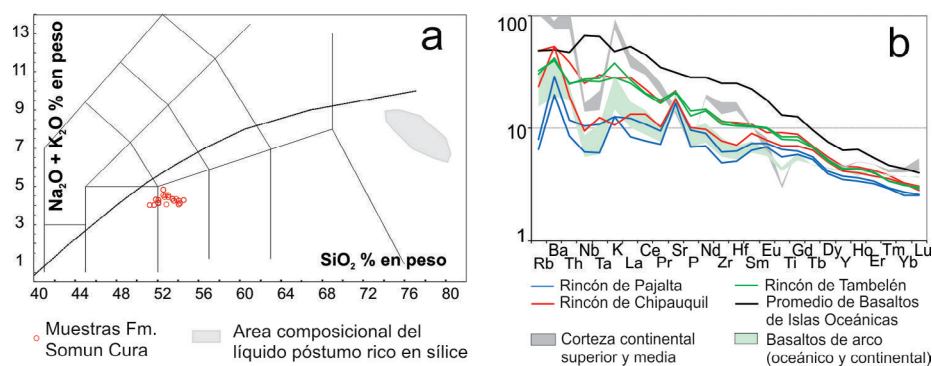


Figura 9. a) Diagrama de clasificación álcalis vs. sílice para rocas volcánicas (Le Bas *et al.* 1986), la línea que separa los campos alcalino/subalcalino según Irvine y Baragar (1971); b) Diagrama multielemental normalizado a un manto primitivo según Sun y McDonough (1989) de muestras representativas de las estratificaciones nororientales de la meseta de Somún Curá. Se incluyen a modo comparativo, los rangos de basaltos de arco, promedio de basaltos de islas oceánicas y de corteza continental. Información analítica de Remesal (1988), Kay *et al.* (2007).

Algunas relaciones interelementales (ej. Zr/Nb entre 6,5-12,6) están en el orden de las correspondientes a los basaltos OIB (10 ± 3); las relaciones Nb/Ta (12,2-17,7) están en el orden de las esperadas para el arreglo del manto (OIB 17,8, MORB 17,7), aunque valores semejantes pueden aparecer en vulcanitas de arco.

GEOCRONOLOGÍA

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

Una muestra de andesita basáltica de las proximidades de Pajalta se dató por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (roca total) por etapas de calentamiento en el Laboratorio de Geocronología del Instituto Géoscience Azur CNRS-IRD, Universidad de Niza en Francia (Fig. 10).

La muestra de roca total fue irradiada en el reactor nuclear de la Universidad McMaster en Hamilton, Canadá, en posición 6c. El flujo total de electrones durante la irradiación fue de $8,8 \times 10^{18} \text{ n cm}^{-2}$ con un gradiente de flujo máximo estimado en $\pm 0,2 \%$ en el nivel donde fue introducida la muestra. Como monitor de flujo se utilizó el estándar de hornblenda Hb3gr con una edad de 1072 Ma (Turner *et al.* 1971). Los análisis se realizaron con un espectrómetro de masas VG 3600 compuesto por un tubo MASSE de 120", una fuente Baur-Signer GS 98, un multiplicador de electrones Balzers y un sistema detector Daly. La extracción de gas de la roca se llevó a cabo en un láser continuo Coherent Innova 70-4 y todo el sistema se mantuvo conectado a una bomba de vacío del or-

den de 10^{-9} Torr. El procedimiento analítico se describe en Alric (1996). Los criterios para definir una edad *plateau* de acuerdo con Sebai *et al.* (1991) son: (1) la meseta debe contener al menos 68% de ^{39}Ar liberado, (2) debe haber al menos tres pasos sucesivos en la meseta, y (3) la edad integrada de la meseta debe encontrarse dentro de un intervalo de confianza de error de 2 sigma con cada edad aparente.

La información analítica obtenida permite calcular una edad de $21,57 \pm 0,53$ Ma, definiendo una meseta de seis etapas consecutivas, que reúnen el 54,58% de ^{39}Ar acumulado en las etapas consideradas.

DISCUSIÓN

La distribución y extensión de los basaltos de meseta no están totalmente acreditadas. Hacia el interior del *plateau* las variedades composicionales de estos basaltos olivínicos se interdigitan y sus bocas de emisión no pueden ser reconocidas (Remesal 1988). Efusiones de flujos basálticos relativamente más jóvenes, posiblemente de actividad post-*plateau* marcan una transición intrincada desde los extensos flujos que definen la meseta, los conos monogénicos y los volcanes poligénicos (Franchi *et al.* 2001, Remesal *et al.* 2011b).

En los perfiles estudiados, la intercalación de flujos de lava simples y compuestos (divisibles en más de una unidad de flujo) sugiere la alternancia de episodios de suministro continuo o intermitente pero siempre con relativamente bajas tasas de efusión (Shaw y Swanson 1970, Walker 1972,

1973, Jerram 2002). La potencia de los flujos individuales, generalmente de 2-5 m se considera apropiada para el desarrollo de cilindros y horizontes de vesículas (Goff 1996, Caroff *et al.* 2000). La ocurrencia generalizada de estructuras de segregación con alta densidad de vesículas, tanto verticales como en horizontes, es típica de flujos inflados (Self *et al.* 1998) con un régimen efusivo de alimentación continua en terrenos con escasa pendiente.

Por otra parte, los espiráculos, como los reconocidos en el Rincón de Pajalta, son rasgos usuales en planicies basálticas continentales y se los ha interpretado como producto de la vaporización de pequeños cuerpos de agua o terrenos húmedos durante el emplazamiento del flujo basáltico (Fuller 1931, Waters 1960, Duraiswami *et al.* 2003). Estos autores destacan la baja relación agua/lava necesaria para que se formen rasgos de este tipo, ya que relaciones mayores darían lugar a hialoclastitas-*pillows*, peperitas o brechas similares. A diferencia de las descripciones encontradas en la bibliografía, en las estructuras descritas en Pajalta no hay rellenos de material sedimentario. No registramos evidencias de explosividad significativa, aunque la exposición es acotada y no debería descartarse que la estructura completa no esté expuesta y sólo puedan observarse los relictos de la acción del vapor sobre las paredes de la caverna. Los espirácu-

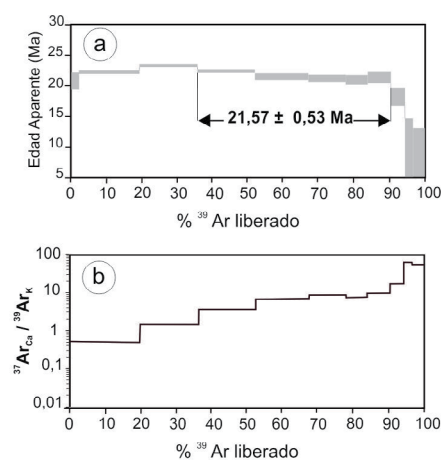


Figura 10. a) Espectro de edad (roca total) obtenido en una andesita basáltica en las proximidades del Arroyo Pajalta, que arroja con una edad integrada de $21,57 \pm 0,53$ Ma (2 sigmas de error) b) K/Ca vs ^{39}Ar , relativamente constante estaría sugiriendo la gasificación de plagioclasa como principal mineral portador del isótopo considerado.

los son buenos indicadores paleoclimáticos ya que aportan evidencias de la existencia de un sustrato húmedo (cuerpos de agua tal vez alojados en depresiones superficiales intra- o inter-lóbulos en la superficie lávica), el cual se corresponde con el clima durante el Oligoceno-Mioceno en llanuras con pastizales donde se acumularon los depósitos volcanoclásticos del Grupo Sarmiento, concomitante con las efusiones de la meseta basáltica (Franchi *et al.* 2001; Ardolino *et al.* 2008).

Las lavas distales del *plateau* en el sector NE corresponden a la serie subalcalina, y comprenden basaltos y andesitas basálticas petrográficamente monótonos. Se trata de basaltos olivínicos, escasamente porfíricos o afrícos. Comparados con flujos lávicos asignados a la etapa de *plateau* en el borde sur (Kay *et al.* 2007) presentan menores contenidos de álcalis totales, menores contenidos de potasio y valores más altos de SiO_2 .

En el sector estudiado, las rocas de menor pendiente $(\text{La}/\text{Yb})_N$ (<6) muestran valores Ba/La dominantes entre 20-25. Todos presentan empobrecimiento en elementos traza respecto del OIB. Los valores de las TR pesadas son bajos ($\text{Tb}_N \sim 6.4$, $\text{Yb}_N \sim 3$) y las relaciones Tb/Yb_N (normalizadas al manto primitivo, McDonough y Sun 1995) son altas (> 1.8), lo cual indicaría procesos de fusión parcial en el campo de estabilidad del granate, a profundidades mayores de ~ 75 km (Wang *et al.* 2002). Al comparar las rocas estudiadas con las asignadas a la etapa de *plateau* en las áreas meridionales de la provincia magmática de Somún Curá, si bien en ambos casos se trata de basaltos y andesitas basálticas subalcalinas, las tendencias en el gráfico Ta/Yb vs. Th/Yb (Fig. 11, Pearce 1983), son diferentes. Todos los datos se sitúan en torno a la posición de un basalto oceánico enriquecido, sin embargo, las muestras del sector NE se proyectan ligeramente desplazadas del arreglo del manto. Interpretamos este desplazamiento como indicativo que los magmas parentales han sido de composiciones consistentes con E-MORB y que presentan un enriquecimiento en Th vinculado con algún grado de interacción con material cortical (relación Th/Yb) y/o una mayor influencia de componentes de margen activo (relación Ta/Yb). Esta última posibilidad se ve

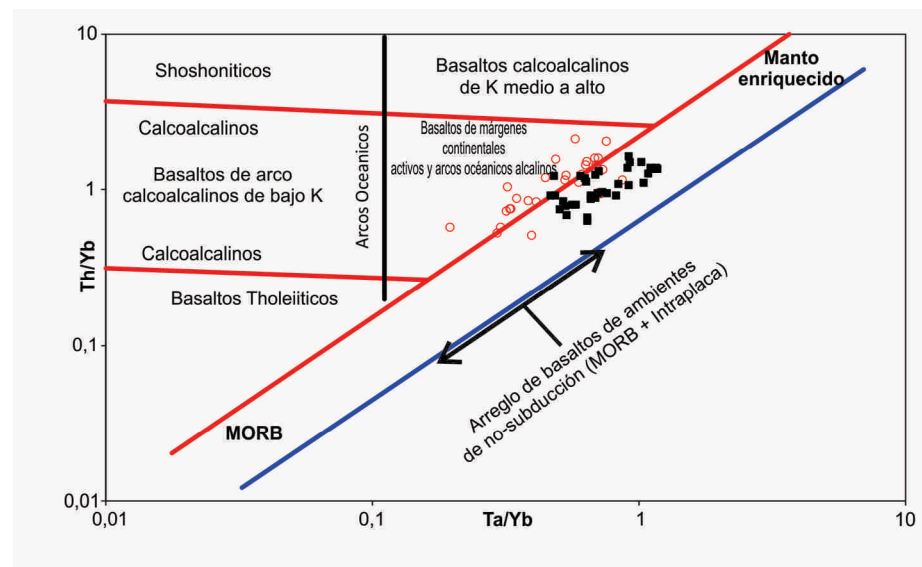


Figura 11. Gráfico Th/Yb vs. Ta/Yb (Pearce 1983), donde se aprecia el ligero desplazamiento respecto al arreglo del manto de las muestras estudiadas (círculos rojos) hacia el campo de márgenes activos. Las rocas asignadas al evento de *plateau* del sector sur de la meseta de Somún Curá (cuadrados negros, datos de Kay *et al.* 2007), en cambio, se localizan exclusivamente en la banda de los basaltos oceánicos.

reforzada por las altas relaciones Sr/La y Ba/La , ya mencionadas.

Las relaciones texturales observadas indican la cristalización temprana de espinelos de las series magnetita-ulvöespinelo (con proporciones menores de los componentes cromita, hercinita, candilita), que se encuentran confinados al interior de los (micro)fenocristales de olivina como inclusiones. La destacada posición textural de los cristales de olivina ricos en el componente *Forsterita* ($\sim 70-80$) disociados del entramado general de la pasta, indica su carácter temprano en la secuencia de cristalización. Se advierte un *gap* composicional entre esta olivina y los cristales más pequeños que ocupan posiciones intersticiales en la pasta y se presentan también como inclusiones en el clinopiroxeno de la pasta, que son significativamente más ricos en hierro (*Forsterita* ~ 50).

La textura intersertal dominante está definida por cristales prismáticos-tabulares de plagioclasa y clinopiroxeno con espacios intersticiales ocupados bien por pequeños cristales de olivina rica en el componente fayalítico bien por parches esencialmente vítreos parcialmente cristalizados. Aunque no hay relaciones texturales concluyentes en cuanto a los tiempos relativos de cristalización clinopiroxeno-plagioclasa, algunas evidencias composicionales apuntan a un carácter más temprano del clinopiroxeno en relación con el silicato

calco-sódico. Las determinaciones indican términos augíticos ricos en magnesio con contenidos de *Wollastonita* en torno al 35%, valores que descienden marcadamente en el clinopiroxeno que se presenta como anillo en torno a las olivinas iddingsitizadas (*Wollastonita* $\sim 15\%$). La notable disminución en el contenido de calcio del piroxeno en las diversas posiciones texturales señala una caída en el calcio disponible presumiblemente luego de la cristalización de plagioclasa, por lo que se interpreta que la secuencia piroxeno de la pasta-plagioclasa de la pasta-anillos pigeoníticos en torno a olivina, reflejaría un orden de cristalización aproximado.

Los minerales del grupo de los espinelos presentan el clásico *gap* composicional propio de basaltos toleíticos (Barnes y Roeder 2001), con una población de espinelos con Cr (+Fe+Ti) que aparece sólo como inclusiones en los (micro)fenocristales de olivina y otro grupo que ocurre tanto en la pasta como en los bolsillos vítreos, correspondiente a la serie magnetita-ulvöespinelo. Se advierte también un desplazamiento hacia composiciones más ricas en hierro férrico desde las titanomagnetitas de la pasta a las de los bolsillos de líquido póstumo. Los escasos cristales isométricos de titanomagnetitas ricas en Fe^{3+} en los parches vítreos reflejan el conocido deslizamiento hacia composiciones más férricas conforme desciende la tempera-

tura, que hace menos estable al ulvöespinelo portador de hierro ferroso (Pilchín y Eppelbaum 1997, 2004, 2006). Concurrentemente, la alteración iddingsítica de alta temperatura con fases de óxido férrico apunta a una alta fugacidad de oxígeno de los líquidos (alrededor de 10^{-4} , Goff 1996) poco antes de la efusión, cuando el contenido en volátiles era más alto.

Los óxidos reconocidos incluyen también representantes de la serie de las hemo-ilmenitas, con su clásico hábito acicular/prismático, que se presentan tanto en los parches vítreos como transgrediendo los límites entre la pasta y los sectores de líquido póstumo. De modo que habría un descenso progresivo de la fO_2 desde las titanomagnetitas-ulvöespinelos de la pasta junto con la iddingsita de alta temperatura hacia las ilmenitas que atraviesan los límites pasta-mesostasis vítrea o intra mesostasis. Por su parte, la formación de anillos de olivina fresca/pigeonita alrededor de los núcleos iddingsitizados se ha interpretado como producto de la caída de la fugacidad de oxígeno asociada con la liberación de volátiles durante la vesiculación secundaria de la colada (Goff 1996). Ambos minerales (ilmenitas-anillos frescos en olivinas) reflejarían entonces las condiciones de baja fugacidad de oxígeno de las etapas terminales de cristalización.

Las lavas estudiadas muestran evidencias texturales concluyentes de procesos tardíos relacionados a inmiscibilidad líquida. La presencia de glóbulos vítreos inmersos en una mesostasis también vítrea de atributos petrográficos contrastados señala la existencia de dos líquidos póstumos diferenciados e inmiscibles (Philpotts 1978) uno de los cuales ha podido ser caracterizado composicionalmente.

Los parches vítreos de mayor desarrollo están constituidos por un material transparente, de color marrón con luz transmitida, de textura homogénea que aloja cristales ($<50 \mu$) principalmente de pigeonita y feldespato alcalino. También se reconocen diseminados cristales esqueléticos de apatita (con contenidos de fluor y/o cloro) y de piroxeno. Si bien, limitadas en número, las composiciones adquiridas de las fases relevantes de algunos parches vítreos apoyan la interpretación de inmiscibilidad. En la figura 12, se advierte que

al comparar los datos disponibles con el campo de inmiscibilidad de toleitas (Roedder 1951) y los datos de vidrios inmiscibles y sus rocas hospedantes de Philpotts (1982):

(1) Las composiciones semicuantitativas adquiridas para el vidrio silíceo definen una tendencia clara hacia el vértice de sílice, algo desplazada respecto al promedio de 16 líquidos inmiscibles ricos en sílice presentados por Philpotts (1982). El rango de composiciones medidas oscila entre 65-78 % en peso de SiO_2 , (dacítico - riolíticos), y se corresponden a una fase homogénea interpretada como líquido congelado. La variación composicional de este líquido residual refleja proporciones variables de fraccionamiento *in situ* previo al congelamiento súbito;

(2) Las composiciones del piroxeno de la mesostasis se proyectan dentro del campo de inmiscibilidad.

La presencia de cristales esqueléticos del grupo de apatita en el vidrio rico en sílice y los contenidos de P_2O_5 (de hasta 11%) son destacables, ya que el fósforo se partitiona fuertemente en el líquido máfico (Philpotts 1982), por lo cual su presencia en la fracción de líquidos ricos en sílice ha sido interpretada como un rasgo de desequilibrio asociado con un enfriamiento muy rápido (Kontak *et al.* 2002).

La inmiscibilidad es función del grado de cristalización y fraccionamiento del líquido residual, independiente de la tasa de enfriamiento y sería la causa más probable del desarrollo de una mesostasis de grano muy fino en las toleitas (Philpotts 1982). Normalmente se nuclean primero los glóbulos inmiscibles ricos en Fe y dan lugar a una distribución regularmente espaciada en la superficie de las plagioclasas. Si la plagioclasa crece, los glóbulos quedan atrapados, y si la cristalización avanza puede formar granos esféricos de piroxeno en la plagioclasa (Fig. 5b). Los glóbulos del líquido rico en Fe, con composiciones próximas a piroxeno, fácilmente solidifican en contacto con cristales de piroxeno (Fig. 5c). Así el cristal de caras lobadas resultante puede quedar preservado aún en rocas completamente cristalizadas, el líquido rico en sílice atrapado entre los lóbulos de piroxeno puede producir intercrecimientos cuarzo-feldespáticos.

Tanto las asociaciones basálticas mejor

estudiadas como los ensayos experimentales (Philpotts 1979, Philpotts y Doyle 1983, Charlier y Grove 2012) señalan que los líquidos toleíticos alcanzan las condiciones de inmiscibilidad líquida durante la diferenciación, en una ventana térmica bastante acotada (1000-1020° C, Charlier y Grove 2012; algunos ensayos extienden la ventana térmica hasta $\sim 1300^\circ$ C) y a presiones inferiores a 0,3 Kbar. Los magmas basálticos no desmezclan inmediatamente después de la erupción, sino que se produce una etapa temprana de cristalización o fraccionamiento que conduce al líquido residual a las condiciones de inmiscibilidad (Freestone 1978). La trayectoria de enfriamiento del líquido puede intersectar la curva del *solvus* sea por haber alcanzado el máximo enriquecimiento en hierro o bien por enriquecimiento en sílice y empobrecimiento en hierro (causada por la saturación en óxidos de hierro y titanio); este último escenario es favorecido por altos contenidos de fósforo, álcalis y titanio (Charlier y Grove 2012). Si bien la disponibilidad de datos analíticos es muy limitada en el caso en estudio, la información composicional adquirida en los dominios vítreos parece apuntar al segundo caso: líquidos silíceos (65-80%), enriquecidos en fósforo (0-11%), titanio (0,7-1%) y álcalis (7-11%).

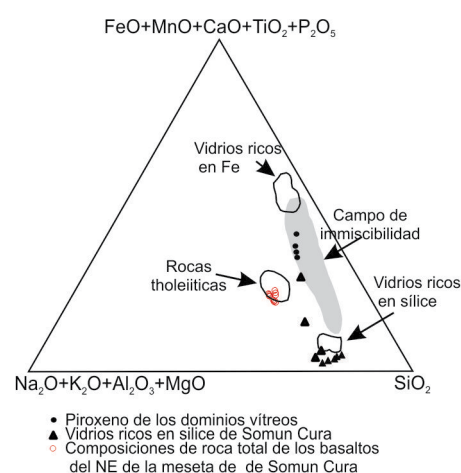


Figura 12. Composiciones de líquidos inmiscibles en basaltos toleíticos representados en el diagrama de Philpotts (1982). Se representaron las composiciones de roca total de los basaltos estudiados y las determinaciones de los vidrios silíceos adquiridas, así como las de los piroxenos de los dominios vítreos. Se indican también los campos de los vidrios ricos en sílice, ricos en hierro de Philpotts y el campo de las rocas toleíticas con evidencias de inmiscibilidad reportados por Roedder (1951).

La petrografía y los contenidos de trazas diagnósticas (como Eu, Sr) descartan la posibilidad de fraccionamiento temprano de plagioclasa, lo cual señala altos contenidos de agua en las primeras etapas de diferenciación del líquido (Grove y Baker 1984, Baker y Egger 1987, Sisson y Grove 1993, Grove *et al.* 2003). Las estructuras de cilindros y láminas de burbujas indican contenidos significativos de volátiles al momento de la efusión. Por su parte, la difundida alteración iddingsítica de alta temperatura en fenocristales de olivina implica liberación de vapor de agua durante la etapa final de ascenso magmático. Contenidos crecientes de agua en el sistema producen un desplazamiento del *solvus*, ocasionando una disminución de la temperatura de la superficie binodal y del campo composicional de dos líquidos (Charlier y Grove 2012).

La edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ presentada se inscribe dentro del rango -incluyendo sus márgenes de error- de las edades K/Ar (roca total) publicadas para la zona (Ardolino y Franchi 1993, Fig. 13). De modo que, si bien no constituye una "edad *plateau*", la nueva edad introduce un grado mayor de precisión acotando el tiempo de efusión de los basaltos del sector nororiental de la meseta de Somún Curá al Aquitaniano, piso basal del Mioceno.

Existe otra edad de precisión en rocas asignadas al evento de *plateau*, proveniente del cañadón de Ranquil Huao (Fig. 1a) al este de Sierra de los Chacays (provincia de Chubut). Se trata de una datación $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (en roca total) de $26,9 \pm 0,78$

Ma (Kay *et al.* 2007). Esta edad es significativamente más antigua que la obtenida para el margen septentrional lo cual introduce la posibilidad de diferentes eventos de *plateau* con una progresividad temporal y geográfica que debe ser explorada con la adquisición de nuevas dataciones de precisión que permitan discriminar en forma segura facies de meseta de facies asociadas a complejos volcánicos bimodales

Las diferencias composicionales de los flujos lávicos considerados dentro de un mismo episodio (formación de la meseta basáltica) tal vez puedan explicarse por la existencia de varios eventos de tipo *plateau*, cada uno con su especificidad geoquímica, isotópica, geocronológica, etc.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se realizó en el marco del Proyecto UBACYT 20020130100650BA. Agradecemos la colaboración del SEGEMAR en las tareas de campo, al Sr. Eduardo Lambías por la realización de preparados petrográficos y a la doctora María Claudia Marchi por su eficiente y entusiasta asistencia en las determinaciones con microscopio electrónico-EDS. Queremos expresar también, nuestro reconocimiento a los valiosos aportes de los revisores que contribuyeron significativamente a mejorar el manuscrito original.

REFERENCIAS

Alic, 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.

Aragón, E., D' Eramo, F., Castro, A., Pinotti, L., Brunelli, D., Rabbia, O., Rivalenti, G., Varela, R., Spakman, W., Demartis, M., Cavarozzi, C.E., Aguilera, Y.E., Mazzucchelli, M. y Ribot, R. 2011. Tectono-magmatic response to major 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.E. y Aguilera, Y.E. 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

Ardolino, A.A. 1981. El vulcanismo cenozoico del borde suroriental de la meseta de Somuncurá. Provincia del Chubut. 8° Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 7-23.

Ardolino, A.A. y Franchi, M. 1993. El vulcanismo cenozoico de la meseta de Somún Curá, provincias de Río Negro y Chubut. 12° Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 225-235.

Ardolino, A., Franchi, M., Remesal, M. y Salani, F. 2008. La Meseta de Somún Curá: los sonidos de la piedra. En: Ardolino, A. y Lema, H. (eds.), Sitios de Interés Geológico. Anales 46. ISSN 0328-2325.

Baker, D.R. y Egger, D.H. 1987. Compositions of anhydrous and hydrous melts coexisting with plagioclase, augite, and olivine or low-Ca pyroxene from 1atm to 8 kbar -Application to the Aleutian volcanic center of Atka. *American Mineralogist* 72: 12-28.

Barnes, S.J. y Roeder, P.L. 2001. The range of spinel compositions in terrestrial mafic and ultramafic rocks. *Journal of Petrology* 42: 2279-2302.

Bjerg, E.A., Ntaflou, T., Thöni, M., Aliani, P. y Labudis, C.H. 2009. Heterogeneous lithospheric mantle beneath Northern Patagonia: Evidence from Prahuaniyu Garnet- and Spinel-Peridotites. *Journal of Petrology* 50:7: 1267-1298

Caminos, R. 2001. Descripción Geológica de la Hoja Valcheta 41661, Provincia de Río Negro. Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín N° 310, 78 p.

Cande, S.C. y Leslie, R.B. 1986. Late Cenozoic tectonics of the Southern Chile Trench. *Journal of Geophysical Research* 91: 471-496

Caroff, M., Maury, R.C., Cotten, J. y Clement, J.P. 2000. Segregation structures in vapor-differentiated basaltic flows. *Bulletin of Volcanology* 62: 171-187.

Charlier, B. y Grove, T.L. 2012. Experiments on liquid immiscibility along tholeiitic liquid lines of descent. *Contributions on Mineralogy and Petrology* 164: 27-44.

Chernicoff, C.J., Zappettini, E.O., Santos, J.O.S., Mc Naughton, N.J. y Belousova, E. 2013. Combined U-Pb SHRIMP and Hf

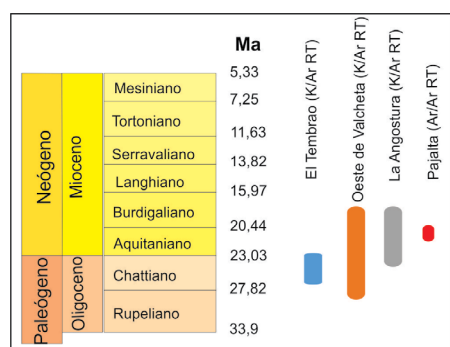


Figura 13. Cuadro comparativo de las edades K/Ar en roca total (con sus errores asociados) reportadas en la literatura (Ardolino y Franchi 1993) para los basaltos de la Formación Somún Curá en el área de estudio, y la nueva edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en roca total presentada en este trabajo.

- isotope study of the Late Paleozoic Yaminué Complex, Rio Negro Province, Argentina: Implications for the origin and evolution of the Patagonia composite terrane. *Geoscience Frontiers* 4:37-56.
- Chitwood, L. A. 1994. Inflated basaltic lava—Examples of processes and landforms from central and southeast Oregon, *Oregon Geology* 56: 1: 11-21.
- Cordenons, P.D. y Remesal, M. 2012. Sierra Aguada La Noche: Caracterización del sector norte de la sierra de los Chacays. E-ICES 8, Actas: 18, Mar del Plata.
- de Ignacio, C., López, I., Oyarzu, R. y Márquez, A. 2001. The northern Patagonian Somuncura plateau basalts: a product of slab induced, asthenospheric shallow upwelling. *Terra Nova* 13: 117-121.
- Duraiswami, R. A., Bondre, N. y Dole, G. 2003. Enigmatic spiracle-like structures from a basaltic flow near Chekewadi, western Deccan Volcanic Province. *Current Science* 85: 1267-1269.
- Duraiswami, R.A., Bondre, N. R. y Managave, S. 2008. Morphology of bubbly pahoehoe (simple) flows from the Deccan Volcanic Province: Implications for style of emplacement. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 177: 822-836
- Franchi, M., Ardolino, A. y Remesal, M. 2001. Hoja Geológica N°4166-III. Cona Niyeu. Provincia de Río Negro. Instituto de Geología y Recursos Minerales. Servicio Geológico y Minero Argentino, Boletín 262: 114p.
- Freestone, I. C. 1978. Liquid immiscibility in alkali-rich magmas, *Chemical Geology* 23: 115-123.
- Fuller, R.E. 1931. The aqueous chilling of basaltic lava on the Columbia River Plateau, *American Journal of Science* 21: 281-300.
- Goff, F. 1996. Vesicles cylinders in vapor-differentiated basalt flows. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 71: 167-185.
- Grove, T.L. y Baker, M.B. 1984. Phase equilibrium controls on the tholeiitic versus calc-alkaline differentiation trends. *Journal of Geophysical Research* 89: 3253-3274
- Grove, T.L., Elkins-Tanton, L.T., Parman, S.W., Chatterjee, N., Muentener, O. y Gaetani, G.A. 2003. Fractional crystallization and mantle-melting controls on calc-alkaline differentiation trends. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 145: 515-533.
- Honda, S., Orihashi, Y., Mibe, K., Motoki A., Sumino, H. y Haller, M.J. 2006. Mantle wedge deformation by subducting and rotating slab and its possible implication. *Earth Planets Space* 58: 1087-1092.
- 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.
- Jerram, D.A. 2002. Volcanology and facies architecture of flood basalts. En: Menzies, M.A., Klemperer, S.L., Ebinger, C.J. y Baker, J. (eds), *Volcanic Rifted Margins*. Geological Society of America Special Paper 362: 119-132.
- Kay, S., Ardolino, A., Gorrington, 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.
- Kelemen, P.B., Hanghøj, K. y Greene, A. R. 2003. One View of the Geochemistry of Subduction-related Magmatic Arcs, with an Emphasis on Primitive Andesite and Lower Crust. En: Rudnick, L. R. (ed.), *Treatise on Geochemistry*, 593-659.
- Kontak, D.J., De Wolfe de Young, M.Y. y Dostal, J. 2002. Late stage crystallization history of the Jurassic North Mountain Basalt, Nova Scotia, Canada. I. Textural and chemical evidence for pervasive development of silicate liquid immiscibility. *The Canadian Mineralogist* 4: 1287-1311.
- Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Strekeisen, A. y Zanetti, B. 1986. A chemical classification of volcanic rock base on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology* 27: 745-750.
- Luppo, T., López de Luchi, M.G., Rapalini, A.E., Martínez Dopico, C.I. y Fanning, C.M. 2018. Geochronologic evidence of a large magmatic province in northern Patagonia encompassing the Permian-Triassic boundary. *Journal of South American Earth Sciences* 82: 346-355.
- Maro, G. y Remesal, M.B. 2012. El Vulcanismo Bimodal del Volcán Cerro Corona, Alta Sierra de Somún Curá (Provincia de Río Negro). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 69: 1: 142-151.
- McDonough, W.F. y Sun, S. 1995. Composition of the Earth. *Chemical Geology* 120: 223-253.
- Muñoz, J., Troncoso, R., Duhart, P., Crignola, P., Farmer, L. y Stern, C.R. 2000. The relation of the mid-Tertiary coastal magmatic belt in south-central Chile to the late Oligocene increase in plate convergence rate. *Revista Geológica de Chile* 27: 177-204.
- Orihashi, Y., Motoki, A., Haller, M., Sumino, H., Nagao, K., Hirata, D., Mibe, K., Honda, S., Jalowitzki, T., Iwamori, H. y Anma, R. 2010. Petrogenesis of Somuncura plateau basalt in an extra back-arc province: Dehydration-induced melting of hydrous wadsleyite beneath northern Patagonia. *Trans. AGU*, 91(26), Jt. Assem. Suppl., Abstract V21D-01.
- Pearce, J.A. 1983. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. En: Hawkesworth, C.J. y Norry, M.J. (eds.), *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*, Shiva Publishing Ltd. 230-249. Cambridge.
- Pearce, J.A., Stern, R. J., Bloomer, S. H., y Fryer, P. 2005. Geochemical mapping of the Mariana arc-basin system: Implications for the nature and distribution of subduction components. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 6: 7: Q07006, doi:10.1029/2004GC000895.
- Philpotts, A.R. 1978. Textural evidence for liquid immiscibility in tholeiites. *Mineralogical Magazine* 42 (324): 417-425.
- Philpotts A.R. 1979. Silicate liquid immiscibility in tholeiitic basalts. *Journal of Petrology* 20: 99-118.
- Philpotts, A.R. 1982. Compositions of immiscible liquids in volcanic rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 80: 201-218.
- Philpotts A.R. y Doyle C.D. 1983. Effect of magma oxidation state on the extent of silicate liquid immiscibility in a tholeiitic basalt. *American Journal of Science* 283: 967-986.
- Philpotts A. y Lewis C. 1987. Pipe vesicles: An alternate model for their origin. *Geology* 15: 971-974.
- Pilchin, A.N. y Eppelbaum, L.V. 1997. Determination of the lower edges of magnetized bodies by using geothermal data. *Geophysical Journal International* 128: 167-174.
- Pilchin, A.N. y Eppelbaum, L.V. 2004. On the stability of ferrous and ferric iron oxides and its role in rocks and rock-forming minerals stability. *Scientific Israel* 6: 119-135.
- Pilchin, A.N. y Eppelbaum, L.V. 2006. Iron and its unique role in Earth evolution. *Monograph Mexican Geophysical Society* 9: 68.
- Reidel, S.P., Camp, V.E., Martin, B.S., Tolan, T.L. y Wolff, J.A. 2016. The Columbia River Basalt Group of western Idaho and eastern Washington—Dikes, vents, flows, and tectonics along the eastern margin of the flood basalt province. En: Lewis, R.S. y Schmidt, K.L. (eds.), *Exploring the Geology of the Inland Northwest*. Geological Society of America Field Guide, 41: 127-150

- Remesal, M.B., 1988. Geología y petrología de los basaltos de la meseta de Somuncurá. Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Tesis Doctoral, (inédito), 210 p., Buenos Aires.
- Remesal, M. B. y Gagliardo, M. L. 2000. Modas detríticas de las intercalaciones sedimentarias en la secuencia postmeseta del Complejo Volcánico Alta Sierra de Somún Curá (Patagonia Extrandina, Argentina) II Congreso Latinoamericano de Sedimentología, VIII Reunión Argentina de Sedimentología, Resúmenes: 147-148, Mar del Plata.
- Remesal, M, B., Cerredo, M, E, y Salani, F, M. 2011a. Un Modelo Alternativo para la Génesis de la Provincia Magmática Somún Curá. XVIII Congreso Geológico Argentino. S6. Evolución Tectono-Magmática Cenozoica del Macizo Norpatagónico: 364-365.
- Remesal, M. B., Maro, G., Mackern, A., Parica, C., Salani, F.M. y Cerredo, M. E. 2011b. Volcanic centers in the Alta Sierra of Somún Curá and surroundings, Patagonia, Argentina. 22th LAK, abstract 150, Heidelberg, Alemania.
- Roedder, E. 1951. Low temperature liquid immiscibility in the system $K_2O - FeO - Al_2O_3 - SiO_2$. *Am. Mineralogist* 36: 282-286.
- Rudnick R.L. y Gao S. 2003 Composition of the continental crust. En: Rudnick, R. L. (ed.), *The Crust*: 1-64, Elsevier-Pergamon, Oxford.
- Salani, F.M., Remesal, M.B. Cerredo, M.E, Franchi M. y Ardolino A.A. 2006. Contribution to the age of the Somún Curá Post-Plateau Events. Extra Andean Argentinean Patagonia. V Simposio Sudamericano de Geología Isotópica (SSAGI), Actas: 415-419, Punta del Este.
- Santos Barreto, C.J., Fernandes de Lima, E., Scherer, C.M., de Magalhães, L. y Rossetti, M. 2014. Lithofacies analysis of basic lava flows of the Paraná igneous province in the south hinge of Torres Syncline, Southern Brazil. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 285: 81-99.
- Shaw, H.R. y Swanson, D.A. 1970. Eruption and flow rates of flood basalts. *Proc. 2nd Columbia River Basalt Symposium*: 217-299.
- Sebai, A., Féraud, G., Bertrand, H. y Hanes, J. 1991. $^{40}Ar-^{39}Ar$ dating and geochemistry of tholeiitic magmatism related to the early opening of the Central Atlantic Rift. *Earth and Planetary Science Letters* 104: 455-472, Amsterdam.
- Self, S., Keszthelyi, L. y Thordarson, T. 1998. The Importance of Pahoehoe Annual Reviews of Earth Planetary Sciences 26: 81-110.
- Sisson, T. W. y Grove, T. L. 1993. Experimental investigations of the role of H_2O in calc-alkaline differentiation and subduction zone magmatism. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 113: 143-166
- Somoza, R. 1998. Updated Nazca (Farallon) -South America relative motions during the last 40 My: implications for mountain building in the central Andean region. *Journal of South American Earth Sciences* 11: 211-215
- 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.
- Turner, G., J.C. Huneke, EA. Podosek y G.J. Wasserburg. 1971. $^{40}Ar-^{39}Ar$ ages and cosmic ray exposure ages of Apollo 14 samples. *Earth Planetary Sciences Letters* 12: 19-35.
- Walker, G.P.L. 1972. Compound and simple lava flows and flood basalts. *Bulletin of Volcanology* 35: 579-590.
- Walker, G.P.L. 1973. Lengths of lava flows. *Philosophical Transactions of the Royal Society, London*, 274: 107-118. Walker, 1993; Basaltic-volcano systems. *Geological Society London Special Publications* 76: 3-38.
- Wang, K., Plank, T., Walker, J.D., y Smith, E.I. 2002. A mantle melting profile across the Basin and Range, SW USA. *Journal of Geophysical Research* 107 (B1) DOI: 10.1029/2001JB000209.
- Waters, A.C. 1960. Determining direction of flow in basalts. *American Journal of Science* 258-A: 350-366.
- Wilson, M. 1989. *Igneous Petrogenesis: A Global Tectonic Approach*, 466 p., Springer.
- Zimmer, M.M., Plank, T., Hauri, E.H., Yogo-dzinski, G.M., Stelling, P., Larsen, J., Singer, B., Jicha, B., Mandeville, C. y Nye, C.J. 2010. The Role of Water in Generating the Calc-alkaline Trend: New Volatile Data for Aleutian Magmas and a New Tholeiitic Index. *Journal of Petrology* 51: 2411-2444

Recibido: 11 de diciembre, 2017
Aceptado: 7 de abril, 2018