

# PETROGRAFÍA Y GEOQUÍMICA DE LAVAS BÁSICAS DEL SECTOR NOROESTE DE LA MESETA DE SOMUNCURÁ, PROVINCIA DE RÍO NEGRO

Lucía ASIAIN<sup>1</sup>, M. Florencia GARGIULO<sup>1</sup>, Johann REITINGER<sup>2</sup>, Theodoros NTAFLLOS<sup>2</sup> y Ernesto A. BJERG<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Instituto Geológico del Sur (INGEOSUR, UNS-CONICET), Departamento de Geología, Universidad Nacional del Sur, Bahía Blanca. email: lasiain@ingeosur-conicet.gob.ar

<sup>2</sup> Faculty of Earth Sciences, Geography and Astronomy, Department of Lithospheric Research, University of Vienna, Austria.

## RESUMEN

En el sector noroccidental de la Meseta de Somuncurá, afloran rocas volcánicas básicas con características petrográficas y geoquímicas que permiten diferenciarlas en dos grupos: A) Rocas lávicas con microfenocristales de ortopiroxeno que desarrollan coronas de reacción con la pasta, además de microfenocristales de plagioclasa y olivino subordinado, en una mesostasis de textura intersertal compuesta por plagioclasa, augita titanífera, olivino, minerales opacos y vidrio volcánico intersticial. De acuerdo al diagrama TAS, se clasifican como andesitas basálticas, mientras que las proporciones y abundancias relativas de los elementos trazas (incluidas las tierras raras) indican características transicionales entre basaltos alcalinos y basaltos subalcalinos, con tendencia geoquímica entre los patrones EMORB y OIB. Asimismo, el diagrama multielemental normalizado al patrón EMORB indica anomalías relativas positivas en Ba y Sr. Por otro lado, el grupo B) Rocas lávicas con microfenocristales de plagioclasa y olivino subordinado, en una pasta de textura intergranular con plagioclasa, augita titanífera, olivino y minerales opacos. En el diagrama TAS, clasifican como traquibasaltos, mientras que las abundancias relativas de los elementos traza, incluidas las tierras raras, indican características geoquímicas similares al patrón del OIB. En el diagrama multielemental normalizado al patrón EMORB muestran anomalías relativas positivas en Ba y negativas en Zr. Teniendo en cuenta los aspectos antes mencionados y los estudios previos realizados en el área de la meseta, se propone la correspondencia del grupo A con la Formación Somuncurá (*plateau*) y del grupo B con el evento *postplateau* y con las unidades de la Superunidad Quiñelaf, posteriores a la Formación Somuncurá.

**Palabras clave:** *Basaltos transicionales, basaltos alcalinos, plateau, post-plateau, Meseta de Somuncurá.*

## ABSTRACT

*Petrography and geochemistry of basic lavas from the northwestern part of Meseta de Somuncurá, Río Negro province*

In the northwestern part of Meseta de Somuncurá basic volcanic rocks crop out. According to their petrography and geochemical characteristics they can be discriminated in two groups: A) Basic lavas with orthopyroxene microphenocrysts developing a coronitic rim with the volcanic groundmass; also plagioclase and subordinate olivine microphenocrysts are present in an intersertal groundmass of plagioclase, titaniferous augite, olivine, opaque minerals and interstitial volcanic glass. According to TAS diagram they classify as basaltic andesites, while the proportions and relative abundances of trace elements (included the rare earth elements) indicate transitional characteristics between alkaline and subalkaline suites, with geochemical tendency between EMORB and OIB standards. Likewise, the multielement diagram normalized to EMORB display relative positive Ba and Sr anomalies. On the other hand, group B) Basic lavas with plagioclase and subordinated olivine microphenocrysts in an intergranular groundmass of plagioclase, titaniferous augite, olivine and opaque minerals. According to TAS diagram they classify as trachy-basalts and their relative abundances of trace elements, included the rare earth elements, indicate OIB geochemical signature, showing relative positive anomaly in Ba and negative in Zr, both in multielement diagram normalized to EMORB. Given the above characteristics and the previous studies in the Meseta de Somuncurá area, it is proposed that group A can be correlated with the Somuncurá Formation (*plateau*) and group B with the *postplateau* event and the units of Quiñelaf Superunit, younger than the Somuncurá Formation.

**Keywords:** *Transitional basalts, alkali basalts, plateau, post-plateau, Meseta de Somuncurá.*

## INTRODUCCIÓN

La Meseta de Somuncurá está ubicada en el sector central y sur de la provincia de Río

Negro, extendiéndose hasta el centro de la provincia de Chubut (Fig. 1), y corresponde a la provincia geológica del Macizo Nordpatagónico. Es un campo volcánico

principalmente basáltico con una extensión aproximada de 25.000 km<sup>2</sup>, en el cual han sido reconocidas diferentes unidades estratigráficas producto de volcanismo máfico de

intraplaca y retroarco (Kay *et al.* 1993).

Entre los estudios previos que aportaron al conocimiento de la geología de este sector de la Patagonia, se destacan las contribuciones realizadas por Corbella (1974, 1984, 1989), Nuñez *et al.* (1975), Ardolino (1981), Coira *et al.* (1985), Remesal (1984, 1988), Stern *et al.* (1990), Ardolino y Franchi (1993), Ardolino *et al.* (1995, 1999), Kay *et al.* (1993, 2004, 2007), Remesal *et al.* (2001, 2012, 2016) y referencias en ellos citadas.

Según Ardolino y Franchi (1993), en el ámbito de la Meseta de Somuncurá, se reconocen unidades pre-cenozoicas expuestas principalmente en los bordes de la meseta y en los bajos topográficos, sobre las cuales se apoyan las unidades lávicas cenozoicas. Entre las unidades pre-cenozoicas se destacan metamorfitas de grado medio a bajo, pre-silúricas, correspondientes a la Formación Colo Niyeu (Labudía y Bjerg 1994) y vulcanitas triásicas, de composición riolítica a basáltica, del Complejo Los Menucos (Cucchi *et al.* 1999), y sedimentitas danianas de la Formación Roca (Bertels 1969). Las unidades magmáticas cenozoicas se inician en el Eoceno a Oligoceno temprano, con un volcanismo alcalino mesosilícico a básico, principalmente subvolcánico de composición generalmente gábrica, correspondientes a la Formación Cerro Cortado (Nullo 1978, Coira 1979), equivalente a la Formación El Buitre (Ardolino y Franchi 1993), atribuida a cuerpos subvolcánicos cercanos a El Caín, entre otras localidades. Durante el Oligoceno se depositan rocas piroclásticas y tufitas correspondientes al Grupo Sarmiento (Simpson 1941), expuestas principalmente hacia los bordes de la meseta, donde se intercalan con la Formación Somuncurá (Ardolino 1981).

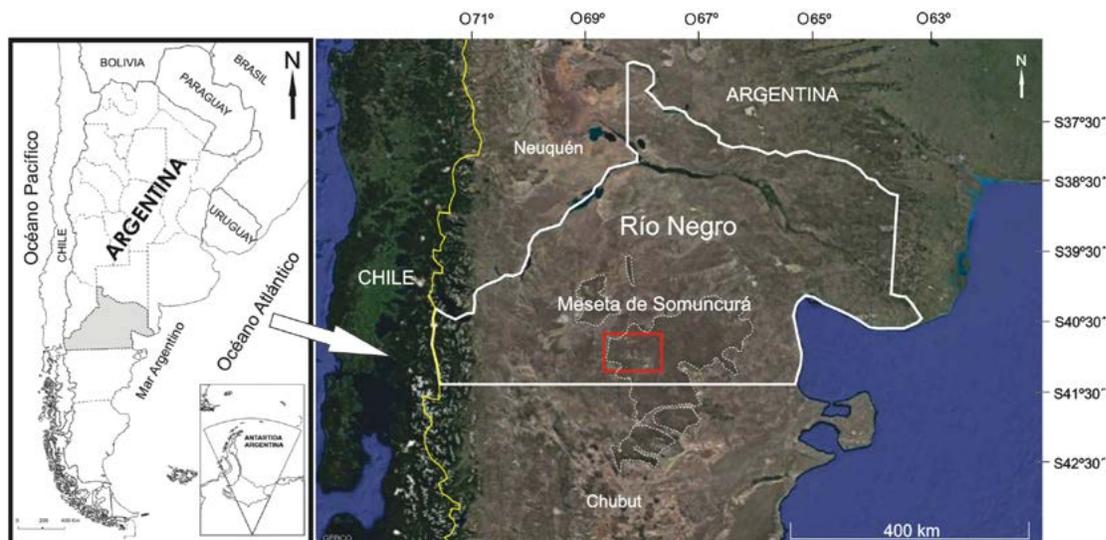
Durante el Oligoceno, se producen efusiones basálticas, de composición intermedia entre toleíticas y alcalinas (Ardolino y Franchi 1993), que integran la Formación Somuncurá. Esta formación ha sido reconocida anteriormente por otros autores, quienes le han asignado los nombres "Basaltos I y II" (Groeber 1929) y Formación Coyocho (Nuñez *et al.* 1975). Por su parte, Corbella (1974, 1984) describe estas rocas como "basaltos de *plateau*". En términos generales, la Formación Somuncurá está representada por basaltos olivínicos, de composición intermedia entre subalcalina y alcalina (Remesal *et al.* 2001), con características geoquímicas similares a las toleitas de Hawaii y a los basaltos de intraplaca (Kay *et al.* 1990). Ardolino (1981) determinó dos grupos de edades: 31 y 33 Ma (Oligoceno inferior), 25 y 27 Ma (Oligoceno superior). Corbella (1984), Ardolino (1987) y Ardolino y Franchi (1993), teniendo en cuenta estas edades, asignan esta formación al Oligoceno. Durante el Mioceno temprano, se produce una segunda etapa de volcanismo denominada post *plateau* por Kay *et al.* (2007). Este volcanismo fue correlacionado con la Formación Quiñelaf, descrita por Nuñez *et al.* (1975), la cual comprende las vulcanitas mesosilícicas aflorantes en la Alta Sierra de Somún Curá; asignada también a rocas composicionalmente similares de la sierra Negra de Telsen por Ylláñez y Lema (1979). Asimismo, Remesal *et al.* (2012) indican que el volcanismo post meseta está integrado por centros eruptivos de tipo monogénico, basálticos, de escaso desarrollo, y por núcleos bimodales de composición basalto-traquita-riolita que conforman, entre otras, las sierras de Apas, Agua de la Piedra, Talagapa y Chauchañeu. El volcanismo monogénico fue asignado a las Volcanitas Corona Chico (Franchi *et al.* 2001) y los centros bimodales fueron reunidos en la Superunidad Quiñelaf (Franchi *et al.* 2001). Por otra parte, Kay *et al.* (2007) agrupan las unidades volcánicas cenozoicas de la Meseta de Somuncurá de acuerdo, principalmente, a la edad de los eventos volcánicos. De este modo, definen los grupos pre-*plateau*, equivalente a las rocas oligocenas de la Formación Somuncurá; *plateau*, equivalente a las efusiones oligoceno tardías a miocenas de la Formación Somuncurá; y post-*plateau*, equivalente a las rocas del mioceno temprano a medio de la Formación Quiñelaf. Se han identificado efusiones básicas de edad plio-pleistocenas en varios sectores de la meseta, entre ellos las localidades de Aguada de Guerra (Cortezzi y Dirac 1969) y Telsen (Ylláñez y Lema 1979). Ardolino y Franchi (1993), basándose en criterios geomorfológicos, consideran de edad pliocena los basaltos situados al noroeste de la localidad de El Caín, en el extremo occidental de la meseta, y los conos volcánicos situados al oeste de la Alta Sierra de Somún Curá. Por otro lado, Labudía *et al.* (2011) obtienen una datación K-Ar de  $3,2 \pm 0,7$  Ma (Plioceno) en lavas del cerro Medina, y Asiain *et al.* (2016), basándose en las relaciones de campo y en similitudes petrográficas y geoquímicas, asignan edad pliocena a rocas situadas en las inmediaciones ese cerro y del poblado de Prahuaníyeu. Este trabajo tiene como objetivo contribuir al conocimiento geológico general de las distintas unidades volcánicas que integran el sector noroccidental de la Meseta de Somuncurá y ampliar la base de información de las mismas, en áreas aún no estudiadas en detalle. Se presentan los resultados obtenidos de nuevos estudios petrográficos y geoquímicos realizados en muestras representativas de lavas máficas de este sector, y se las correlaciona con unidades de características similares, aflorantes en otras áreas de la meseta.

## GEOLOGÍA DEL ÁREA

El área de estudio está situada en el sector noroccidental de la Meseta de Somuncurá (Fig. 1 y 2), y está comprendida dentro de la Hoja Geológica 4169 IV Maquinchao, provincia de Río Negro (Remesal *et al.* 2001). Las unidades más antiguas dentro del área de interés se reconocen en los bajos topográficos de la meseta, corresponden al Triásico y fueron asignadas al Complejo Los Menucos (Cucchi *et al.* 1999). En sectores aledaños al bajo de El Caín (Fig. 2) se encuentran las areniscas, pelitas y conglomerados fosilíferos de la Formación Coli Toro, del Maastrichtiano temprano a medio; las sedimentitas danianas de la Formación Roca (ambas definidas por Bertels 1969); y el Grupo Sarmiento (Simpson 1941), caracterizado por tobas, tufitas y paleosuelos del Eoceno-Oligoceno, presente en los bajos topográficos del área de estudio (Fig. 2). Las unidades lávicas eocenas están representadas por los cuerpos subvolcánicos de composición básica y mesosilícica, de la Formación Cerro Cortado. Se reconocen numerosos afloramientos de esta unidad, principalmente en el bajo de El Caín (Fig. 2), entre los que se destacan los cerros Anequén y Caín (Remesal *et al.* 2001). Efusiones basálticas contemporáneas o levemente posteriores a las intrusiones antes mencionadas, corresponden a la unidad Basalto Pilquiniyeu (Remesal *et al.* 2001), ubicadas al suroeste de El Caín (Fig. 2), en las inmediaciones del poblado de Pilquiniyeu.

La Formación Somuncurá (Ardolino 1981),

**Figura 1:** Ubicación del área de estudio. Izquierda: mapa de Argentina con el límite geo-político, donde se destaca la provincia de Río Negro en gris. Derecha: imagen satelital de Google Earth con el límite de la provincia de Río Negro indicado con línea blanca continua y el contorno del área de la Meseta de Somuncurá destacado con línea blanca punteada. El recuadro rojo señala el sector correspondiente al área de estudio.



del Oligoceno, está caracterizada por basaltos olivínicos de coloraciones grisáceas, pobremente porfíricos a afíricos, y textura intersertal a subofítica, con cristales de plagioclasa, augita titanífera y olivino. Esta unidad está principalmente representada al este del área de estudio (Fig. 2), y está cubierta por rocas de la parte superior del Grupo Sarmiento, o por las Vulcanitas Corona Chico (Franchi *et al.* 2001) y las lavas del Complejo Barril Niyeu, correspondiente a la Superunidad Quiñelaf (Franchi *et al.* 2001). Las Vulcanitas Corona Chico y sus equivalentes, se encuentran en el sector central de la Hoja Geológica referida, en la porción oeste-suroeste de la zona de estudio (Fig. 2). Representan un volcanismo alcalino, y corresponden a erupciones relativamente explosivas, destacándose episodios de tipo estromboliano, con desarrollo de fontanas de lava, acumulación de piroclastos escoriáceos, derrames de coladas lávicas y lavas clastogénicas. Está integrada por basaltos y hawaitas con textura porfírica y pasta con cristales de plagioclasa que marcan fluidalidad (Remesal *et al.* 2001). En muestras de lavas de esta formación se reconocen xenocristales máficos en desequilibrio: ortopiroxenos con rebordes de clinopiroxeno y olivino. Estas lavas podrían corresponder al mismo intervalo temporal que las erupciones post meseta que integran la Superunidad Quiñelaf y se encuentra representada en los Complejos Volcánicos Apas, Talagapa, Barril Niyeu y Agua de la Piedra, aunque su ubicación temporal aún no está bien definida (Remesal *et al.* 2001).

El Complejo Volcánico Barril Niyeu corresponde a uno de los complejos bimodales post-plateau más grandes dentro del ámbito de la meseta (Remesal *et al.* 2012), y se ubica en la porción centro y sur del área estudiada (Fig. 2). Comprende rocas lávicas y piroclásticas de composición traquítica, que constituyen el núcleo de la sierra de Chauchañeu, y lavas básicas, presentes en la etapa tardía de este volcanismo. En el área estudiada las unidades pliocenas se encuentran en las cercanías del Cerro Medina (Labudía *et al.* 2011, Asiain *et al.* 2016) (Fig. 2), así como es sectores aledaños al poblado de Prahuaniyeu (Asiain *et al.* 2016).

## METODOLOGÍA

El reconocimiento de las unidades en el área de estudio y la toma de muestras de rocas representativas se realizaron durante trabajos de campo en el transcurso del 2009 y 2015. Se efectuaron 82 secciones delgadas de muestras en el Laboratorio de Petrotomía del Instituto Geológico del Sur y del Departamento de Geología de la Universidad Nacional del Sur. Las secciones delgadas fueron estudiadas con un microscopio de polarización Nikon Eclipse E400 Pol y las principales características petrográficas de las muestras estudiadas, se presentan en el Cuadro 1. Los análisis geoquímicos de elementos mayoritarios y trazas de 29 muestras seleccionadas se llevaron a cabo por espectrometría de rayos X con un equipo Phillips PW 2400 y con un equipo de ICP-MS Agilent

7500, respectivamente, en el Department of Lithospheric Research de la University of Vienna, Austria. Los resultados de los análisis geoquímicos se presentan en el Cuadro 2. El #Mg se calculó teniendo en cuenta el peso molar de las moléculas de FeO y MgO, aplicando la fórmula:  $\#Mg = [(MgO/40,3) / ((MgO/40,3) + (FeO/71,65))] * 100$ . Los diagramas geoquímicos de elementos mayoritarios de roca total mostrados en esta contribución, se realizaron utilizando los análisis de las muestras en base anhidra.

## YACENCIA DE LOS NIVELES VOLCÁNICOS

El área de estudio en la Meseta de Somuncurá fue dividida en dos sectores: noreste y sur (Fig. 2). El relevamiento y la toma de muestras representativas de las distintas unidades se efectuaron en los bajos topográficos, en los cuales se encuentran las mejores exposiciones, permitiendo realizar perfiles verticales. Asimismo, se realizaron perfiles en dirección N-S y E-O (Fig. 2), abarcando las principales unidades volcánicas dentro del área de interés.

Estas corresponden a coladas de lava masivas, de color gris oscuro, textura afírica a microporfírica, con espesores variables, entre 1 y 10 metros (Fig. 3a). Algunas lavas presentan vesicularidad, que puede observarse tanto en el techo como en la base de la colada.

En el sector noreste se reconocen depósitos volcánoclasticos interdigitados entre coladas básicas (Fig. 3b), o en la base de las mismas,

los cuales no han sido mencionados previamente para este sector de la meseta. Los mejores afloramientos de estos niveles fueron observados en los bajos topográficos, donde adquieren los mayores espesores. En las inmediaciones del Bajo Buen Abrigo (Fig. 2) se encontraron los afloramientos más potentes, con espesores entre 5 y 10 metros y coloración amarillenta, aunque la base de la unidad no está expuesta. En las cercanías de la Laguna Soledad (Fig. 2) se reconocieron depósitos volcanoclásticos rojizos, con espesores inferiores a 50 centímetros, intercalados entre coladas de lava (Fig. 3b).

En el sector noreste del área de estudio, también se han reconocido altos topográficos, como es el caso de los cerros Medina, Ignacio (o Puntudo) y Chato (Fig. 2), productos de un volcanismo más explosivo, y es posterior al de las unidades volcánicas que los rodean (Remesal *et al.* 2001, Labudía *et al.* 2011, Asiain *et al.* 2016).

En el sector sur, el muestreo se concentró en las lavas básicas de la meseta, en un perfil de rumbo NO-SE (Fig. 2). Los depósitos volcanoclásticos identificados en este sector aún no han sido estudiados en detalle.

Los estudios petrográficos y los análisis geoquímicos llevados a cabo hasta el momento, permitieron agrupar el conjunto de muestras estudiadas en dos grupos con características distintivas: A y B. En cuanto a su distribución en el área de trabajo cabe destacar que el grupo A está mejor representado en el sector noreste, mientras que el B predomina en el sector sur (Fig. 2).

## PETROGRAFÍA

### Grupo A

Este grupo fue dividido en dos subgrupos: A1 y A2, teniendo en cuenta los rasgos texturales y mineralógicos de los microfenocristales, y el tipo e intensidad de la alteración que afecta a los individuos de olivino

en la pasta (Cuadro 1). Las características petrográficas generales de estas rocas pueden apreciarse en la figura 4a-d.

### Microfenocristales:

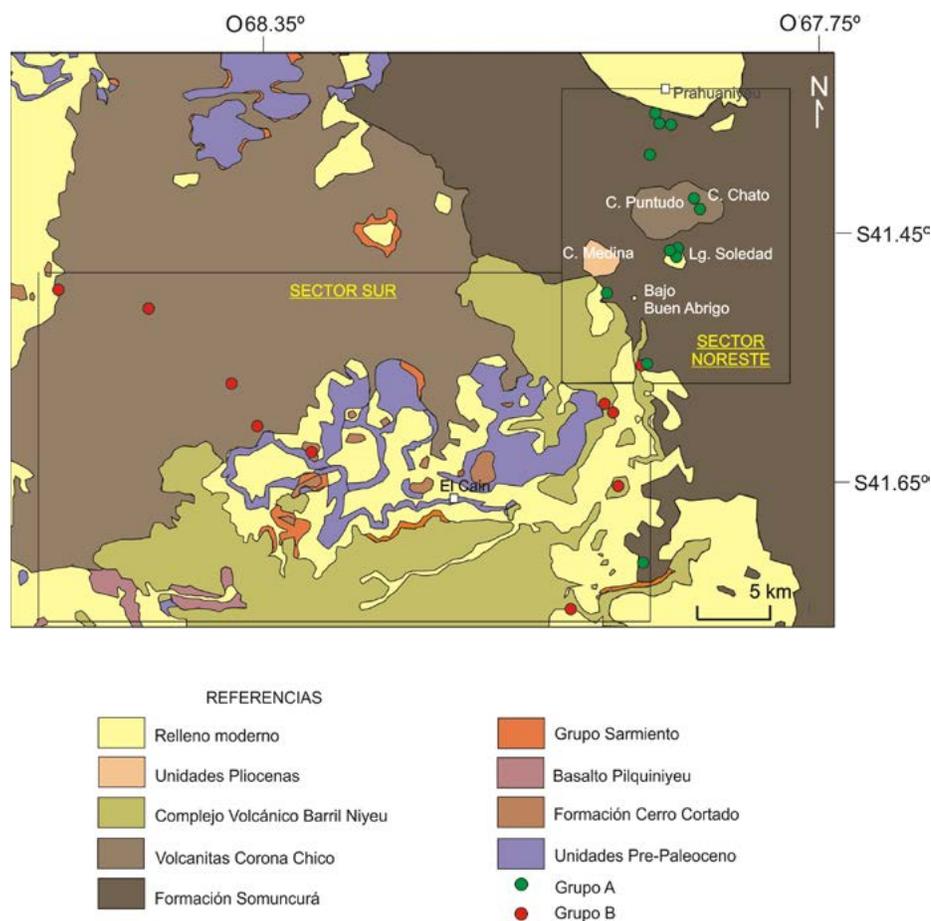
**Subgrupo A1:** Presentan hasta un 2 % de microfenocristales, de los cuales el 80 % corresponde a olivino y el 20 % a ortopiroxeno. Los microfenocristales de olivino son subhedrales a anhedrales, tienen tamaño variable entre 800 y 1200  $\mu\text{m}$  y están agrupados formando glomérulos. Exhiben intensa alteración a iddingsita y minerales opacos en bordes y fracturas, mientras que en el núcleo presentan leve a moderada alteración a bowlingita (Fig. 4a).

Los microfenocristales de ortopiroxeno son subhedrales a anhedrales, con tamaños entre 800 y 2000  $\mu\text{m}$ . Poseen pleocroísmo débil que varía entre tonos verdoso y rosado pálidos. Se encuentran fracturados y corroídos, desarrollan bordes esponjosos en el contacto con la pasta de la roca y localmente exhiben textura cribada en el núcleo (Fig. 4b). Usualmente, presentan inclusiones de minerales opacos.

**Subgrupo A2:** Está representado principalmente por muestras de la Laguna Soledad (Fig. 2). Presentan un 5% de microfenocristales, de los cuales el 60% son de ortopiroxeno y el 40% de plagioclasa. Los microfenocristales de ortopiroxeno son subhedrales a anhedrales, con sutil pleocroísmo que varía entre tonos verdoso y rosado muy pálidos, y tamaños que varían entre 800 y 2600  $\mu\text{m}$ . En general están agrupados conformando glomérulos y es común que presenten inclusiones de minerales opacos. Estos cristales están fracturados y presentan bordes y núcleos reabsorbidos. Algunos de ellos desarrollan bordes esponjosos y, en general, presentan una corona de reacción en el contacto con la pasta. El espesor de la corona es variable (entre 40 y 300  $\mu\text{m}$ ) y está integrada por un agregado de cristales anhedrales de olivino y clinopiroxeno (Fig. 4c, d), con tamaños entre 40 y 200  $\mu\text{m}$ , sin orientación preferencial.

Los microfenocristales de plagioclasa (40 %) son subhedrales, de hábito tabular, con tamaños variables entre 1200 y 3400  $\mu\text{m}$ . Ocasionalmente desarrollan textura cribada en el núcleo y/o zonación composicional. Algunos cristales presentan inclusiones de minerales opacos.

**Pasta:** Representa entre el 98 y 95 % del



**Figura 2:** Mapa geológico con ubicación de las muestras recolectadas en los sectores noreste y sur. Modificado de la Hoja Geológica 4169 IV Maquinchao (Remesal *et al.* 2001) y basado en el trabajo de Labudía *et al.* (2011).

volumen de la muestra para todas las lavas del grupo A (subgrupo A1 y subgrupo A2). Exhibe textura intersertal, localmente subofítica, con cristales de plagioclasa, olivino, augita titanífera, minerales opacos y vidrio de disposición intersticial. Estas rocas muestran vesicularidad variable, entre 5 y 10 %.

Los cristales de plagioclasa (40%) son subhedrales a euhedrales, de hábito tabular y textura seriada, con tamaños que varían entre 50 y 600  $\mu\text{m}$ . Localmente desarrollan textura cribada en el núcleo y zonación composicional. Ocasionalmente, las tablillas se encuentran orientadas en forma subparalela, dando aspecto de fluidez a la pasta. Presentan inclusiones de minerales opacos y apatito subordinado, y están parcialmente incluidas en cristales de augita titanífera.

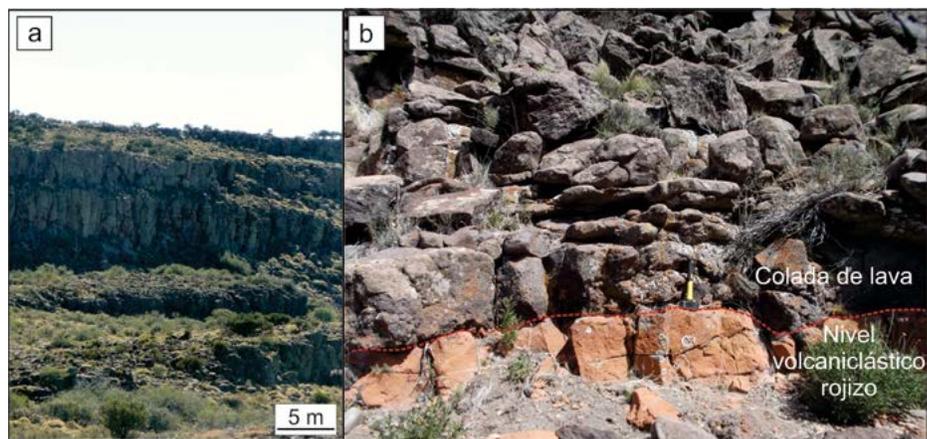
Los cristales de olivino (25%) son anhedrales a subhedrales, con tamaños entre 50 y 400  $\mu\text{m}$  y forman agregados diseminados entre las tablillas de plagioclasa. En las muestras del subgrupo A1, los individuos de olivino de la pasta desarrollan moderada a intensa alteración a iddingsita en bordes y fracturas, la cual en ocasiones afecta todo el cristal, y localmente presentan bowlingita en los bordes. Los del subgrupo A2, presentan leve a moderada alteración a bowlingita en el núcleo o afectando todo el cristal, e iddingsita subordinada en bordes y fracturas. Los individuos de augita titanífera (20%) son de color castaño-rojizo muy pálido, de contornos subhedrales a anhedrales, y con tamaños variables entre 75 y 500  $\mu\text{m}$ . Presentan inclusiones de minerales opacos y plagioclasa.

Los minerales opacos (10%) se encuentran mayormente como inclusiones en los diferentes silicatos que componen estas coladas lávicas.

En la pasta se observa vidrio volcánico (5%), de coloración castaño pálido, dispuesto intersticialmente entre los cristales que la integran, donde también es frecuente el desarrollo de agregados muy finos de minerales opacos.

El apatito se encuentra como mineral accesorio, con cristales de hábito acicular, incluidos en los microlitos de plagioclasa o intersticialmente entre los demás minerales de la pasta.

Las muestras poseen entre 5 y 10 % de vesículas parcialmente rellenas con agregados



**Figura 3:** a) Superposición de coladas lávicas en las inmediaciones de la Estancia Laguna Soledad; b) Nivel volcánico, con tonalidad rojiza, interdigitado entre coladas de lava.

muy finos de zeolitas que se disponen en las paredes de estas cavidades.

De acuerdo a la clasificación modal QAPF para rocas volcánicas (Streckeisen 1978, Le Maitre *et al.* 2002), las muestras de este grupo corresponden a basaltos.

### Grupo B

Comprende rocas volcánicas lávicas con textura generalmente holocristalina, aunque eventualmente pueden presentar vidrio en una proporción menor al 5 % del volumen de la roca. Son microporfíricas, con microfenocristales que representan el 5 % modal, mayormente de plagioclasa y olivino subordinado. La pasta tiene textura intergranular, compuesta por cristales de plagioclasa, augita titanífera, olivino y minerales opacos (Fig. 4e). En algunos casos, las tablillas de plagioclasa se encuentran orientadas en forma subparalela, dando aspecto fluidal. Las principales características texturales de este grupo se indican en el Cuadro 1.

Los microfenocristales de plagioclasa (50-80 %) son subhedrales, de hábito tabular, con tamaños entre 1600 y 4000  $\mu\text{m}$ . En general, poseen bordes corroídos e inclusiones de minerales opacos y, en menor proporción, de apatito. Ocasionalmente, desarrollan textura cribada en el núcleo (Fig. 4e).

Los microfenocristales de olivino (20-50 %) son subhedrales, con tamaños entre 900 y 2200  $\mu\text{m}$ . La mayoría de los cristales se encuentran moderada a intensamente alterados a iddingsita en los bordes y a bowlingita en el núcleo y en fracturas, u

ocasionalmente afectando a todo el cristal (Fig. 4e). Eventualmente, presentan inclusiones de minerales opacos.

En la pasta, los cristales de plagioclasa (40 %) son subhedrales, de hábito tabular, con tamaños entre 50 y 800  $\mu\text{m}$ . Presentan alteración incipiente a zeolitas o calcita e inclusiones de minerales opacos y apatito subordinado.

Los cristales de augita titanífera (20 %) son subhedrales, con tonalidades pálidas castaño-violáceas (Fig. 4f), hábito prismático, tamaños entre 50 y 500  $\mu\text{m}$  y son comunes las inclusiones de minerales opacos.

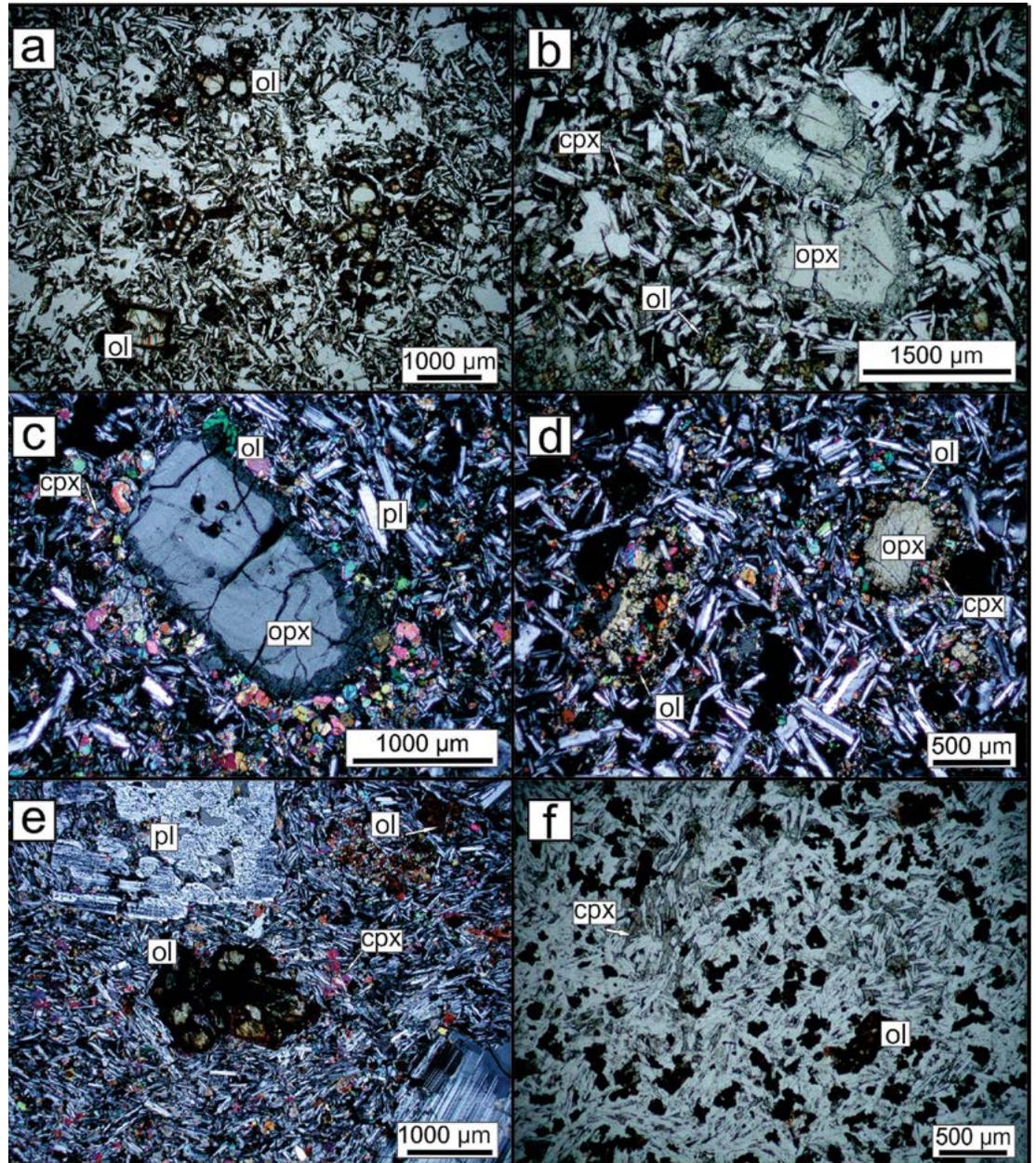
Los individuos de olivino (20 %) de la pasta son subhedrales a anhedrales, eventualmente esqueléticos, con tamaños entre 50 y 500  $\mu\text{m}$ . En general, están moderadamente alterados a iddingsita, principalmente en núcleos o fracturas y bowlingita subordinada en los bordes. Localmente, pueden desarrollar formas tipo “cola de golondrina”. Estas rocas presentan un 15 % de minerales opacos con secciones cuadradas a subredondeadas, incluidos principalmente en los minerales de la pasta.

De acuerdo a la clasificación modal QAPF para rocas volcánicas (Streckeisen 1978, Le Maitre *et al.* 2002), las muestras estudiadas corresponden a basaltos.

### GEOQUÍMICA DE ROCA TOTAL

Los resultados obtenidos en los análisis geoquímicos de roca total, tanto de elementos mayoritarios como de los elementos trazas, incluidas las tierras raras, efectuados en las

**Figura 4:** Fotomicrografías de muestras representativas correspondientes al grupo A: a) Aspecto general de la roca, donde se destacan los microfenocristales de olivino con alteración de iddingsita y minerales opacos. Sin analizador intercalado; b) Microfenocristales de ortopiroxeno con borde esponjoso y textura cribada en el núcleo. Sin analizador intercalado; c) Microfenocristal de ortopiroxeno con desarrollo de corona de reacción con la pasta. Con analizador intercalado; d) Aspecto general de la roca y detalle de los microfenocristales de ortopiroxeno con desarrollo de corona de reacción con la pasta. Con analizador intercalado. Fotomicrografías de muestras representativas correspondientes al grupo B: e) Alteración de microfenocristales de olivino y textura cribada en microfenocristales de plagioclasa. Con analizador intercalado; f) Aspecto general de la roca donde destacan los cristales de augita titanífera. Sin analizador intercalado.



muestras representativas del los grupos A y B, se encuentran en el cuadro 2 y en las figuras 5 y 6.

### Grupo A

Las muestras de este grupo poseen contenidos de  $\text{SiO}_2$  que oscilan entre 52,82 y 56,15 % en peso,  $\text{MgO}$  entre 5,20 y 7,80 % en peso,  $\text{FeO}_{\text{total}}$  entre 8,66 y 10,15 % en peso,  $\text{Na}_2\text{O}$  entre 3,44 y 3,98 % en peso, y  $\text{K}_2\text{O}$  entre 0,38 y 1,59 % en peso. El #Mg varía entre 51,59 y 58,27.

En el diagrama TAS (Le Bas *et al.* 1986), las muestras analizadas coinciden con el campo de las andesitas basálticas (Fig. 5a), mientras

que según el diagrama  $\text{Zr}/\text{Ti}$  versus  $\text{Nb}/\text{Y}$  (Pearce 1996) (Fig. 5b), su composición es transicional entre basaltos alcalinos y subalcalinos, coincidente con lo evidenciado en el diagrama  $\text{P}_2\text{O}_5$  versus  $\text{Zr}$  (Winchester y Floyd 1976) (Fig. 5c). Por su parte, las rocas alcalinas corresponden a la serie sódica (Middlemost 1975) (Fig. 5d), mientras que las rocas subalcalinas corresponden al campo de la serie toleítica, muy próximo al límite con el campo de la serie calcoalcalina, en el diagrama  $\text{K}_2\text{O}$  versus  $\text{SiO}_2$  (Rickwood 1989) (Fig. 5e).

En las figuras 5f y 6a se comparan los diseños de distribución de las abundancias

relativas de los elementos de tierras raras (REE) normalizadas a condrito (Sun y McDonough 1989), incluyéndose también los patrones de OIB (Oceanic Island Basalt) y EMORB (Enriched Mid-Ocean Ridge Basalt) de Sun y McDonough (1989) como referencia. Las muestras estudiadas revelan una distribución general de pendiente negativa ( $\text{La}_N/\text{Yb}_N$  variables entre 3,60 y 11,55) debido a un enriquecimiento relativo de los elementos de tierras raras livianas (LREE), entre 20 y 100 veces el valor del condrito, respecto al contenido relativo de los elementos de tierras raras pesadas (HREE), las cuales se encuentran siempre por debajo del

**CUADRO 1:** Características petrográficas principales de los grupos A y B, y subdivisiones correspondientes.

	Grupo A		Grupo B
	Subgrupo A1	Subgrupo A2	
Microfenocristales	2% de microfenocristales (80% de olivino y 20% de ortopiroxeno)	5% de microfenocristales (60% de ortopiroxeno y 40% de plagioclasa)	5 % mayormente plagioclasa (entre 50-80%) y olivino subordinado (entre 20 y 50%)
Pasta	Textura intersertal, localmente subofítica, compuesta por plagioclasa, olivino, augita titanífera, minerales opacos y vidrio		Textura intergranular, compuesta por plagioclasa, augita titanífera, olivino y minerales opacos
Alteración de los olivinos de la pasta	Moderada a intensa alteración a iddingsita en bordes y fracturas. Ocasionalmente bowlingita en los bordes	Leve a moderada alteración a bowlingita en el núcleo y ocasionalmente en todo el cristal. Alteración subordinada a iddingsita en bordes y fracturas	Moderada a intensa alteración a iddingsita en bordes. También se reconoce bowlingita en fracturas y en el núcleo, u ocasionalmente afectando a todo el cristal
Rasgo característico	Microfenocristales de ortopiroxeno con bordes esponjosos	Microfenocristales de ortopiroxenos con bordes esponjosos y desarrollo de corona de reacción con olivino y clinopiroxeno	Sin microfenocristales de ortopiroxeno

patrón de EMORB. Asimismo, se observa que estas andesitas basálticas muestran una tendencia geoquímica transicional entre los patrones OIB y EMORB. En particular, las rocas alcalinas tienen distribuciones con enriquecimientos relativos más cercanos al patrón OIB, mientras que las subalcalinas presentan distribuciones con enriquecimientos relativos más cercanos al patrón EMORB (Fig. 5f).

En el diagrama multielemental normalizado a EMORB (Sun y McDonough 1989) (Fig. 5g, 6b), las muestras analizadas exhiben valores enriquecidos, excepto en los HREE. A su vez, se distinguen anomalías relativas positivas en Ba y Sr, y anomalía relativa negativa en Nb de magnitud variable (Fig. 6b).

### Grupo B

Este grupo presenta contenidos de SiO<sub>2</sub> entre 46,50 y 50,00 % en peso, MgO entre 3,60 y 5,70 % en peso, FeO<sub>total</sub> entre 10,70 y 12,30 % en peso, Na<sub>2</sub>O entre 3,44 y 3,98 % en peso, y K<sub>2</sub>O entre 1,17 y 2,40 % en peso. El #Mg varía entre 35,78 y 46,07.

De acuerdo al diagrama TAS de Le Bas *et al.* (1986) (Fig. 5a), las muestras analizadas coinciden mayormente con el campo de los traquibasaltos, y subordinadamente, al campo de las traquiandesitas basálticas. En la representación de los elementos inmóviles Zr/

Ti versus Nb/Y (Pearce 1996) (Fig. 5b), las rocas coinciden con el campo de los basaltos alcalinos. Asimismo, el carácter alcalino de estas rocas queda evidenciado en el diagrama P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> versus Zr de Winchester y Floyd (1976) (Fig. 5c), correspondiendo a la serie sódica (Middlemost 1975), aunque con una distribución muy cercana al límite con la serie potásica (Fig. 5d).

En el diagrama de distribución de las abundancias relativas de REE, normalizado a condrito (Sun y McDonough 1989) (Fig. 5f, 6c), las rocas de este grupo registran un enriquecimiento en LREE mayor a 100 veces el condrito respecto al contenido de los HREE, que se encuentran cercanos o levemente enriquecidos. De este modo, se producen distribuciones con pendientes negativas pronunciadas, con valores La<sub>N</sub>/Yb<sub>N</sub> entre 12,60 y 19,50, similares al patrón OIB.

En el diagrama multielemental, normalizado a EMORB (Sun y McDonough 1989), las muestras analizadas presentan contenidos fuertemente enriquecidos respecto a este patrón, excepto en los HREE (Fig. 5g, 6d). Asimismo, las abundancias relativas de la distribución son comparables al patrón OIB, aunque generalmente algo más enriquecidas y con una marcada anomalía relativa positiva en Ba y negativa en Zr de magnitud variable (Fig. 6d)

## DISCUSIÓN

### Yacencia de los niveles volcánicos

El análisis petrográfico y geoquímico de las muestras presentadas en esta contribución, permite reconocer ciertas desviaciones respecto al mapeo realizado por Remesal *et al.* (2001), en la Hoja Geológica 4169 IV Maquinchao (Fig. 2).

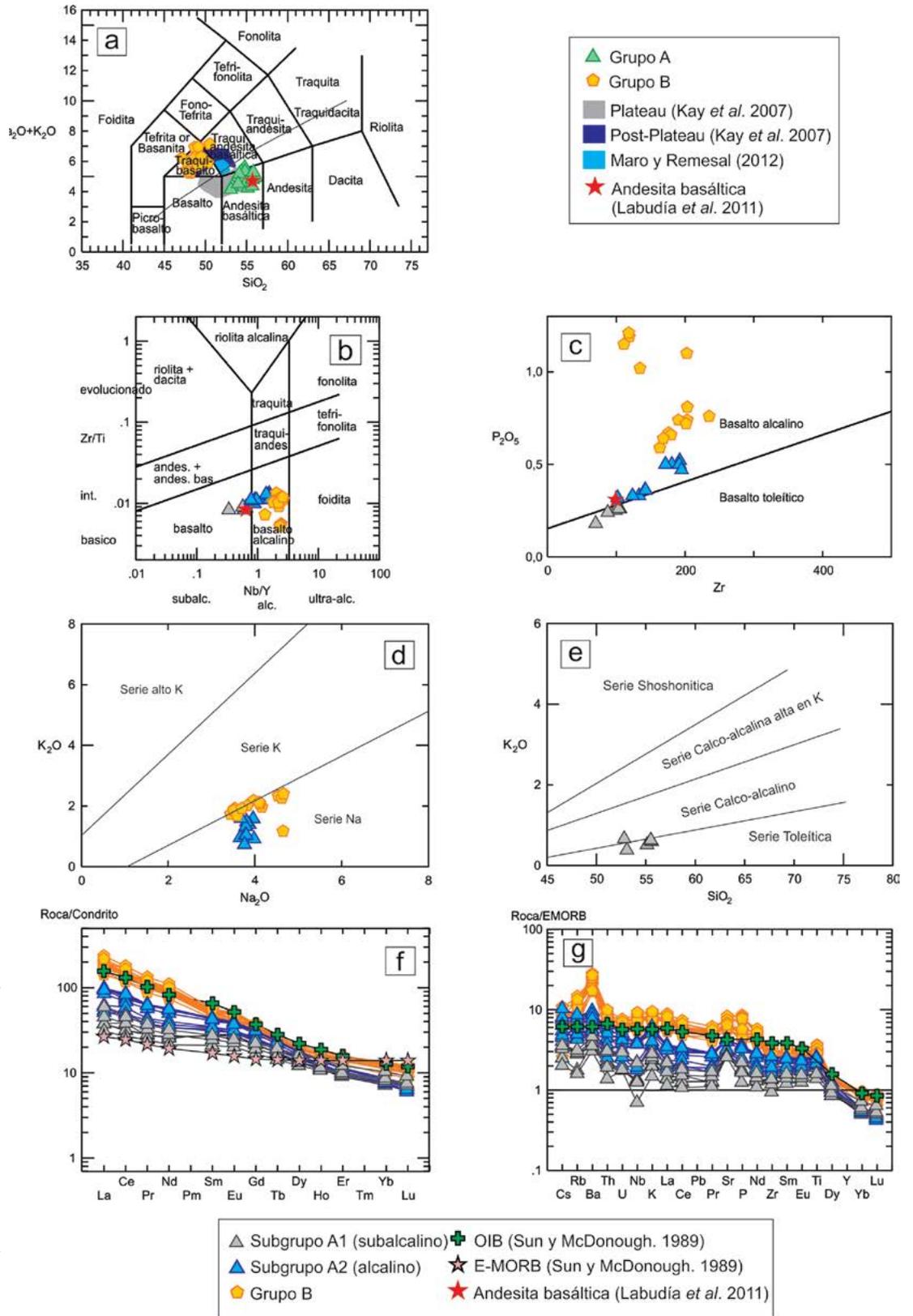
Las muestras del cerro Chato (muestras CCH-11 y CCH-12) fueron mapeadas anteriormente como parte de la unidad Volcanitas Corona Chico (Remesal *et al.* 2001), sin embargo, la presencia de bordes engolfados en los microfenocristales de ortopiroxeno, así como su clasificación en andesitas basálticas con tendencia geoquímica alcalina y diseños de REE cercanos, aunque empobrecidos, respecto al patrón OIB, permiten asignarlas al grupo A.

En un perfil realizado en la porción austral del sector noreste se reconocen rocas del grupo A hacia la base y del grupo B hacia el techo (muestras SOM20-21-22), este sector coincide con un área donde fueron mapeadas rocas de la Formación Somuncurá y del Complejo Volcánico Barril Niyeu (Remesal *et al.* 2001) (Fig. 2).

Por otra parte, en el sector sur del área de estudio se obtuvieron muestras (SOMW37 y SOMW38) que presentan características comparables con el grupo B (traquibasaltos alcalinos, con diseño de REE similar al patrón OIB), aunque han sido mapeadas como Formación Cerro Cortado por Remesal *et al.* (2001) (Fig. 2).

### Petrografía y geoquímica del grupo A

Las lavas correspondientes a este grupo fueron divididas en dos subgrupos (A1 y A2), teniendo en cuenta las características petrográficas de los microfenocristales, así como la alteración de los olivinos de la pasta (Cuadro 1). El rasgo más destacable entre ambos subgrupos es la diferencia en las texturas de los microfenocristales de ortopiroxeno: bordes engolfados de aspecto esponjoso en el subgrupo A1 (Fig. 4 a, b); y coronas de reacción con agregados cristalinos de olivino y augita titanífera en el subgrupo A2 (Fig. 4c, d). La subdivisión petrográfica se correlaciona con las diferencias geoquímicas dentro grupo A, con característica transicional entre basaltos alcalinos y subalcalinos. De esta forma, las coladas correspondientes al subgrupo A1 presentan característi-



cas subalcalinas y poseen distribuciones de abundancias relativas de REE con una señal más cercana al patrón EMORB

(Fig. 5b, c, e, f); mientras que las coladas del subgrupo A2 tienen características alcalinas y distribución de abundancias relativas de

REE con una señal más cercana al patrón OIB (Fig.5b, c, d, f). Más detalles de esta subdivisión interna en las coladas corres-

**CUADRO 2:** Análisis geoquímico de lavas del sector noroccidental de la Meseta de Somuncurá

MUESTRA	GRUPO A										GRUPO B																			
	B-SOM-2	B-SOM-3	B-SOM-4	LF-5	LS-6	LS-7	LS-8	LS-9	LS-10	CCH-11	CCH-12	SOM-19	SOM-21	SOM-22	SOM-31	SOM-20	SOM-23	SOM-24	SOM-25	SOM-27	SOM-28	SOM-29	SOM-32	SOM-34	SOM-W-35	SOM-W-37	SOM-W-38	SOM-W-39	SOM-W-40	
	Elementos mayoritarios (% en peso)																													
SiO <sub>2</sub>	55.58	55.13	55.50	55.98	54.42	54.06	54.66	54.49	53.72	56.15	55.53	55.82	53.09	52.82	53.79	47.72	48.86	46.63	49.88	47.49	47.27	48.31	48.67	48.25	49.01	47.30	47.39	48.60	50.01	
TiO <sub>2</sub>	2.00	2.02	1.95	2.06	2.44	2.64	2.09	2.58	2.59	2.15	2.17	2.52	1.41	1.63	1.62	3.11	2.71	3.57	2.76	3.64	3.57	3.04	2.95	3.23	2.93	2.81	2.67	2.77	2.86	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.48	15.20	15.20	15.45	14.63	14.90	14.88	14.89	14.80	15.20	14.99	14.95	15.70	14.96	15.20	16.10	17.40	16.53	17.32	16.60	16.33	16.75	17.49	16.93	17.36	16.99	17.30	17.14	17.26	
FeO	8.78	9.16	8.99	8.66	9.06	9.28	9.05	9.16	9.19	8.96	8.92	8.81	10.15	10.02	9.98	11.05	10.95	12.25	11.03	12.33	12.26	11.01	11.10	11.50	11.44	12.29	12.08	11.07	10.72	
MnO	0.12	0.13	0.12	0.11	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.14	0.14	0.15	0.15	0.17	0.16	0.17	0.16	0.18	0.17	0.15	0.17	0.15	0.17	0.17	0.17	0.17	
MgO	6.03	6.02	6.15	5.37	5.96	5.77	6.57	5.65	5.93	6.16	5.95	5.28	6.52	7.87	6.37	5.31	4.96	4.46	4.21	4.49	5.27	4.91	3.60	3.88	3.70	5.31	5.71	4.73	3.36	
CaO	7.21	7.03	7.19	6.84	6.64	6.93	7.07	6.73	7.32	6.84	6.82	6.73	8.19	7.71	7.71	9.41	7.09	7.46	7.20	7.53	7.59	7.04	7.43	8.37	7.46	7.55	7.79	8.29	6.67	
Na <sub>2</sub> O	3.78	3.70	3.73	3.98	3.96	3.87	3.66	3.81	3.79	3.78	3.68	3.93	3.44	3.76	3.44	3.97	3.44	3.82	3.54	3.51	4.54	4.62	4.12	4.10	4.65	3.59	3.70	4.66	4.66	
K <sub>2</sub> O	0.60	0.51	0.62	0.91	1.58	1.39	0.95	1.48	1.32	1.03	1.04	1.59	0.38	0.66	0.73	1.73	2.18	1.97	2.01	1.92	1.86	2.33	2.26	2.07	2.12	1.17	1.68	1.92	2.40	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.25	0.26	0.26	0.33	0.52	0.50	0.33	0.50	0.50	0.36	0.36	0.47	0.18	0.24	0.32	1.02	0.74	1.19	0.74	1.21	1.15	1.10	0.76	0.67	0.72	0.66	0.59	0.64	0.81	
LOI	0.01	0.07	0.31	DLD	DLD	DLD	DLD	0.02	0.08	0.12	DLD	0.31	0.29	0.46	0.62	0.35	0.70	DLD	0.73	0.62	0.08	1.06	0.89	1.53	0.35	DLD	0.42	0.65	0.53	
TOTAL	99.84	100.03	100.02	99.69	99.33	99.46	99.38	99.43	99.36	100.87	99.70	100.28	99.98	99.94	100.25	99.39	99.73	98.89	99.86	99.55	99.01	100.26	99.92	100.52	99.34	98.90	99.39	99.68	99.45	
Mg#	54.98	56.97	54.88	52.44	53.91	52.50	56.35	52.30	53.43	55.00	54.25	51.59	53.32	58.27	53.16	46.07	44.61	41.86	40.43	39.30	43.08	44.22	36.57	36.26	36.51	43.44	45.66	43.17	35.78	
Elementos traza (ppm)																														
Nb	11.00	11.50	11.20	15.00	34.00	32.40	16.20	33.80	31.50	18.70	18.50	31.70	5.90	10.60	18.40	31.60	64.30	65.00	60.00	63.70	60.90	70.30	54.50	61.50	64.40	51.20	45.40	61.10	76.50	
Zr	99.00	105.20	103.50	133.10	192.20	180.80	123.60	191.60	171.50	141.60	142.50	194.90	70.00	87.60	101.90	134.40	203.00	118.90	190.40	181.00	118.10	202.60	235.10	176.20	201.60	179.60	163.30	168.30	203.30	
Y	18.39	17.79	17.68	19.21	21.84	22.29	18.37	22.24	19.92	20.58	19.29	22.93	17.51	18.58	23.20	23.88	27.74	26.58	26.69	26.51	26.51	26.38	26.86	27.41	28.29	27.77	25.03	27.75	28.51	
Sr	424.90	408.80	422.50	468.30	661.60	684.10	486.40	673.70	679.20	515.00	504.00	626.10	411.40	429.30	404.80	1138.60	944.50	1282.20	954.60	1277.00	1288.00	1160.70	994.40	1060.40	951.40	849.40	907.50	930.50	1003.10	
Rb	14.30	9.00	14.90	23.60	42.60	32.70	22.00	39.90	30.50	26.40	25.50	44.40	8.20	15.00	16.10	31.80	53.20	58.90	53.80	53.20	52.70	73.90	52.90	55.80	59.20	32.30	44.50	53.80	67.80	
Ga	21.90	21.30	21.00	21.10	21.30	21.50	20.90	21.30	20.50	20.60	21.00	21.10	19.10	19.20	19.40	15.10	13.70	9.30	14.60	91.00	81.30	74.90	83.90	85.70	87.80	101.20	106.30	95.20	80.90	92.10
Zn	111.30	117.80	111.30	111.00	115.40	116.70	114.80	117.90	118.70	112.10	112.40	130.50	100.20	100.90	97.10	92.70	101.60	85.40	91.00	29.60	26.80	22.10	23.80	24.20	23.50	26.60	31.60	39.50	39.00	23.20
Cu	33.40	34.10	34.40	31.10	27.40	26.70	27.30	26.10	27.20	30.50	30.60	27.30	46.60	48.50	41.10	29.80	27.10	19.10	29.60	32.20	13.70	17.90	14.90	28.00	7.80	17.60	29.90	36.60	2.70	
Ni	142.10	172.90	158.50	119.00	113.90	109.80	134.40	104.80	118.90	81.30	126.30	122.60	150.30	181.30	174.10	68.30	27.10	12.30	23.20	91.00	68.30	74.90	83.90	85.70	87.80	101.20	106.30	95.20	80.90	92.10
Co	33.10	37.60	33.60	27.70	28.70	28.70	33.00	25.60	30.50	30.60	32.00	41.60	41.60	41.60	39.60	24.60	14.70	16.40	14.70	16.40	14.60	14.60	14.20	11.20	14.50	29.70	32.70	19.10	12.20	
Cr	252.70	272.40	236.10	159.80	160.10	149.90	538.80	276.20	560.70	502.50	331.70	444.30	177.40	206.00	269.70	1171.50	1139.70	1575.60	1333.60	1538.10	1592.30	1382.90	1136.90	1175.40	1281.70	984.30	985.60	1417.40	1524.20	
Se	20.40	20.60	18.90	18.10	17.50	18.70	21.40	18.10	18.70	18.60	18.10	20.20	21.90	23.00	25.40	26.00	21.20	22.90	21.20	21.60	21.80	21.50	21.10	21.40	25.60	25.80	24.00	27.20	18.80	
V	122.60	124.00	123.70	119.50	114.10	118.40	124.40	112.20	125.50	116.00	117.20	121.50	172.10	148.40	194.10	208.10	173.90	181.00	149.10	149.10	173.10	173.30	152.80	136.00	166.80	322.00	236.10	214.20	184.90	121.00
Ba	202.80	221.10	233.40	305.50	559.90	538.80	276.20	560.70	502.50	331.70	317.70	444.30	177.40	206.00	269.70	1171.50	1139.70	1575.60	1333.60	1538.10	1592.30	1382.90	1136.90	1175.40	1281.70	984.30	985.60	1417.40	1524.20	
Cs	0.26	0.16	0.23	0.22	0.49	0.29	0.35	0.52	0.29	0.41	0.31	0.66	0.13	0.21	0.23	0.16	0.25	0.68	0.39	0.29	0.29	0.66	0.39	0.43	0.41	0.51	0.56	0.44	0.49	
La	9.02	8.83	8.89	12.78	23.46	22.54	12.11	23.31	20.13	14.71	14.06	22.18	7.27	10.73	14.01	33.63	46.83	47.68	45.15	47.16	45.58	55.70	42.67	42.88	48.15	39.57	36.71	44.03	51.51	
Ce	23.35	19.15	19.47	27.24	47.60	45.02	30.84	52.43	41.91	35.98	29.70	51.17	16.37	23.24	27.83	72.48	91.06	100.51	87.86	92.47	88.70	109.93	85.26	83.94	91.85	85.50	71.82	83.29	100.14	
Pr	2.57	2.65	2.69	3.61	6.05	5.99	3.47	6.05	5.36	4.11	3.93	5.84	2.31	3.07	3.52	9.17	10.50	11.10	10.18	11.01	10.69	12.84	10.02	9.80	10.68	9.24	8.32	9.60	11.45	
Nd	12.52	11.87	11.99	15.77	25.86	25.24	16.13	26.77	23.20	18.71	17.12	25.87	9.93	13.11	14.90	38.12	43.52	47.15	41.88	45.61	43.81	51.54	41.16	40.33	43.63	39.31	34.38	39.09	46.86	
Sm	4.12	4.26	4.23	4.97	6.63	6.77	4.74	6.71	6.26	5.29	5.17	6.50	3.20	3.73	4.20	7.88	7.90	8.42	7.61	8.39	8.23	8.70	7.72	7.52	7.87	7.27	6.63	7.03	8.43	
Eu	1.59	1.63	1.62	1.74	2.24	2.30	1.71	2.27	2.16	1.82	1.82	2.16	1.16	1.31	1.43	2.77	2.54	3.00	2.48	2.96	2.86	2.82	2.82	2.53	2.51	2.38	2.19	2.31	2.71	
Gd	4.34	4.37	4.37	4.94	6.29	6.46	4.82	6.50	5.89	5.25	5.10	6.33	3.44	3.90	4.54	7.10	7.18	7.74	6.92	7.59	7.40	7.82	7.06	6.97	7.20	6.89	6.09	6.57	7.61	
Tb	0.64	0.65	0.64	0.73	0.86	0.89	0.69	0.89	0.81	0.74	0.73	0.86	0.53	0.60	0.72	0.92	0.95	0.96	0.92	0.98	0.94	0.97	0.93	0.94	0.94	0.92	0.83	0.88	1.00	
Dy	3.35	3.41	3.42	3.81	4.41	4.55	3.68	4.52	4.12	3.87	3.77	4.42	3.07	3.34	4.08	4.55	5.00	4.85	4.79	4.93	4.80	4.86	4.85	4.94	5.03	4.89	4.51	4.69	5.29	
Ho	0.62	0.62	0.63	0.69	0.78	0.79	0.66	0.79	0.72	0.71	0.67	0.79	0.60	0.65	0.81	0.84	0.95	0.90	0.92	0.91	0.90	0.92	0.91	0.93	0.95	0.95	0.85	0.91	1.00	
Er	1.51	1.48	1.52	1.64	1.82	1.86	1.54	1.84	1.65	1.69	1.61	1.88	1.56	1.64	2.00	2.09	2.47	2.28	2.39	2.30	2.27	2.30	2.33	2.43	2.47	2.42	2.24	2.40	2.59	
Yb	1.20	1.21	1.26	1.33	1.38	1.39	1.27	1.42	1.26	1.39	1.29	1																		

pendientes al grupo A pueden encontrarse en Asiain *et al.* (2017).

Coladas basálticas de plateau, equivalentes a la Formación Somuncurá, fueron estudiadas por Corbella (1984), Remesal (1984) y Remesal y Parica (1989), en diferentes sectores de la Meseta de Somuncurá, quienes las describen como rocas de textura afríca a levemente porfírica, intersertal, con cristales de olivino, augita titanífera, plagioclasa y ortopiroxeno, con una mesostasis vítrea y comportamiento geoquímico transicional entre alcalino y subalcalino. Características petrográficas y geoquímicas similares fueron observadas en las muestras correspondientes a las andesitas basálticas del grupo A estudiadas en esta contribución.

Las lavas del subgrupo A1 presentan las características petrográficas generales antes mencionadas del grupo A. Sin embargo, el desarrollo de coronas de reacción con olivino y clinopiroxeno en microfenocristales de ortopiroxeno del subgrupo A2, representa una característica textural que, hasta el momento, solo se había descrito en rocas correspondientes a efusiones lávicas más jóvenes. Texturas similares en cristales de ortopiroxeno fueron observados en basaltos y hawaitas de la unidad Vulcanitas Corona Chico (Remesal *et al.* 2001), en traquiandesitas de la Superunidad Quiñelaf, en el área del arroyo Ranquil Huao (Remesal *et al.* 2002), y en la Alta Sierra de Somún Curá (Remesal *et al.* 2016). Remesal *et al.* (2016) describen coronas de reacción en basaltos transicionales a alcalinos, en traquibasaltos y traquiandesitas basálticas de la Alta Sierra de Somún Curá, correspondientes a lavas *postplateau* de la Superunidad Quiñelaf; tales coronas son similares a las descritas en esta contribución para las muestras del subgrupo A2.

Aunque las unidades antes mencionadas se asemejan al subgrupo A2 en lo que respecta a la textura de los ortopiroxenos, las características *post-plateau* de las lavas Vulcanitas Corona Chico y de la Superunidad Quiñelaf, no coinciden con el subgrupo A2, equiparable con la Formación Somuncurá.

Por otro lado, con respecto a las características geoquímicas, Kay *et al.* (2007) describen el grupo plateau, equivalente a la Formación Somuncurá, como el evento volcánico de mayor extensión en la Meseta de Somuncurá, ocurrido durante el Oligoceno tardío-Mioceno temprano. En el

diagrama TAS (LeBas *et al.* 1986) (Fig. 5a) se observa que algunas muestras de *plateau* (Kay *et al.* 2007) coinciden con el campo de las andesitas basálticas, en el cual se agrupan las muestras del grupo A estudiadas en este trabajo. Asimismo, exhiben distribuciones de abundancias relativas de REE con valores de LREE enriquecidos entre 20 y 100 veces el valor del condrito de Sun y McDonough (1989), entre los patrones de OIB y EMORB, características semejantes a las muestras del grupo A (Fig. 6a). En el diagrama multielemental normalizado a EMORB (Sun y McDonough 1989) (Fig. 6b), tanto las muestras del grupo A como las muestras del grupo *plateau* de Kay *et al.* (2007) exhiben anomalías relativas positivas en Ba y Sr y similares relaciones de elementos alcalinos y alcalinotérreos con REE y HFSE (High Field Strength Elements). En este sentido, Kay *et al.* (2007) proponen que las altas concentraciones de Ba, Sr, Th y U en las lavas plateau podrían estar relacionadas a la incorporación de componentes de subducción a la fuente mantélica, producto de desintegración de la placa durante el ascenso del manto.

Por otro lado, Labudía *et al.* (2011) reconocen una andesita basáltica sobre el margen de la Meseta de Somuncurá, la cual presenta fenocristales de olivino en una pasta formada por plagioclasa, augita y olivino. En los diagramas de las figuras 5a-c y 6a, b, se observa que dicha muestra posee distribuciones de abundancias relativas de REE y elementos traza transicionales entre los patrones OIB y EMORB, diseño de pendiente negativa con relación  $La_N/Yb_N$  de 6,4 y anomalías relativas positivas en Ba y en Sr. Todas estas últimas características coinciden con las mencionadas para las andesitas basálticas del grupo A, documentadas en esta contribución.

Por las razones previamente referidas, se considera que las andesitas basálticas del grupo A, presentes principalmente en el sector noreste del área de estudio (Fig. 2), corresponden al evento principal y de mayor desarrollo de la Meseta de Somuncurá, equivalente a la Formación Somuncurá (Ardolino 1981) y al grupo plateau de Kay *et al.* (2007). Asimismo, las rocas muestreadas en el sector cercano al cerro Chato, anteriormente mapeadas como Vulcanitas Corona Chico (Remesal *et al.* 2001), corresponden al grupo A, y por lo tanto son atribuidas a la

Formación Somuncurá. Hacia el sur del sector noreste se identifica una colada (SOM20) con características atribuibles al grupo B, la cual se encuentra topográficamente por encima de las coladas del grupo A.

### Petrografía y geoquímica del grupo B

En la Hoja Geológica 4169 IV Maquinchao (Remesal *et al.* 2001), los traquibasaltos estudiados en el sector sur del área de trabajo (Fig. 2) están mapeados como basaltos olivínicos de la unidad Vulcanitas Corona Chico (Oligoceno-Mioceno-Plioceno), y como basaltos y traquibasaltos *post-meseta* del Complejo Volcánico Barril Niyeu (Oligoceno-Mioceno) (Remesal *et al.* 2012).

Las lavas del grupo B son correlacionables con el grupo *post-plateau* (Kay *et al.* 2007) del Mioceno temprano a medio, representado por basaltos alcalinos, traquibasaltos, mugaritas y hawaitas, que se diferencian de las lavas plateau por sus menores contenidos de  $SiO_2$  y  $MgO$  y su enriquecimiento en elementos incompatibles. Las características geoquímicas de los traquibasaltos del grupo B estudiados en esta contribución, coinciden también con las correspondientes al grupo *postplateau*, ya que ambos grupos exhiben una señal geoquímica similar a la de los basaltos OIB, con abundancias relativas de LREE mayores a 100 veces el valor del condrito, distribuciones de pendiente negativa con valores  $La_N/Yb_N$  de entre 10 y 19, y presencia de anomalía relativa positiva en Ba (Fig. 5a, 6c, d).

Rocas de características similares a las descritas para el grupo B fueron también estudiadas por Maro y Remesal (2012) en el cerro Corona, perteneciente al Complejo Volcánico Alta Sierra, y por Remesal *et al.* (2012) en el Complejo Volcánico Barril Niyeu, ambos complejos integrantes de la Superunidad Quiñelaf.

Por un lado, las similitudes entre los traquibasaltos del grupo B y las traquiandesitas basálticas del Cerro Corona es que estas últimas están enriquecidas en elementos incompatibles (con valores de hasta 100 veces el condrito), poseen características geoquímicas similares al patrón OIB y anomalías positivas en Ba y Sr, esta última de menor desarrollo; además de un ligero empobrecimiento en Zr, Th y U (Maro y Remesal 2012), (Fig. 5a, 6c, d). Por otra parte, los basaltos olivínicos y traquibasaltos del Complejo Volcánico Barril Niyeu presentan

valores de SiO<sub>2</sub> entre 47-50,6 % en peso, MgO entre 3,1-4,8 % en peso, #Mg entre 40 y 49 y enriquecimientos en elementos incompatibles de bajo potencial iónico, con anomalías relativas positiva de Ba y negativa en Th (Remesal *et al.* 2012).

En consecuencia, se considera que los traquibasaltos correspondientes al grupo B, que afloran principalmente en el sector sur del área de estudio, son correlacionables con las rocas del grupo *postplateau* de Kay *et al.* (2007) y, geoquímicamente equivalentes tanto a las Volcanitas Corona Chico como a las del Complejo Volcánico Barril Niyeu de la Superunidad Quiñelaf (Maro y Remesal 2012, Remesal *et al.* 2012). Asimismo, las rocas muestreadas en el sector sur (SOMW37 y SOMW38), anteriormente mapeadas como Formación Cerro Cortado (Remesal *et al.* 2001), corresponden al grupo B. En

síntesis, las lavas del grupo B representan un evento posterior al volcanismo principal que dio origen a la meseta basáltica.

## CONCLUSIONES

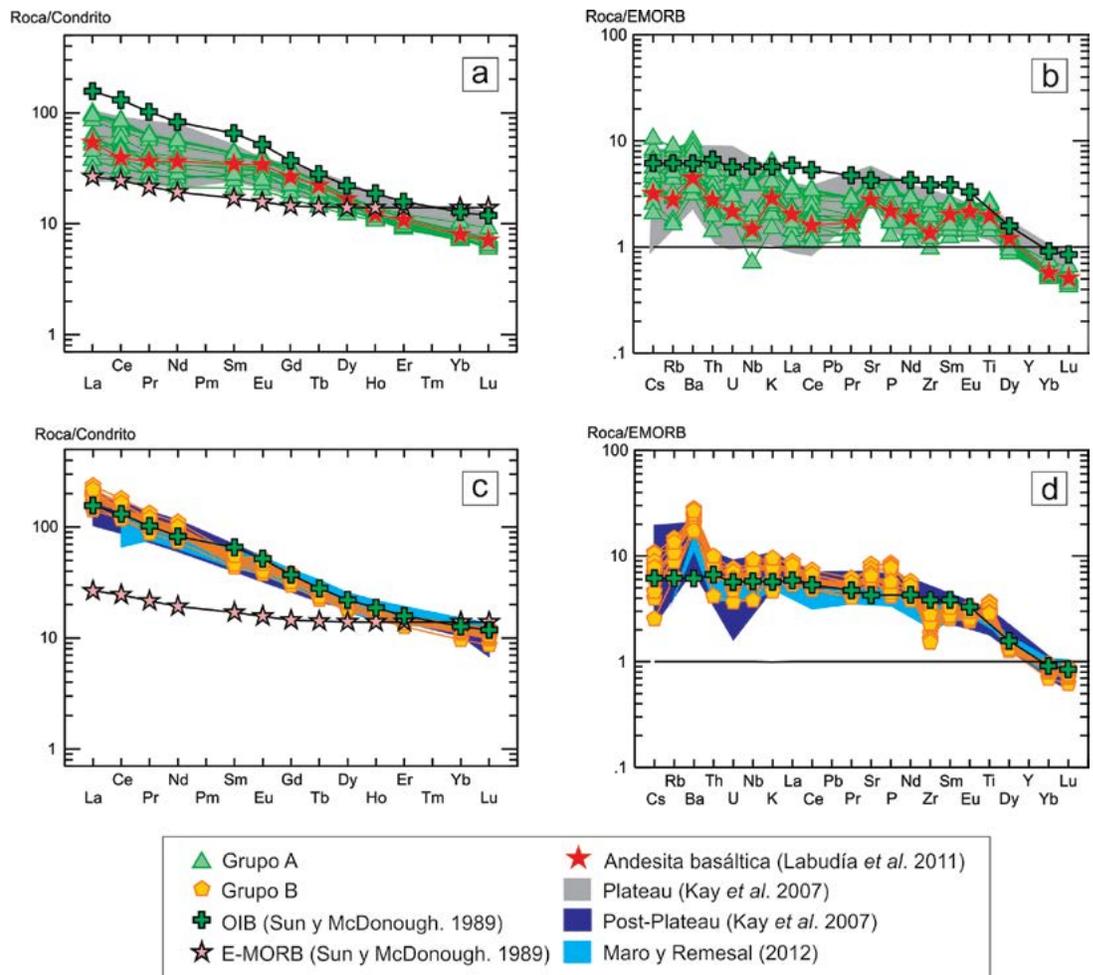
Las coladas lávicas del grupo A corresponden a andesitas basálticas, con características geoquímicas de elementos traza, transicionales entre basaltos alcalinos y subalcalinos. Presentan abundancias relativas de LREE enriquecidas respecto al condrito, con señal geoquímica entre los patrones OIB y EMORB. Un rasgo particular de algunas coladas del grupo A es la presencia de cristales de ortopiroxeno con desarrollo de una corona de clinopiroxeno y olivino por reacción con la pasta, lo que permite realizar la subdivisión entre el subgrupo A1 (ortopiroxeno sin corona de clinopiroxeno y olivino) y el subgru-

po A2 (ortopiroxeno con corona de clinopiroxeno y olivino). Esta subdivisión textural se corresponde, a su vez, con las variaciones geoquímicas dentro de este grupo; siendo el subgrupo A1 el de características subalcalinas y con señal geoquímica más cercana al patrón EMORB, mientras que el subgrupo A2 presenta características alcalinas y señal geoquímica más cercana al patrón OIB.

En base a las características petrográficas y geoquímicas, se considera que las andesitas basálticas del grupo A son equivalentes a la Formación Somuncurá y, por lo tanto, al grupo *plateau*.

Las coladas lávicas pertenecientes al grupo B, están representadas predominantemente por traquibasaltos alcalinos. Presentan abundancias relativas de LREE mayores a 100 veces el valor del condrito, su distribución muestra una tendencia de pendiente nega-

**Figura 6:** Diagramas de distribución de abundancias relativas de elementos traza incluidas las tierras raras (REE) para las rocas lávicas de los grupos A y B, comparadas con otras muestras de la Meseta de Sumuncurá estudiadas por otros autores. a) Diagrama de REE normalizados a condrito C1 de Sun y McDonough (1989), para las rocas del grupo A comparadas con muestras del grupo *plateau* de Kay *et al.* (2007) y con Labudía *et al.* (2011); b) Diagrama de elementos traza normalizados a EMORB de Sun y McDonough (1989), para las rocas del grupo A comparadas con muestras del grupo *plateau* de Kay *et al.* (2007) y con Labudía *et al.* (2011); c) Diagrama de REE normalizados a condrito C1 de Sun y McDonough (1989), para las rocas del grupo B comparadas con muestras de grupo *post-plateau* de Kay *et al.* (2007) y con muestras de Maro y Remesal (2012); d) Diagrama de elementos traza normalizados a EMORB de Sun y McDonough (1989), para las rocas del grupo B comparadas con muestras de grupo *post-plateau* de Kay *et al.* (2007) y con muestras de Maro y Remesal (2012).



tiva, y signatura geoquímica comparable al patrón OIB.

De acuerdo a las características petrográficas y geoquímicas de los traquibasaltos del grupo B, se propone que estas rocas representan un estadio posterior al volcanismo principal de la meseta, y serían equivalentes al grupo *postplateau*, a las Volcanitas Corona Chico y a la Superunidad Quiñelaf.

## AGRADECIMIENTOS

Este trabajo fue financiado con fondos otorgados al Dr. E. Bjerg por la SGCyT-UNS, proyecto 24/H131 y por el CONICET, proyecto PIP 112-201101-00285. Los autores agradecen las revisiones de la Dra. Guadalupe Maro y del revisor anónimo, por sus valiosas sugerencias y comentarios, que permitieron enriquecer esta contribución.

## TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Ardolino, A.A. 1981. El vulcanismo cenozoico del borde suroriental de la Meseta de Somuncurá, provincia del Chubut. 8º Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 7-23, San Luis.
- Ardolino, A.A. 1987. Descripción geológica de la Hoja 42f, Sierra de Apas, provincia de Chubut. Dirección Nacional de Minería y Geología Boletín 203, 91 p., Buenos Aires.
- Ardolino, A. y Franchi, M. 1993. El vulcanismo Cenozoico de la Meseta Somún Curá, Río Negro y Chubut. 12º Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 225-235, Mendoza.
- Ardolino, A.A., Busteros, A., Cucchi, R., Franchi, M., Lema, H. y Remesal, M. 1995. Cuerpos alcalinos básicos paleógenos del sur de Somún Curá (Argentina) y su marco estratigráfico. Ameghiniana, Asociación Paleontológica Argentina, Publicación Especial 3: 7-22.
- Ardolino, A., Franchi, M., Remesal, M. y Salani, F. 1999. El vulcanismo de la Patagonia extraandina. En: Caminos, R. (Ed.) Geología Argentina. SEGEMAR, Anales 29, 576-612.
- Asiain, L., Gargiulo M.F., Reitinger, J., Ntaflou, Th., Bjerg, E.A. 2016. Petrografía y geoquímica de basanitas del sector oeste de la Meseta de Somuncurá, provincia de Río Negro. Acta Geológica Lilloana, 28: 21-27.
- Asiain, L., Gargiulo M.F., Bjerg, E.A. 2017. Geoquímica de los basaltos del sector noroccidental de la Meseta de Somuncurá, Provincia de Río Negro. 20º Congreso Geológico Argentino, Tucumán.
- Bertels, A. 1969. Estratigrafía del límite Cretácico-Terciario en Patagonia septentrional. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 24: 41-54.
- Coira, B. 1979. Descripción geológica de la Hoja 40d, Ingeniero Jacobacci, provincia de Río Negro. Servicio Geológico Nacional, Boletín 168: 1-94, Buenos Aires.
- Coira, B., Franchi, M. y Nullo, F.E. 1985. Vulcanismo terciario al oeste de Somuncurá y su relación con el arco magmático de la Cordillera Nordpatagónica, Argentina. 4º Congreso Geológico Chileno, Actas 4: 68-88, Antofagasta.
- Corbella, H. 1974. Contribución al conocimiento geológico de la Alta Sierra del Somuncurá, Macizo Nordpatagónico, provincia de Río Negro (República Argentina). Revista de la Asociación Geológica Argentina 30: 110-111.
- Corbella, H. 1984. El vulcanismo de la Altiplanicie del Somuncurá. 9º Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 267-300, Buenos Aires.
- Corbella, H. 1989. Sierra de Queupunyeu, north extrandean Patagonia, Río Negro: the chemistry of the alkaline volcanic units. Revista de la Asociación Geológica Argentina 44: 111-126.
- Cortelezzi, C.R. y Dirac, M. 1969. Edad de los basaltos de Neuquén y La Pampa. 4 Jornadas Geológicas Argentinas, Actas 2: 95-100, Mendoza.
- Cucchi, R., Busteros, A. y Lema, H. 1999. Hoja Geológica 4169-II, Los Menucos, Provincia de Río Negro. Instituto de Geología y Recursos Minerales. Servicio Geológico Minero Argentino (inédito).
- Franchi, M., Ardolino, A. y Remesal, M. 2001. Hoja Geológica 4166-III, Cona Niyeu. Provincia de Río Negro: Buenos Aires, Argentina, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín N° 262, 1-114, Buenos Aires.
- Groeber, P. 1929. Líneas fundamentales en la geología del Neuquén, Sur de Mendoza y regiones adyacentes. Dirección General De Minas, Publicación 58, Buenos Aires.
- Kay, S., Ardolino, A.A., Cortés, J.M., Franchi, M. y Ramos, V.A. 1990. Tectonic and geochemical significance of Tertiary Patagonian basalts (40º 50º S) Argentina. International Symposium on Andean Geodynamics, France.
- Kay, S.M., Ardolino, A.A., Franchi, M. y Ramos, V.A. 1993. Origen de la meseta de Somún Curá: distribución y geoquímica de sus rocas volcánicas máficas. 12º Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 236-248, Mendoza.
- Kay, S.M., Gorrington, M.L. y Ramos, V.A. 2004. Magmatic sources, setting and causes of Eocene to Recent Patagonian plateau magmatism (36ºS to 52ºS latitude). Revista de la Asociación Geológica Argentina 59: 556-568.
- Kay, S.M., Ardolino, A.A., Gorrington, M.L. y Ramos, V.A. 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.
- Labudía, C. H. y Bjerg, E. A. 1994. Geología del sector oriental de la Hoja Bajo Hondo, provincia de Río Negro. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 49 (3-4): 284-296. Buenos Aires.
- Labudía, C.H., Bjerg, E.A. y Ntaflou, Th. 2011. Nuevas dataciones del vulcanismo del noroeste de la Meseta de Somuncurá, Argentina. 18º Congreso Geológico Argentino, Simposio Evolución tectono-magmática cenozoica del Macizo Norpatagónico. Actas: 356-357, Neuquén.
- Le Bas, M.J., Le Maitre R.W., Streckeisen, A.L. y Zanettin, B. 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. Journal of Petrology 27: 745-750.
- Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., Zanettin, B., Le Bas, M.J., Bonin, B., Bateman, P., Bellieni, G., Dudek, A., Efremova, S., Keller, J., Lameyre, J., Sabine, P.A., Schmid, R., Sørensen, H. y Woolley, A.R. 2002. Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms. Cambridge University Press, 236p., Cambridge.
- 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: 142-151.
- Middlemost, E.A.K. 1975. The basalt clan. Earth Science Review 11: 337-364.
- Núñez, E., Bachmann, E.W., Ravazzoli, I., Britos, A., Franchi, M., Lizuain, A. y Sepúlveda, E. 1975. Rasgos geológicos del sector oriental del Macizo de Somuncurá, provincia de Río Negro, República Argentina. 2º Congreso Iberoamericano de Geología Económica, Actas 4: 247-266. Buenos Aires.
- Nullo, F. 1978. Descripción geológica de la Hoja 41d, Lipetrén, provincia de Río Negro. Servicio Geológico Nacional. Boletín 158, 1-88, Buenos Aires.
- Pearce, J.A. 1996. A user's guide to basalt discrimination diagrams. Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks: Applications for Massive Sulphide Exploration. Geological Association of Canada, Short Course Notes 12: 79-113.
- Remesal, M.B. 1984. Las rocas volcánicas del sector oriental de la meseta de Somuncurá, provincia de Río Negro. 9º Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 614-628, Río Negro.

- Remesal, M. 1988. Geología y petrología de los basaltos de la Meseta de Somuncurá. Tesis doctoral. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires (Inédito), 211p., Buenos Aires.
- Remesal, M.B. y Parica, C.A. 1989. Caracterización geoquímica e isotópica de basaltos del sector noreste de la Meseta de Somuncurá. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 44: 353-363.
- Remesal, M.B., Salani, F.M., Franchi, M. y Ardolino, A.A. 2001. Hoja Geológica N° 4169-IV Maquinchao. Provincia de Río Negro: Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico y Minero Argentino, Boletín 372: 1-79, Buenos Aires.
- Remesal, M.B., Mendez, M.J. y Gagliardo, M. 2002. Petrología de la secuencia volcánica cenozoica en el área del arroyo Ranquil huao: Meseta de Somun Cura, Patagonia Extraandina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 57: 260-270.
- Remesal, M.B., Salani, F. M. y Ceredo, M.E. 2012. Petrología del complejo volcánico Barril Niyeu (Mioceno inferior), Patagonia Argentina. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 29: 463-477.
- Remesal, M.B., Ceredo, M.E., Cordonond, P.D. y Salani, F.M. 2016. Low-Ca piroxene reaction coronas in the basalts of Alta Sierra de Somún Curá Volcanic Complex. North Patagonia. *Acta geológica Lilloana* 28: 287-292.
- Rickwood, P.C. 1989. Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements. *Lithos* 22: 247-263.
- Simpson, G.G. 1941. The Eogene of Patagonia. *American Museum Novitates* 1120: 1-15.
- 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.
- Streckeisen, A.L. 1978. Classification and nomenclature of volcanic rocks lamprophytes, carbonatites and melilitic rocks. IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. *Neues Jahrbuch für Mineralogie Abhandlungen* 141: 1-14.
- Sun, S. y McDonough, W.F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts; implications for mantle composition and processes. *Geological Society, Special Publications* 42: 313-345, London.
- Winchester J.A. y Floyd P.A. 1976. Geochemical magma type discrimination; Application to altered and metamorphosed basic igneous rocks. *Earth and Planetary Science* 28: 459-169.
- Yllañez, E. y Lema, H. 1979. Estructuras anulares y geología del noreste de Telsen (prov. del Chubut). 7° Congreso Geológico Argentino, Actas I: 445-454, Neuquén.

Recibido: 13 de octubre, 2016

Aceptado: 1 de agosto, 2017