

GEOLOGÍA Y GEOQUÍMICA DE LOS CUERPOS BÁSICOS ALCALINOS AL SUR DE LOS LAGOS MUSTERS Y COLHUÉ HUAPÍ, CUENCA DEL GOLFO SAN JORGE, CHUBUT

Nilda D. MENEGATTI¹, Gabriela I. MASSAFERRO², María I. FERNÁNDEZ¹ y Raúl E. GIACOSA³

¹Departamento de Geología, Universidad Nacional de la Patagonia San Juan Bosco, Comodoro Rivadavia. E-mail: nildam@unpata.edu.ar

²Departamento de Geología, Universidad Nacional de la Patagonia San Juan Bosco, Puerto Madryn. E-mail: gim@cenpat.edu.ar

³SEGEMAR-Universidad Nacional de Río Negro, General Roca. E-mail: giacosaraul@gmail.com

RESUMEN

En la región de los lagos Colhué Huapí y Musters, situada en la sierra de San Bernardo en el centro sur de la provincia del Chubut, afloran cuerpos ígneos básicos de carácter alcalino con estructuras de *stocks*, *sills*, lopolitos y diques, con edades comprendidas entre el Eoceno y Pleistoceno. En este trabajo, se presentan los resultados obtenidos del estudio efectuado en los cerros Negro, Cresta-Puricelli, Guacho, Solo, San Bernardo, Cresta-Trompeta y Los Leones-Tumba del Indio, todos ellos localizados al sur de la localidad de Sarmiento. La litología identificada corresponde a gabro, monzogabro nefelínico, sienita nefelínica, basalto y basanita, siendo el gabro la variedad predominante. De acuerdo a la forma, el tamaño, los gradientes texturales y la presencia de zeolitas que presentan los cuerpos intrusivos, se considera que éstos se emplazaron en niveles corticales altos (<1 km). La mayoría de las rocas analizadas son básicas con un porcentaje de SiO₂ entre 44 y 48 %, y se caracterizan por el alto contenido en Fe₂O₃ (10,66-14,67 %), TiO₂ (1,23-3,37 %) y álcalis (3,35-5,91 %). Los diagramas normalizados tienen el diseño típico de basaltos alcalinos de intraplaca, compatibles con una fuente de tipo OIB enriquecida en elementos incompatibles, con residuo granatífero en la fuente y ausencia de contaminación con la placa subducida o cortical. La pendiente pronunciada de la curva normalizada de REE (La/Yb = 10,2-22,4) señala relativamente bajos grados de fusión parcial. A partir del análisis estructural se plantea un ambiente extensional para el emplazamiento de estos cuerpos que es coherente con lo que indican las características geoquímicas.

Palabras clave: *Intrusivos alcalinos, básicos, Patagonia, magmatismo cenozoico*

ABSTRACT

Geology and geochemistry of alkaline basic bodies from south of Colhué Huapí and Musters lakes, Gulf of San Jorge Basin, Chubut

In the region of Colhué Huapí and Musters lakes, south central province of Chubut, crop out Eocene-Pleistocene igneous alkaline basic bodies which corresponds to stocks, sills, lopoliths and dikes structures. In this paper, we present the results of the survey conducted in the Cerros Negro, Cresta-Puricelli, Guacho, Solo, San Bernardo, Cresta-Leones-Trompeta and Tumba del Indio, located south of Sarmiento town. Lithological and textural varieties allowed to classify the rocks as gabbro, nepheline monzogabbro, nepheline syenite, basalt and basanite, being gabbro the predominant variety. On the basis of their shape and size, the presence of textural gradients and zeolites among others, the outcrops studied were characterized as intrusives bodies emplaced at high crustal levels (< 1 km). Most of the analyzed samples are basic with a SiO₂ content between 44 % and 48 %. They are characterized by the high Fe₂O₃ (10.66-14.67 %), TiO₂ (1.23-3.37) and alkalis (3.35-5.91 %) content. The patterns of the normalized diagrams are typical of intraplate alkaline basalts compatible with an OIB type with garnet present source without subducted plate or crustal contamination. The steep slope of the normalized REE (La/Yb = 10.2-22.4) points out relatively low degrees of partial melting. An extensional environment for the emplacement of these bodies is suggested by the structural analysis which is coherent with the geochemical characteristics.

Keywords: *Alkaline intrusives, basic, Patagonia, cenozoic magmatism*

INTRODUCCIÓN

En la región patagónica extra-andina de las provincias de Chubut y Santa Cruz, afloran numerosos cuerpos ígneos con edades desde el Eoceno al Pleistoceno, cuya mineralogía y quimismo indican una composición básica alcalina. Los aflora-

mientos de rocas extrusivas corresponden a coladas y *plateau* basálticos que cubren una extensa superficie, en tanto que los cuerpos intrusivos son de reducidas dimensiones (< 10 km²) y poseen estructuras de *stocks*, *sills*, lopolitos y diques.

Este estudio es parte de un proyecto de investigación que involucra a los aflora-

mientos de rocas intrusivas básicas alcalinas situados en la sierra de San Bernardo y zonas aledañas, al sur de los lagos Colhué Huapí y Musters, en el centro-sur de la provincia de Chubut. En esta primera etapa se presentan los resultados obtenidos del relevamiento efectuado en los cerros Negro, Cresta-Puricelli, Guacho, So-

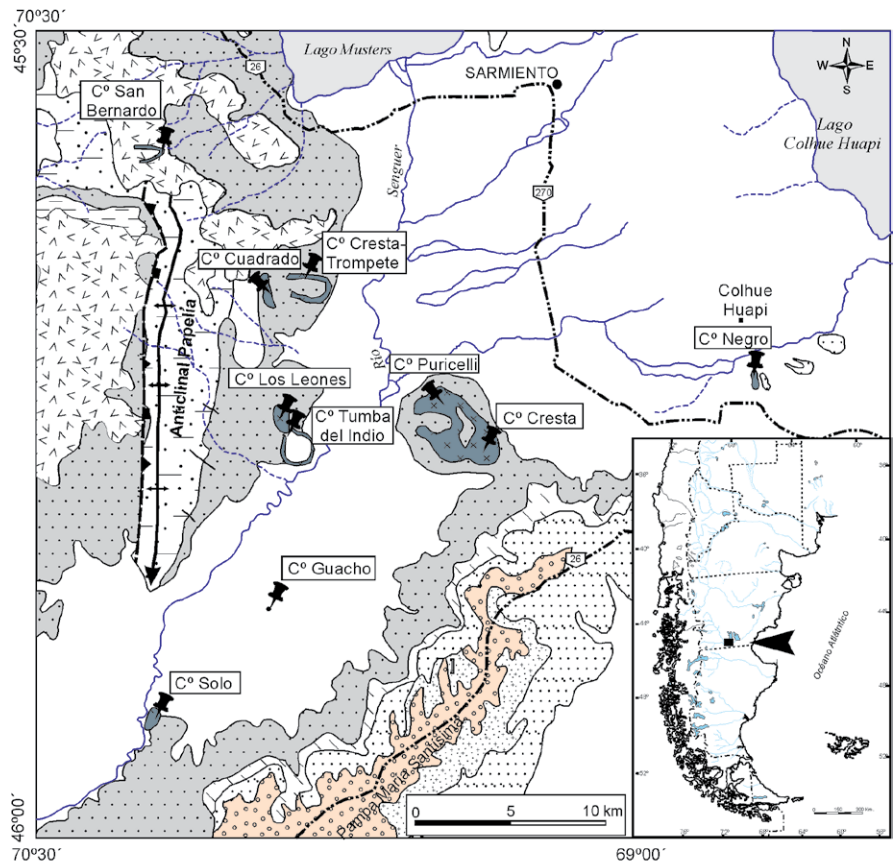
lo, San Bernardo, Cresta-Trompete y Los Leones-Tumba del Indio localizados al sur de la localidad de Sarmiento (Fig. 1).

Antecedentes

El estudio de rocas basálticas de la región ha sido motivo de numerosas investigaciones (Kay *et al.* 2004, D’Orazio *et al.* 2004, Bruni *et al.* 2008, Haller *et al.* 2009), entre las más recientes, en tanto que los referidos a las rocas intrusivas son escasos. Las primeras menciones fueron realizadas por Ameghino y Stappenbeck (en Mortola 1923) quienes denominaron a estas rocas en su conjunto como “gabbros” y les asignaron una posición estratigráfica entre las capas con *Pyrotherium* y las capas con *Colpodon* (Oligoceno). Keidel, en sus trabajos de los años 1917 a 1919 prefirió denominarlas “rocas efusivas básicas” en forma amplia, observando que el período de efusión correspondiente abarcaba desde el Terciario hasta el Cuaternario. Correspondió a Mortola (1923) realizar la descripción petrográfica detallada de las muestras tomadas por Keidel (1917-19), destacando su carácter alcalino.

Feruglio (1949) aporta datos respecto a las relaciones de campo y a la morfología de los afloramientos. Teruggi (1964) define la “Provincia Petrográfica Sarmiento” para describir este evento intrusivo-efusivo básico alcalino de Chubut y norte de Santa Cruz. Ferello (1969) separa las fases efusivas de las intrusivas terciarias asignándole a éstas una edad posteoceano-prepatagониense, en el primer intento de organización cronológica de las rocas básicas del sur de Chubut. Luego se suceden los trabajos de Fernández Gianotti (1969), Viviers (1970), González (1971), Vilela (1971) y Beros (1982) que aportan datos sobre la geología y petrografía.

Los primeros análisis de elementos químicos mayoritarios fueron dados a conocer por Villar y Pezzutti (1976), Pezzutti y Villar (1978), Alric (1994) y Vietto (2000a). Schörken (1996) y Bruni (2004) agregan nuevos datos de análisis químicos de rocas provenientes del cerro Los Leones-Tumba del Indio. Bitschene *et al.* (1991) realizan los primeros análisis de microsonda sobre distintas especies mi-



Referencias

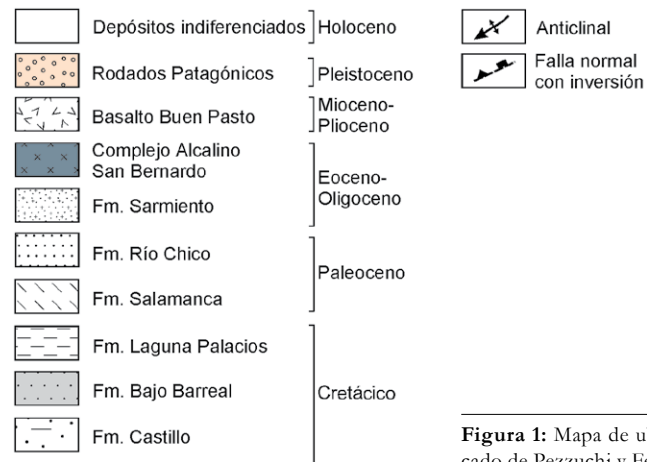


Figura 1: Mapa de ubicación y geológico modificado de Pezzuchi y Fernández (2001).

nerales de muestras pertenecientes a los cerros Los Leones, Trompete y Puricelli. Vietto (2000b) realiza la descripción petrográfica de las muestras correspondientes al ámbito que abarca la Hoja Geológica Escalante (Sciutto *et al.* 2008). Pezzuchi y Fernández (2001) proponen el nombre de “Complejo Alcalino San Bernardo” para los cuerpos intrusivos básicos alcalinos que afloran al sur y al oeste del lago Musters en el ámbito de la Hoja Geológica

Sarmiento. Menegatti *et al.* (2013) dan a conocer nuevos resultados sobre la base del estudio petrográfico y geoquímico de los cuerpos intrusivos ubicados al sur de Sarmiento.

En cuanto a la edad de estos afloramientos, se han realizado dataciones casi exclusivamente sobre rocas volcánicas que permiten acotar el período de actividad magmática. Para la zona ubicada al sur del lago Colhué Huapí, Marshall *et al.* (1986)

obtuvieron edades K/Ar entre 21 y 35 Ma en rocas basálticas. Linares y González (1990) dataron basaltos por el método K/Ar dentro del ámbito de la Hoja Geológica Escalante (Sciutto *et al.* 2008). Los valores abarcan el lapso de 46 ± 3 a $3 \pm 0,5$ Ma. Bruni (2004) dató rocas volcánicas por el método K/Ar en la región cuyos valores varían de 34/36 (Eoceno tardío) a 1,46 Ma (Pleistoceno). Haller *et al.* (2009) dataron basaltos provenientes de coladas ubicadas al norte del Lago Colhué Huapi que arrojaron edades de 2,69 y 2,89 Ma (K/Ar). En resumen, el período eruptivo de las rocas básicas alcalinas del sector en estudio y sus correlativas abarcaría desde el Eoceno hasta el Pleistoceno.

Las rocas investigadas en este trabajo se correlacionan con la Formación El Canquel, miembro Lacoste (Lema y Cortés 1987) en la Meseta de Canquel donde Linares y González (1990) obtuvieron edades entre 51 y 9 Ma. Más al norte se correlaciona con la Formación El Buitre (Ardolino y Franchi 1993) y con las rocas básicas de la Sierra de los Chacays (Corbella 1989) que fueron datadas en 31 Ma (Corbella y Linares 1977) y 29 Ma (Kay *et al.* 2007). En Santa Cruz se correlaciona con la teschenita Jainemini de 46 Ma (Busteros y Lapidó 1983), con los cuerpos básicos de la Formación Chapalala (De Giusto *et al.* 1980) y con essexitas del río Carbón (Riccardi 1971) datadas en 46 y 35 Ma. Al oeste, en Coyhaique, se correlacionan con el Gabro Bandurrias, con edades de 27 y 29 Ma (Suárez y de la Cruz 2001). Cabe aclarar que en la literatura se encuentra el término “teschenita” para referirse a los gabroides ricos en álcalis (gabro o monzogabro foidíferos).

MARCO GEOTECTÓNICO

Durante el Jurásico, el extremo sur de Sudamérica fue sometido a esfuerzos distensivos relacionados con el desmembramiento de Gondwana, la posterior apertura del océano Atlántico y la implantación de la subducción en el margen pacífico. Como resultado de esto se generaron hemigrabens y grabens de orientación NNO (Uliana *et al.* 1985).

La sierra de San Bernardo es parte de la cuenca del Golfo San Jorge y constituye uno de estos depocentros controlados por fallas normales (Fitzgerald *et al.* 1990). Durante el Neógeno, la cuenca es afectada por un régimen de inversión tectónica por los esfuerzos compresivos relacionados con el levantamiento de los Andes, dando lugar a la formación de fallas inversas y anticlinales de rumbo N-S como los que caracterizan la faja plegada de San Bernardo. Chelotti *et al.* (1996) verifican la asociación de los cuerpos intrusivos básicos alcalinos de la Formación Chapalala con fallas normales profundas asociadas al desarrollo de la cuenca del Golfo San Jorge que habrían permitido el ascenso de magmas primitivos sin contaminación.

El Cenozoico de la región patagónica extraandina está caracterizado por un intenso magmatismo básico. Su origen es asignado a diferentes causas en función de la configuración de las placas tectónicas en las distintas latitudes. Al sur de los 46°S el volcanismo es atribuido por diversos autores a la presencia de una ventana astenosférica producida cuando la dorsal es subductada por debajo del margen activo chileno (Ramos y Kay 1992, Gorring *et al.* 1997, Kilian y Behrmann 1997, D’Orazio *et al.* 2000, 2001, 2005 entre otros). Al norte de la ventana astenosférica, el mecanismo generador del volcanismo es aún materia de debate. Por ejemplo para la Meseta de Somuncura, Kay *et al.* (1993, 2007) proponen la existencia de una anomalía térmica asociada a un *hot spot* transitorio relacionada con una reorganización de las placas durante el Oligoceno, mientras que Muñoz *et al.* (2000) y de Ignacio *et al.* (2001) lo relacionan a un *slab roll back* también producido por cambios en la configuración de las placas para la misma época: aumento en la velocidad de convergencia (Cande y Leslie 1986, Pardo Casas y Molnar 1987) y disminución en el ángulo de convergencia (Cande y Leslie 1986). Hipótesis más recientes invocan un proceso de delaminación cortical (Remesal *et al.* 2012), en tanto que Aragón *et al.* (2011, 2013) argumentan la colisión de la dorsal paleógena de Farallon-Aluk con Sudamérica y su evolución a un margen

transformante con el desprendimiento y hundimiento de la placa Aluk y el desarrollo de una gran ventana astenosférica con la consiguiente migración del arco hacia el interior, a lo largo de unos 30 Ma.

GEOLOGÍA REGIONAL

Las rocas estudiadas afloran en la sierra de San Bernardo y sectores de transición, donde las unidades más antiguas pertenecen al Grupo Chubut que corresponde a la fase de relleno de *sag* del *rift* de la cuenca del Golfo de San Jorge. Constituyen depósitos piroclásticos y sedimentarios fluviales y deltaicos de edad cretácica superior. Por encima y en relación de no concordancia, se depositan las sedimentitas marinas paleocenas de la Formación Salamanca que representan la primera transgresión marina atlántica del Cenozoico. Transicionalmente estos depósitos pasan a un ambiente continental representados por la Formación Río Chico (Paleoceno superior) y a la Formación Sarmiento (Eoceno-Oligoceno). Estas rocas son atravesadas por diques y filones capa de composición básica alcalina, denominadas Complejo Alcalino San Bernardo (Pezzuchi y Fernández 2001).

En el Oligoceno se inicia la efusión de basaltos -de igual composición química que los cuerpos intrusivos- que continúa hasta el Pleistoceno, los cuales reciben diferentes nombres formacionales según la edad. La Formación Patagonia representa una nueva ingresión del mar a la cuenca durante el lapso Oligoceno-Mioceno. El Neógeno culmina con sedimentitas fluviales miocenas de la Formación Santa Cruz, cuyos depósitos están relacionados a la fase neógena de levantamiento de los Andes. Finalmente la región se caracteriza por extensas mesetas de rodados de origen glacial del Plioceno-Pleistoceno, vinculados a la fusión de los hielos patagónicos.

GEOLOGÍA DEL ÁREA ESTUDIADA

Las rocas estudiadas se encuentran situadas dentro de la cuenca del Golfo San

Jorge, en la zona limítrofe entre dos dominios estructurales. Algunos de ellos como San Bernardo, Cresta-Trompete y Los Leones-Tumba del Indio, están en el borde oriental de la faja plegada de San Bernardo (FPSB) (Fig. 1), en tanto que Cresta-Puricelli, Negro, Guacho y Solo -ubicados al este del río Senguerr- se sitúan en una zona de transición caracterizada por hemigrabenes de rumbo ONO (ZM, zona marginal de la faja plegada de San Bernardo *sensu* Chelotti y Homoc 1998). En esta faja plegada, los cuerpos intruyen rocas del Cretácico superior, especialmente la Formación Bajo Barreal, en tanto que hacia el este en la zona marginal de la faja lo hacen en términos más jóvenes que incluyen las rocas pre-patagonianas (Ferello 1969).

En la faja plegada de San Bernardo los intrusivos Cresta-Trompete y Los Leones-Tumba del Indio se ubican en el sector más oriental del anticlinal de Papealía, un anticlinal por inversión tectónica de fallas normales mesozoicas de rumbo N e inclinación al E (Fig. 1). Al igual que otros pliegues de la faja plegada, se trata de un anticlinal asimétrico que buza al sur, con un perfil de pliegue cajón (Perni *et al.* 1995).

Los afloramientos relevados poseen reducidas dimensiones y alturas sobre el nivel del mar que no superan los 1.100 metros. Se reconocen fácilmente en el terreno por su color castaño oscuro y porque sobresalen en el relieve a modo de crestas o cúpulas.

Las variedades litológicas encontradas corresponden a gabro, monzogabro nefelínico, sienita nefelínica, basalto y basanita, todas con mineralogía y quimismo que indican composiciones básicas y alcalinas. Afloramientos de rocas basálticas coronan algunos cerros y también se encuentran como diques de rumbo variable que intruyen al gabro y a la roca de caja.

Cerro Negro

El cerro Negro es un *stock* que asemeja a una cúpula convexa con diaclasamiento concéntrico producido por enfriamiento (Figs. 2a, 2b). La roca que predomina es un gabro de grano medio a fino que está

atravesado por venas aplíticas leucocráticas de 1 a 3 cm de ancho en contacto neto; también se reconocieron diferenciados pegmatoides. Las variaciones de gabro de grano fino suelen contener nódulos de zeolitas menores a 4 cm de diámetro las cuales son más frecuentes hacia la zona de borde. En menor proporción, se identificó un diferenciado de grano más grueso que corresponde a un monzogabro cuyo contacto con el gabro varía de neto (Fig. 2c) a gradual, lo cual sugiere al menos dos pulsos de esta última facies, una cuando aún el gabro no se encontraba totalmente cristalizado (gradual) y otra posterior, en algunos casos a favor de fracturas (neto). La frecuencia del diaclasamiento es mayor en el gabro que en el monzogabro, con un espaciado de 5 a 10 cm; se observaron dos juegos de diaclasas, uno con rumbo E e inclinación vertical a subvertical y el otro con rumbo NNO y buzamiento 45°O. Hacia el extremo E-NE del cerro afloran areniscas tobáceas pertenecientes a la Formación Río Chico (Paleoceno superior) que constituye la roca de caja. La zona de contacto está cubierta pero se aprecia una coloración amarillo rojiza y material deleznable producto del efecto térmico del intrusivo.

Cerros Cresta y Puricelli

A unos 20 km hacia el E-SE del cerro Negro se encuentran los cerros Bayo, Cresta y Puricelli, que en conjunto conforman un elemento positivo de morfología circular. El cerro Bayo está constituido por rocas de la Formación Bajo Barreal (Cretácico Superior), las que a su vez forman la caja de las rocas ígneas que afloran en los cerros Cresta y Puricelli.

Al cerro Cresta lo componen rocas intrusivas que muestran una estructura de dique en herradura con un recorrido casi continuo de aproximadamente 5,5 km. La litología es semejante a la descrita para el cerro Negro (gabro, monzogabro), con iguales variaciones en cuanto al tamaño de grano, presencia de venas aplíticas, diferenciados pegmatoides y nódulos de zeolitas. La mayor parte del contacto con la roca de caja está cubierto por derrubios, sin embargo en algunos rodados

se observó el desarrollo de una aureola de metamorfismo de contacto de escasos centímetros de color negro a verde oscuro. Presenta dos juegos de diaclasas: uno rumbo S27°O y buzamiento vertical y el otro horizontal.

En la zona del cerro Puricelli, afloran diques de gabro de grano muy fino con rumbo NO cuyos afloramientos cubren un recorrido discontinuo de ≈ 2 km. En la cumbre, aflora una colada de basalto que hacia la base presenta escasas vesículas circulares (< 5 mm) rellenas por zeolitas, en tanto que hacia el techo se hacen más numerosas. El rumbo predominante en las diaclasas es NO, Bz 60°NE y NE, Bz 40°SE, con algunos planos rellenos de venas de calcita de 2 mm de potencia.

Cerros Guacho y Solo

Ambos cerros corresponden a *stocks* de reducidas dimensiones (el Guacho de 0,5 x 0,5 km y el Solo de 1,8 x 1,5 km). Se caracterizan por presentar una litología homogénea que corresponde a un gabro de grano muy fino de color gris. En cuanto al tamaño de grano es algo mayor hacia el centro del afloramiento y disminuye hacia la parte externa. Se observaron dos juegos de diaclasas: N15°E, Bz 30°O y S75°E, Bz 70°N. La frecuencia del diaclasamiento es mayor en cerro Solo, donde las diaclasas producen fragmentación de la roca con estructura en bloques. Se interpreta a estos cerros como los conductos de emisión de lavas basálticas ahora descubiertos por la erosión.

Cerro San Bernardo

En este cerro, se reconoce un *sill* con un espesor de unos 200 m que presenta disyunción columnar. Villar y Pezzutti (1976) describen para la parte inferior teschenitas (gabro alcalino), hacia la parte superior teschenitas sieníticas y sienitas tescheníticas (monzogabro-monzonita) y en la cumbre, basaltos alcalinos. Alejados del cuerpo principal, se observaron afloramientos de reducidas dimensiones (10 x 3 m) de gabro grano fino. La roca de caja corresponde a areniscas tobáceas de la Formación Bajo Barreal. Acompañan al *sill* una serie de diques de rumbo

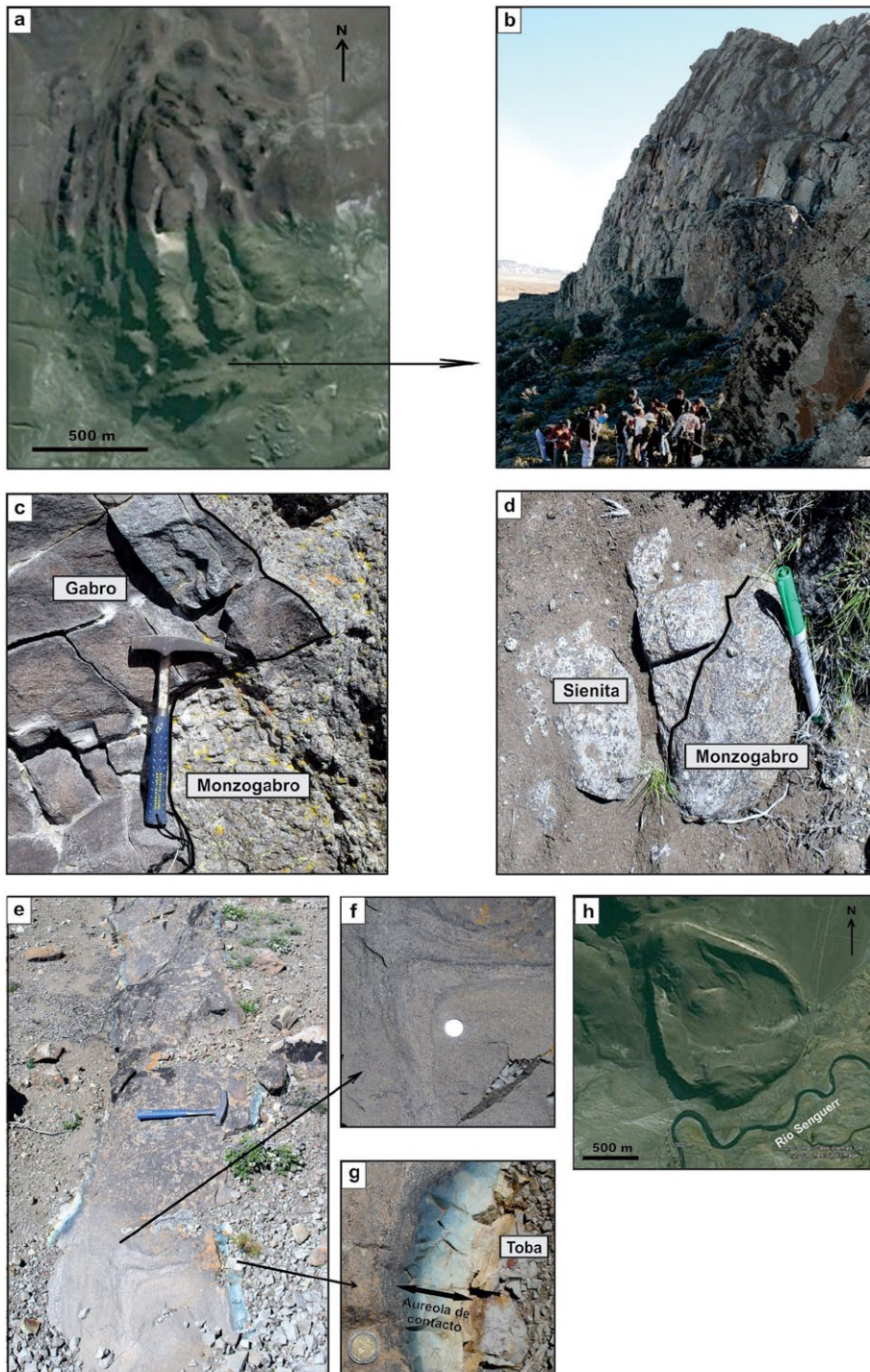


Figura 2: Cerro Negro: a) Diaclasamiento concéntrico producido por enfriamiento, vista en planta. Imagen satelital (Google Earth 2013). b) Vista en afloramiento. c) Contacto neto entre gabro y monzogabro. Cerros Cresta y Trompete: d) Contacto neto entre monzogabro y sienita nefelínica. e) Dique de sienita nefelínica inequigranular intruido en toba de la Formación Bajo Barreal. f) Bandedamiento de flujo en zona central del dique. g) Aureola de contacto en toba. Cerro Tumba del Indio: h) Vista en planta. Imagen satelital (Google Earth 2013).

NO con distribución subparalela, algunos con un recorrido de 700 m. La litología de estos diques corresponde a gabro de grano muy fino y basalto. En el basalto

es posible identificar fenocristales de olivina en pasta afanítica y vesículas de 1 a 5 mm de diámetro rellenas por material zeolítico que se dispone de manera fibro-

radiada; el porcentaje de vesículas varía entre 10 y 20 %.

Cerro Cresta-Trompete

Los afloramientos sobresalen en el terreno como crestas que suman unos 7 km de longitud y se disponen en planta con forma de herradura. La roca que predomina es un gabro de grano grueso con variaciones de grano medio a fino. Localmente se observaron diferenciados de monzogabro y sienita. La sienita posee un bandedamiento en el que se distinguen capas de minerales máficos y félsicos; hacia el contacto con el gabro muestra una disminución en el tamaño de grano y el desarrollo de cristales de mafitos con hábito acicular fino por el enfriamiento más rápido, coincidente con una facies de borde. El contacto entre gabro y sienita es neto al igual que entre monzogabro y sienita (Fig. 2d). En los gabros hay dos juegos de diaclasas de rumbo N y NO e inclinaciones variables, en tanto que los monzogabros/sienitas presentan diaclasas subverticales de rumbos NE y NO. En la parte central del cerro aflora un cuerpo de 100 por 80 m de una sienita nefelínica con textura inequigranular. No se observó la relación de contacto entre esta sienita y el resto de las rocas mencionadas, pero por el quimismo se asume que corresponde a la etapa más diferenciada. Varios diques subparalelos entre sí de unos 30 m de largo y 0,5 m de ancho de igual composición que la sienita nefelínica inequigranular, pero con textura equigranular de grano fino, intruyen con rumbo N a las tobas de Formación Bajo Barreal (Fig. 2e). En la zona media del dique tienen un bandedamiento de flujo y mayor tamaño de grano (Fig. 2f). En el contacto con las tobas se desarrolla una aureola de contacto térmico no mayor a los 15 cm que se distingue por una variación en el color desde negro en los hornfels de grano muy fino, a verde, celeste, gris y amarillo en las tobas (Fig. 2g); cuando el contacto es con areniscas se observa una franja de coloración rojiza y ancho variable.

Cerros Los Leones y Tumba del Indio

El cerro Los Leones es un *stock*, en tanto

que el cerro Tumba del Indio es un lopolito (Fig. 2h) (Ferreira *et al.* 2014). En ambos la roca que predomina es un gabro de grano grueso con variaciones de grano fino y pegmatoideas. En la parte superior de ambos cerros aflora una roca extrusiva que corresponde a una basanita, la cual también se encuentra como diques con rumbo y buzamiento variables intruyendo al gabro y a la roca de caja. Estos diques son más frecuentes hacia la parte interna del cerro Tumba del Indio con potencias que no superan los 2 m y largo visible entre 50 a 200 m. Localmente se observaron afloramientos de monzogabro y sienita nefelínica cuyo contacto con el gabro está cubierto. Aparecen venas aplíticas leucocráticas con potencias menores a 3 cm que atraviesan al gabro de manera casi ortogonal: N30°E y N70°O. En las variaciones de gabro de grano fino, es común observar vesículas rellenas por material zeolítico. Los afloramientos presentan diaclasas en dos direcciones preferenciales NO y ENE; en las rocas que presentan grano medio a grueso la meteorización -actuando sobre dos juegos normales de diaclasas de alta frecuencia- produce una típica morfología de pequeños bloques.

Hacia el extremo este del cerro Los Leones, aflora una brecha cuarcítica de reducidas dimensiones (30 x 40 m). Los fragmentos de cuarzo son irregulares, poseen entre 1 a 8 cm y se disponen en una matriz de gabro de grano fino. Se la interpreta como una vena de cuarzo que fue incorporada y desmembrada por el magma básico en su ascenso hacia superficie. La roca de caja son areniscas y tobas de la Formación Bajo Barreal que en contacto con el gabro de grano grueso, forman una aureola de hornfels negros de 0.5 m de potencia.

GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

En general la estructura de los intrusivos resulta difícil de determinar debido a la erosión de la roca de caja en sus techos y a las dificultades de observación de sus contactos intrusivos. En algunos casos, las relaciones entre la estratificación y los contactos intrusivos están pre-

servadas y la forma del techo del cuerpo resulta más evidente (Cresta-Trompete), en tanto que en otros, sólo la forma de los juegos de diaclasas de enfriamiento sugiere la posible forma del techo (Negro). Como se observa en las secciones sísmicas de la zona de Las Heras (provincia de Santa Cruz), estas zonas abovedadas están causadas por la intrusión forzada del techo de filones capa (Chelotti *et al.* 1996, Vietto 2000a).

Basado en su forma y tamaño, en la presencia de gradientes texturales y de zeolitas entre otros, los afloramientos estudiados han sido caracterizados como cuerpos intrusivos emplazados en niveles corticales altos (< 1 km) y en otros casos como cuerpos subvolcánicos que habrían sido conductos de volcanes basálticos (Bitschene *et al.* 1991). Como regla general, se observa que las intrusiones de mayor tamaño se emplazan en sedimentos del Cretácico Superior en tanto que las más pequeñas lo hacen en rocas del Paleógeno superior.

La principal estructura interna de los intrusivos son las diaclasas de enfriamiento. Éstas se presentan en juegos ordenados de distinta frecuencia que reflejan las condiciones de disipación del calor magmático durante el enfriamiento del cuerpo, con posterioridad a su emplazamiento. Son comunes un juego espaciado de diaclasas subhorizontales paralelas al techo del intrusivo y dos juegos subverticales de alta frecuencia. Tal es el caso del cerro Cresta-Puricelli en el que las diaclasas presentan dos juegos verticales, uno de ellos de alta frecuencia (N30°E) y un tercer juego horizontal de suave morfología convexa hacia arriba, que indicaría una forma abovedada del techo. En el cerro Cresta-Trompete las relaciones estructurales sugieren un *sill* (o lacolito aplanado) cuyo techo abovedado está señalado por las sedimentitas dispuestas como un anticlinal domal (pliegue forzado). En su extremo oeste se observa un dique subvertical de rumbo O-E que constituye el conducto de alimentación de un cuerpo superior erosionado. De manera similar al cerro Cresta-Puricelli hay dos juegos verticales de diaclasas de enfriamiento y un

tercer juego horizontal paralelo a los contactos intrusivos. El cerro Tumba del Indio en planta aparenta ser un dique anular en forma de gota con la parte ensanchada hacia el extremo sureste (Fig. 2h), pero los datos sísmicos obtenidos de la zona permiten interpretar a este cuerpo como un lopolito (Ferreira *et al.* 2014). En el cerro Negro las diaclasas se disponen curvadas con su convexidad hacia la parte superior, sugiriendo una morfología curva para el techo del cuerpo provocada por la intrusión forzada.

De acuerdo a estos datos es posible comparar la forma estructural deducida en los cuerpos del codo del Senguer con aquella que se observa en algunas secciones sísmicas del sur del río Deseado. Éstas sugieren que el ascenso y emplazamiento vertical de los magmas fue controlado por fallas normales, en tanto que las discontinuidades estratigráficas mayores (límites de tectosecuencias) jugaron un papel importante durante su emplazamiento lateral (Chelotti *et al.* 1996). De acuerdo a la geometría y rumbo de las fallas observadas en el Macizo del Deseado, y observando la ubicación de los cerros Cresta-Puricelli y Guacho y la dirección ONO-NO de los cuerpos Los Leones-Tumba del Indio o la elongación en sentido O-E del cerro Cresta-Trompete, puede sugerirse que las fallas normales O-E y ONO-ESE características de este dominio marginal habrían controlado el ascenso de los magmas.

PETROGRAFÍA

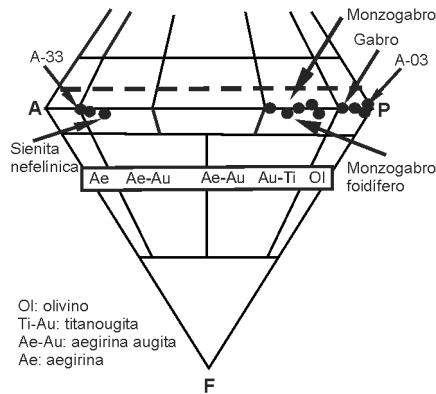
Las variedades litológicas identificadas en la zona de estudio corresponden a gabro, monzogabro nefelínico, sienita nefelínica, basalto y basanita. En cuanto a la roca de caja son tobas, areniscas y areniscas tobáceas que en contacto con los intrusivos desarrollan hornfels. El cuadro 1 muestra un resumen de la mineralogía de las rocas intrusivas y la figura 3 la ubicación de dichas rocas en el diagrama QAPF (Streckeisen 1976).

Gabro

Esta roca presenta una mineralogía uni-

CUADRO 1: Mineralogía de las rocas intrusivas.

	Gabro	Monzogabro nefelínico	Sienita nefelínica	
Esenciales	Labradorita	Labradorita Anortoclasa Nefelina	Ortoclasa Nefelina	Ortoclasa Nefelina
Asociados	Olivina Augita titanífera	Olivina (escasa) Augita titanífera (c/bordes de aegirina-augita)	Aegirina-augita (c/bordes de aegirina)	Aegirina
Opacos	Magnetita Ilmenita	Magnetita Ilmenita	Magnetita Ilmenita	

**Figura 3:** Ubicación de las rocas analizadas en el diagrama QAPF (Strecheisen 1976).

forme de plagioclasa, olivina, augita titanífera, magnetita, ilmenita y apatita (Fig. 4a), y es la roca que predomina en todos los cuerpos. La distinción está dada por las variaciones texturales en el mismo afloramiento o entre los distintos cuerpos. Se observaron texturas de tipo equigranular de grano medio a fino, inequigranular seriada, ofítica o intergranular. En los gabros de grano muy fino la textura es típicamente subofítica y se caracterizan por la presencia de vesículas rellenas por material zeolítico, constituyendo una facies de borde.

Plagioclasa: Labradorita (An_{50}). Corresponden a cristales subhedrales de hábito tabular. Presenta maclado polisintético según la ley de albita y menos frecuente según albita-Carlsbad; algunos individuos muestran zonación con bordes más ácidos. Se observan límpidos o parcialmente alterados a analcima y en los cristales que presentan fracturas, éstas están invadidas por óxidos provenientes de la alteración de los mafitos.

Olivina: Aparece en forma individual o en agregados. El tamaño varía entre 1 a 3 mm. Se presenta límpida o alterada a

iddingsita, bowlingita o clorita. Suele presentar pequeños granos de espinela alojado en fracturas. En algunos bordes de cristales se observó biotita secundaria castaño-rojiza.

Augita titanífera: Forma cristales subhedrales de hábito prismático con dimensiones que varían entre 1 a 3 mm, color castaño violáceo, pleocroicos, algunos se presentan zonados o con textura en reloj de arena; las zonas de color más violáceo corresponden a un mayor contenido en Ti. Engloba cristales de plagioclasa formando textura ofítica o subofítica.

El porcentaje de minerales opacos varía de 1 a 5%, son subhedros a euhedros y corresponden a ilmenita y magnetita. La apatita es el mineral accesorio más frecuente, se presenta euhedral, con hábito acicular y cuando adquiere mayor desarrollo es prismático. En la facies de grano fino, los intersticios entre los minerales están ocupados por zeolitas incoloras, límpidas, de hábito fibroso radial, o por material arcilloso castaño.

Monzogabro nefelínico

Es una roca compuesta por plagioclasa, feldespato alcalino, nefelina, olivino, augita titanífera, aegirina, magnetita, ilmenita, apatita y analcima. Al igual que en el gabro se observaron texturas de tipo equigranular pero de mayor tamaño de grano (medio a grueso) e inequigranular seriada. En algunas muestras el porcentaje de feldespato alcalino es mayor al de plagioclasa, lo que indicaría una transición hacia monzonita.

Plagioclasa: Las variedades son menos cálcicas que en el gabro (labradorita: An_{50}). Los cristales son subhedros de hábito tabular con maclas de albita y albita-Carlsbad, reemplazados parcialmente por analcima.

Feldespato alcalino: Corresponde a anortoclase. Cristales anhedrales de tamaño mayor que el de las plagioclasas (2 mm). Presenta baja birrefringencia y fino maclado (Fig. 4b).

Nefelina: Cristales tabulares, límpidos (Fig. 4c) o alterados a analcima; es escasa.

Olivina: El porcentaje y el tamaño de este mineral es menor que en el gabro. Los cristales varían de anhedros a euhedros y contienen numerosas inclusiones de espinela. Están parcialmente alterados a iddingsita.

Augita titanífera: Las características ópticas son semejantes a las descritas para el gabro. Sólo se destacan cristales que muestran zonación: núcleo de augita titanífera con bordes de aegirina (Fig. 4c).

Los minerales opacos corresponden a magnetita e ilmenita y son abundantes al igual que la apatita y en ambos es notable el tamaño que alcanzan en algunas muestras (semejante al de los mafitos o plagioclasas). Se observaron zeolitas con hábito fibrorradiado ocupando los intersticios que dejan los cristales de plagioclasa (Fig. 4d); su origen se debe a la circulación tardía de fluidos ricos en álcalis.

Sienita nefelínica

Compuesta por feldespato alcalino, plagioclasa, nefelina, piroxeno, anfíbol, biotita, magnetita, ilmenita y apatita. La textura es holocristalina, equi a inequigranular de grano medio a grueso. Según los mafitos presentes se diferenciaron dos subfacies de sienita nefelínica: la aegirina-augítica y la aegirínica (Cuadro 1).

Feldespato alcalino: Corresponde a ortoclase, que aparece en cristales euhedrales, prismáticos (1-3 mm) con macla de Carlsbad. Por lo general están parcial o totalmente alterados a caolinita o analcima y rara vez se encuentran límpidos. Algunos individuos presentan micropertitas.

Plagioclasa: No siempre está presente y corresponde a albita-oligoclase en finos cristales de hábito prismático y maclado polisintético.

Nefelina: Comprende cristales euhedrales de hábito tabular (Fig. 4e) y de menor tamaño que la ortoclase. Se presenta límpida o alterada a caolinita y analcima; en

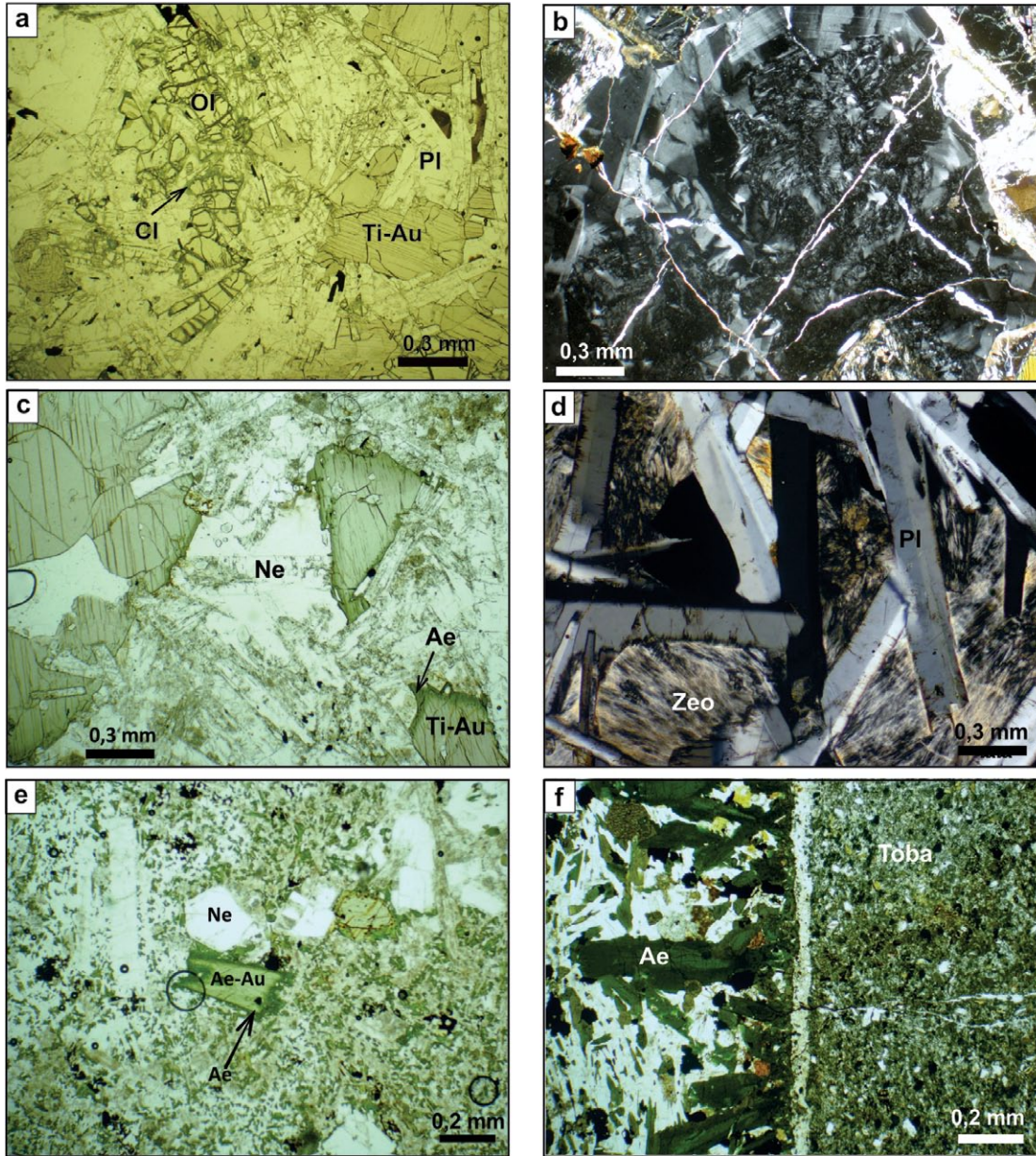


Figura 4: a) Gabro: textura equigranular hipidiomórfica; cristales de plagioclasa (Pl), olivina (Ol) y augita titanífera (Au-Ti). (s/Anal.). b) Monzogabro: cristal de anortoclasa. (c/Anal.). c) Monzogabro: nefelina (Ne) y augita titanífera (Au-Ti) con bordes de aegirina (Ae). (s/Anal.). d) Monzogabro: desarrollo de zeolita (Zeo) en intersticios de plagioclasa (Pl). (c/Anal.). e) Sienita nefelínica inequigranular: nefelina (Ne) y cristal de piroxeno zonado: núcleo: aegirina/augita (Ae-Au), borde: aegirina (Ae). Lo que se ve alterado es la caolinización de la ortoclasa. (s/Anal.). f) Contacto neto entre dique de sienita nefelínica inequigranular con toba. Crecimiento de aegirina (Ae) perpendicular al contacto y sílice microcristalina en la zona de contacto (s/Anal.).

algunos casos el grado de alteración es total lo que impide su identificación, pero se la reconoce por su hábito distinto al de los feldespatos.

Piroxeno: Corresponden a la variedad aegirina-augita y aegirina. Cristales tabulares, subhedros con pleocroísmo que varía de color verde oscuro a amarillo verdoso. Las zonaciones que muestran un núcleo de aegirina-augita y bordes de aegirina (Fig. 4e) son frecuentes en la variedad de sienita nefelínica inequigranular, si bien algunos cristales están constituidos sólo por aegirina.

Anfíbol: Es escaso y no está presente en to-

das las muestras. Es subhedro y presenta hábito prismático. Se identificaron dos tipos de anfíboles, uno de color verde azulado pleocroico que podría corresponder a arfvedsonita y otro castaño medio de hábito fibroso (kataforita?).

Biotita: Forma pequeños cristales de hábito laminar, es escasa y se presenta dispersa o en bordes de piroxenos.

Los opacos corresponden a magnetita e ilmenita. La apatita es el mineral accesorio más frecuente, presenta hábito acicular. La analcima ocupa intersticios en la roca o se presenta como producto de alteración de la ortoclasa y escasamente en nefelina.

En la variedad de sienita nefelínica inequigranular la pasta es holocristalina fina que por sectores muestra fluidalidad. Los fenocristales corresponden a ortoclasa, nefelina y aegirina, inmersos en una pasta de igual composición a la que se suma un anfíbol alcalino (posiblemente arfvedsonita) que ocupa intersticios. Esta roca sólo fue identificada en el cerro Cresta-Trompete, como un afloramiento de reducidas dimensiones y también como diques que intruyen a tobas de la Formación Bajo Barreal. En la zona de contacto del dique con la toba hay minerales opacos y cristales de aegirina que se dis-

ponen con su mayor longitud perpendicular a la línea de contacto (Fig. 4f). Además en esta zona se desarrolla un borde de grano más fino de sílice microcristalina.

Basanita

Compuesta por plagioclasa, nefelina, olivina, augita titanífera, analcima y opacos, con textura porfírica y porfírica seriada.

Plagioclasa: Es de composición labradorita (An_{54}). Se presenta como escasos fenocristales prismáticos alargados con macas de albita, ya sea en forma individual o en grupos con diseño en cruz cuyos intersticios suelen estar ocupados por nefelina. Algunas secciones muestran bordes difusos por el avance de la pasta sobre ellos y están parcialmente reemplazados por analcima.

Nefelina: Se presenta a modo de parches encerrando ofíticamente a piroxenos, olivino y opacos. Es escasa, incolora y por lo general está límpida.

Olivina: Forma fenocristales euhedrales de 1,2 mm que forman glomérulos o aparecen aislados. La mayoría de los cristales se presentan límpidos o con escasa alteración a clorita e incluyen espinela.

La pasta está formada por un denso crecimiento de tablillas de plagioclasa y cristales de augita titanífera de hábito prismático corto. Entre estos minerales se encuentran escasas secciones de biotita siempre intersticial y límpida. La analcima además de ser un producto de alteración de la plagioclasa y la nefelina, ocupa intersticios en la roca, donde se la observa límpida o alterada a material arcilloso.

Basalto

La mineralogía corresponde a plagioclasa, olivina, augita titanífera y opacos con una textura porfírica y porfírica seriada.

Plagioclasa: Es de composición labradorita (An_{54}). Se presenta con fino maclado polisintético.

Olivina: Fenocristales de tamaño variable hasta integrarse con los de la pasta, en ocasiones forma glomérulos; son anhédros a subhédros y poseen microfracturas. Se presentan límpidos o parcialmente alterados a iddingsita.

La pasta posee textura intergranular muy

CUADRO 2: Composición química de las muestras analizadas.

Muestra	A-03	A-05	A-06	A-07	A-10	A-16	A-20	A-22	A-33
Localidad	C° Dos	C° Dos	C° Dos	C° Dos	C° Dos	C° Dos	C° Cresta-	C° Cresta-	C° Cresta-
	Leones	Leones	Leones	Leones	Leones	Leones	Trompeta	Trompeta	Trompeta
Petrografía	basanita	gabro	gabro	gabro	gabro	gabro	monzogabro	monzogabro	Sienita nefel
SiO ₂	46,92	48,27	46,73	49,37	47,17	45,92	45,35	47,33	54,22
TiO ₂	1,83	2,00	1,81	2,09	1,23	3,37	3,32	2,02	0,29
Al ₂ O ₃	14,08	15,04	13,82	15,47	14,43	14,06	14,57	14,83	17,51
Fe ₂ O ₃	12,15	10,73	12,12	10,85	10,66	12,75	14,44	12,94	9,27
MnO	0,16	0,14	0,20	0,14	0,14	0,16	0,19	0,17	0,20
MgO	9,69	5,55	9,85	4,96	9,91	5,02	3,79	7,08	0,13
CaO	9,12	9,92	8,70	9,80	10,25	10,23	9,22	9,61	1,82
Na ₂ O	3,00	3,44	2,85	3,68	2,84	3,14	4,45	3,75	8,36
K ₂ O	0,91	0,98	0,96	1,22	0,51	0,91	1,46	1,26	5,52
P ₂ O ₅	0,31	0,32	0,31	0,36	0,16	0,36	0,66	0,35	0,09
Cr ₂ O ₃	0,05	0,03	0,05	0,02	0,06	0,01	<0,002	0,03	<0,002
LOI	1,40	3,30	2,30	1,80	2,30	3,80	2,30	0,30	2,30
Total	99,79	99,85	99,80	99,86	99,81	99,83	99,85	99,82	99,92
Cr	328	171	349	103	417	55	<1	226	<1
Ba	235	233	229	243	139	215	388	275	72
Be	2	2	3	1	2	2	2	2	14
Co	55,7	35,3	50,5	33	53	39,2	40,4	44,6	1,8
Cs	1	0,2	5,9	0,4	1,6	0,3	1	0,5	4,8
Ga	22,1	22	19,2	24,3	17,4	21,2	24,5	22,7	41,8
Hf	3,8	3,6	3,4	4,6	2,1	4,1	6,2	4,8	21,8
Nb	28,1	28	26,7	34,6	13,2	31,3	60,2	41,4	340,7
Rb	22,1	22,4	23,3	31,5	11,6	20,6	30,1	24,9	150,1
Sn	1	1	1	2	<1	1	9	2	11
Sr	481,4	498,8	416,3	499,7	482,2	443	598,3	477,4	37,9
Ta	2	1,6	1,6	1,9	0,9	1,8	3,5	2,5	18,3
Th	2,6	3,3	3,2	4,2	1,6	2,6	5,9	4,9	40,3
U	0,7	0,7	0,7	1,1	0,4	0,7	1,5	1,3	10,2
V	230	240	218	247	201	437	336	233	19
W	<0,5	<0,5	<0,5	0,6	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	3
Zr	127,7	133	120,4	172,6	65,6	131,7	234,4	178,5	969,5
Y	20,7	21,6	19,6	25,9	12,2	21,1	30,9	22,7	95,3
La	20,5	20,9	19,7	25,1	10,7	19,5	41,8	26,6	157,6
Ce	42,6	42,2	40,6	51,8	22,4	41,6	82,7	54,2	290,8
Pr	5,38	5,49	5,2	6,53	2,9	5,47	10,74	6,64	31,8
Nd	22,1	22,7	20,8	26,4	12,8	23,5	42,8	26,9	107,2
Sm	5,11	5,33	4,75	5,97	3,12	5,56	8,85	5,87	20,84
Eu	1,73	1,83	1,64	1,93	1,22	2,06	2,83	1,88	2,49
Gd	4,91	5,3	4,61	5,83	3,07	5,49	8,01	5,68	17,94
Tb	0,8	0,85	0,75	0,95	0,5	0,85	1,25	0,89	3,24
Dy	4,3	4,57	4,1	5,16	2,78	4,66	6,5	4,96	18,64
Ho	0,82	0,86	0,74	0,96	0,49	0,82	1,16	0,88	3,67
Er	1,98	1,99	1,75	2,59	1,25	2,23	3,02	2,32	10,06
Tm	0,29	0,28	0,27	0,35	0,17	0,26	0,39	0,32	1,43
Yb	1,71	1,63	1,59	2,04	1,04	1,73	2,29	1,82	8,15
Lu	0,23	0,25	0,22	0,31	0,15	0,25	0,34	0,27	1,09
Mo	0,9	1,1	0,8	1,5	0,6	1,3	1,5	1,9	6
Cu	60,4	68,1	61	70,5	36,8	64,5	76,8	64,9	14,1
Pb	3,1	1,5	1,6	1,1	1,6	1,3	2,2	1,3	15,9
Zn	76	72	69	73	61	85	56	88	150
Ni	168,1	42,3	190,8	29,9	156	24,5	9,5	89,7	0,3
As	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	0,7	4,4
Cd	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,1	<0,1	<0,1
Au	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	1,9	1,8	<0,5
Tl	<0,1	<0,1	0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,2
#Mg	0,65	0,54	0,65	0,51	0,68	0,48	0,38	0,56	0,03

Muestra Localidad	B-03 C° Negro	B-05 C° Guacho	B-06 C° Cresta	B-07 C° Cresta	B-10 C° Puricelli basalto	C-03 C° San Bernardo gabro	C-08 C° San Bernardo monzo-gabro	D-03 C° Solo monzo-gabro
Petrografía	monzo-gabro	gabro	gabro	monzo-gabro	basalto	gabro	monzo-gabro	monzo-gabro
SiO ₂	45,85	46,45	45,54	46,14	44,39	47,78	47,05	45,18
TiO ₂	2,00	2,21	1,83	1,76	2,02	1,67	1,74	2,29
Al ₂ O ₃	14,45	12,87	14,97	14,70	13,56	15,00	14,94	14,11
Fe ₂ O ₃	12,51	12,65	12,37	13,52	14,67	11,43	11,29	12,41
MnO	0,16	0,17	0,16	0,18	0,19	0,15	0,15	0,17
MgO	8,95	10,04	7,44	8,19	9,18	9,37	8,76	9,00
CaO	9,03	9,61	9,51	9,78	9,88	7,88	8,14	10,33
Na ₂ O	3,63	2,88	3,69	3,36	3,01	3,49	2,94	2,88
K ₂ O	1,13	1,18	0,93	0,86	1,01	1,28	1,63	1,49
P ₂ O ₅	0,34	0,41	0,37	0,40	0,61	0,33	0,35	0,50
Cr ₂ O ₃	0,04	0,05	0,03	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04
LOI	1,60	1,10	2,80	0,80	1,10	1,30	2,60	1,20
Total	99,79	99,77	99,82	99,81	99,78	99,81	99,81	99,78
Cr	246	335	212	253	246	301	267	281
Ba	243	304	244	233	316	229	231	444
Be	3	2	1	2	<1	1	<1	<1
Co	54	57,1	47,4	50,3	57,2	47,3	44	55
Cs	0,2	0,4	0,4	0,4	0,2	0,3	0,3	0,6
Ga	21,9	21,1	22,3	21,9	22,8	19,8	18,4	21,5
Hf	3,1	4,1	4,2	3,3	5,4	3,4	3,2	4
Nb	28,6	38,2	36,8	31,4	53,1	23,3	25,2	53,6
Rb	17,7	25,2	17,2	18,8	20	20,6	23,7	34,2
Sn	1	2	2	1	2	1	1	2
Sr	565,2	543,9	651,8	545,8	783,4	597	661,9	742,2
Ta	1,7	2,2	2,2	1,7	3,2	1,4	1,5	3,1
Th	2,5	2,9	3,9	3,9	4,5	2	2,7	5,2
U	0,5	0,9	1	1	1,4	0,6	0,5	1,5
V	225	250	219	224	209	163	164	261
W	<0,5	<0,5	0,6	<0,5	0,6	<0,5	<0,5	<0,5
Zr	124,3	145,8	162,8	136,2	211,8	129,9	134,9	177,2
Y	19,8	20,7	22	23,1	25,5	16,2	17,3	21,7
La	17,4	25,2	27,4	25,5	39,7	17,2	17,3	34,6
Ce	35,6	50,5	54,3	51,7	79,3	35,1	36,1	69,6
Pr	4,7	6,36	6,79	6,5	10,09	4,5	4,64	8,28
Nd	20	28,2	28	26,5	41,3	18,9	19,8	34,1
Sm	4,66	5,77	5,81	5,54	8,32	4,14	4,39	6,72
Eu	1,72	2,02	1,98	2,07	2,77	1,57	1,65	2,27
Gd	4,9	5,29	5,4	5,71	7,45	4,13	4,37	5,97
Tb	0,78	0,86	0,88	0,88	1,1	0,65	0,69	0,9
Dy	4,14	4,57	4,62	4,8	5,4	3,52	3,38	4,72
Ho	0,78	0,8	0,81	0,91	1	0,64	0,67	0,84
Er	2,03	1,98	2,15	2,13	2,23	1,66	1,69	2,09
Tm	0,28	0,26	0,28	0,31	0,33	0,23	0,24	0,28
Yb	1,57	1,52	1,7	1,93	1,77	1,31	1,37	1,64
Lu	0,22	0,22	0,24	0,27	0,26	0,19	0,2	0,24
Mo	1,3	1	1,4	1,1	1,8	0,5	0,4	1,3
Cu	54,1	60,7	66,3	67,2	68,4	25,9	27,3	51,8
Pb	0,8	1,6	1,6	2	1,6	1,4	1,4	2,2
Zn	78	69	86	75	100	71	71	63
Ni	166,1	202,3	117,2	126,6	166,1	142,5	124,3	124,5
As	<0,5	0,6	0,8	0,6	0,5	<0,5	<0,5	1,2
Cd	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Au	0,6	1,4	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Tl	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
#Mg	0,62	0,65	0,58	0,58	0,59	0,65	0,64	0,63

fina y está constituida por tablillas de plagioclasa que encierran olivina, augita titanífera (escasa) y opacos. Se observaron escasas amígdalas de 3 a 4 mm rellenas por zeolita y calcita. Por sectores la pasta es fluidal.

En las rocas intrusivas se observa una tendencia evolutiva desde el gabro (A10) hacia la sienita nefelínica (A33) (Cuadro 1, Fig. 3), con una variación en la mineralogía que indica un proceso de diferenciación desde minerales ricos en Ca y Fe en los gabros, hacia minerales ricos en K y Na en las sienitas lo cual se corrobora con la geoquímica. Aparentemente habría un *gap* en la parte media que correspondería a la facies monzonítica, la cual sí es mencionada por Villar y Pezzutti (1976) y Pezzutti y Villar (1978), por lo tanto, es esperable la localización de esta facies en futuras investigaciones.

GEOQUÍMICA

Se realizaron análisis químicos de elementos mayoritarios y trazas de 17 muestras en el laboratorio *Acme Labs* (Chile) cuyos resultados se muestran en el cuadro 2. Las rocas fueron pulverizadas a malla 200 y los elementos mayoritarios determinados por *ICP-ES* mientras que los elementos traza y tierras raras fueron determinados por *ICP-MS* según se detalla en *Acme Labs* (2012).

La mayoría de las rocas analizadas son básicas con un porcentaje de SiO₂ entre 44 y 48 % e intermedias con un 54 % de SiO₂. Se caracterizan por el alto contenido en Fe₂O₃ (9,27-14,67 %), TiO₂ (1,23-3,37) y álcalis (3,35-13,88).

Con estos valores las rocas clasifican como gabros y basaltos (Fig. 5a). Una muestra (A33) es la más diferenciada y presenta valores de SiO₂ de 54 % por lo que se clasifica como sienita nefelínica. Todas las rocas presentan tendencias alcalinas de acuerdo al criterio de Irvine y Baragar (1971) y a la composición normativa (véase más adelante). La muestra A10, si bien manifiesta una leve tendencia subalcalina, se considera alcalina en función de su petrografía. Los números de Mg en los gabros son variables aunque la mayoría son

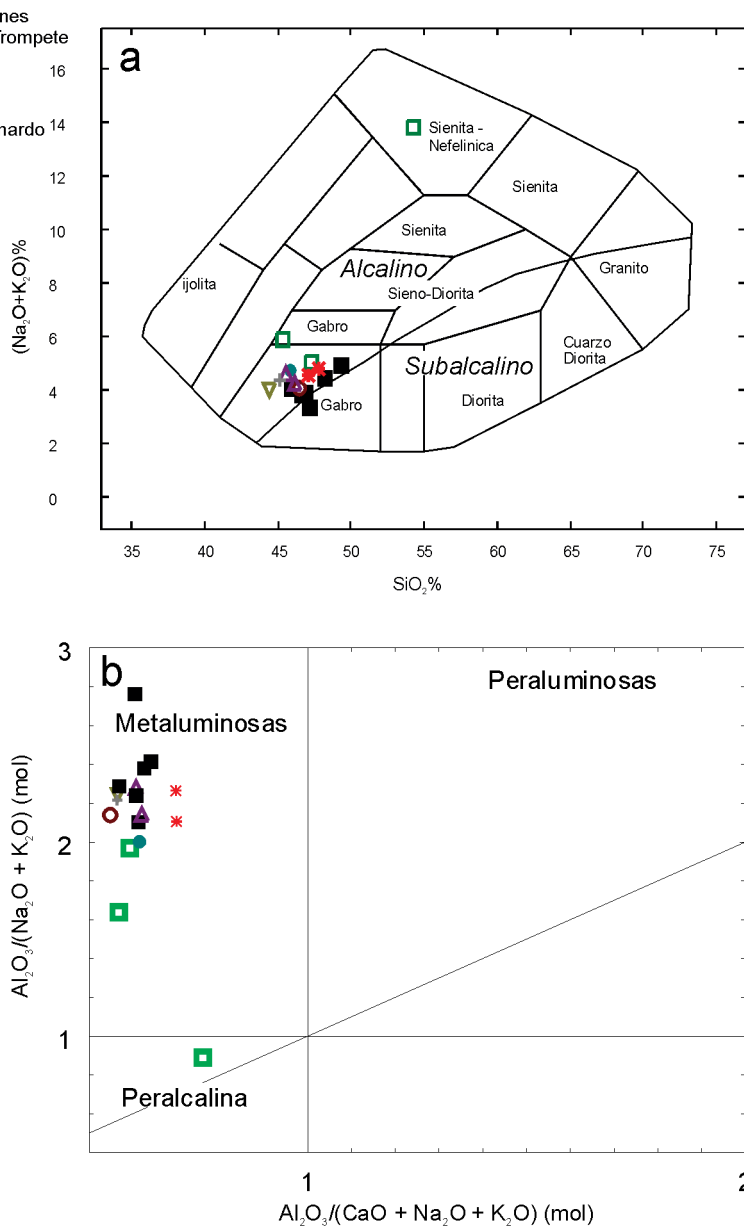


Figura 5: a) Diagrama TAS según Le Bas *et al.* (1986). Superpuesta se dibuja la línea de Irvine y Baragar (1971) que separa los campos alcalino de subalcalino. b) Índice de aluminosidad de Shand (Maniar y Piccoli 1989).

relativamente altos (68-47). La muestra A10 (gabro alcalino) es la más primitiva de todo el espectro composicional mientras que la A33 (sienita nefelínica) es la más diferenciada.

El grado de saturación en sílice es variable y los resultados normativos indican que del total de muestras analizadas (17) contienen olivina, 15 presentan nefelina y las otras dos hipersteno. De acuerdo al grado de saturación en alúmina las muestras se clasifican como metaluminosas excepto la

A33 que es peralcalina (Fig. 5b).

En diagramas de variación (Fig. 6) tomando el MgO como índice de diferenciación, los elementos mayores en general no muestran evolución o bien presentan dispersión en el tramo de rocas analizado. La única variación se aprecia en la sienita nefelínica que representa un extremo del proceso de diferenciación magmática. En los elementos traza se puede señalar una pendiente positiva para Ni y Cr.

Las relaciones entre elementos de alto

potencial iónico (Zr *vs.* Nb) y entre las tierras raras (La *vs.* Ce) (Fig. 6) muestran una pendiente positiva. En los diagramas multielementales normalizados a manto primitivo (Sun y McDonough 1989) (Fig. 7a) las rocas presentan un diseño suavemente convexo con pendiente negativa, dada por el enriquecimiento en los elementos más incompatibles. Si bien el Yb está enriquecido respecto al manto primitivo, su valor normalizado es menor a 10. La muestra A10 es la que más se aparta del conjunto, mostrando menor grado de enriquecimiento.

En el diagrama de tierras raras normalizado a condrito (Nakamura 1974) las muestras tienen patrones rectilíneos y paralelos entre sí, la pendiente negativa (La/Yb=10.29-22.43) marca el empobrecimiento en tierras raras pesadas con valores normalizados de Yb y Lu menores o iguales a 10 (Fig. 7b). Se observa claramente el aumento en el contenido de tierras raras a medida que los magmas evolucionan, pasando transicionalmente desde el gabro más primitivo (A10), a los monzogabros y finalmente a la sienita nefelínica. Las relaciones Ba/La son bajas (Fig. 8) y varían entre 0,46 y 13,97 de manera similar que las relaciones Rb/Nb (0.39-0.94).

PETROGÉNESIS

De los diagramas de variación de Cr y Ni *vs.* MgO se interpreta que la evolución de los líquidos pudo estar controlada en un principio, por la cristalización de clinopiroxeno y olivina. La anomalía negativa de Eu para la muestra A33, señala la cristalización de feldespatos en los términos más diferenciados. Según Rollinson (1993) la relación lineal entre dos elementos con un coeficiente de partición similar puede indicar la relación de la fuente ya que no está afectada por los procesos de cristalización fraccionada ni de asimilación o mezcla. Por ejemplo la relación Zr/Nb da muy buena correlación, al igual que La/Ce (Fig. 6) sugiriendo una fuente homogénea o común para estas rocas.

Los diagramas normalizados tienen el diseño típico de basaltos alcalinos de intra-

placa compatibles con una fuente de tipo OIB enriquecida en elementos incompatibles. A su vez, las concentraciones de elementos de tierras raras pesados menores a 10 en la mayoría de las muestras, sugieren un residuo de granate en la fuente. La presencia de este mineral estaría indicando una profundidad de formación del magma, que de acuerdo a la geoterma calculada por Bjerg *et al.* (2005) podría estar entre 70 y 60 km. La ausencia del pico negativo Nb-Ta característico de magmas de arco, sumado a los bajos valores de Ba/La sugieren la ausencia de contaminación con fluidos provenientes de la placa subducida. Del mismo modo, las bajas relaciones Rb/Nb indican ausencia de contaminación cortical.

La elevada pendiente de la curva normalizada de los elementos de tierras raras ($La/Yb = 10,29-22,43$), el enriquecimiento de elementos más incompatibles y, su carácter alcalino, señalan relativamente bajos grados de fusión parcial. La roca más diferenciada es la que presenta mayor contenido absoluto de los elementos de tierras raras con una anomalía negativa en Eu evidenciando mayor grado de evolución con fraccionamiento de feldespato. La muestra A10 se considera la roca más primitiva del conjunto por su alto valor #Mg (68) y contenido de Cr (417). Los basaltos analizados por Bruni (2004) en el mismo sector (Fig. 9) muestran un diseño de elementos normalizados a manto primitivo muy similar al de los gabros que podría indicar la vinculación genética entre ambos grupos.

CONCLUSIONES

Los afloramientos de rocas ígneas básicas ubicados al sur de la localidad de Sarmiento se caracterizan por estructuras en *stocks, sills* lopolitos y diques de reducidas dimensiones. Los diques son longitudinales (NO-SE) y semianulares cuyos recorridos discontinuos alcanzan hasta 7 km. Las variedades litológicas identificadas corresponden a gabro (predominante), monzogabro nefelínico, sienita nefelínica, basanita y basalto. Las relaciones de campo indican que el gabro se habría in-

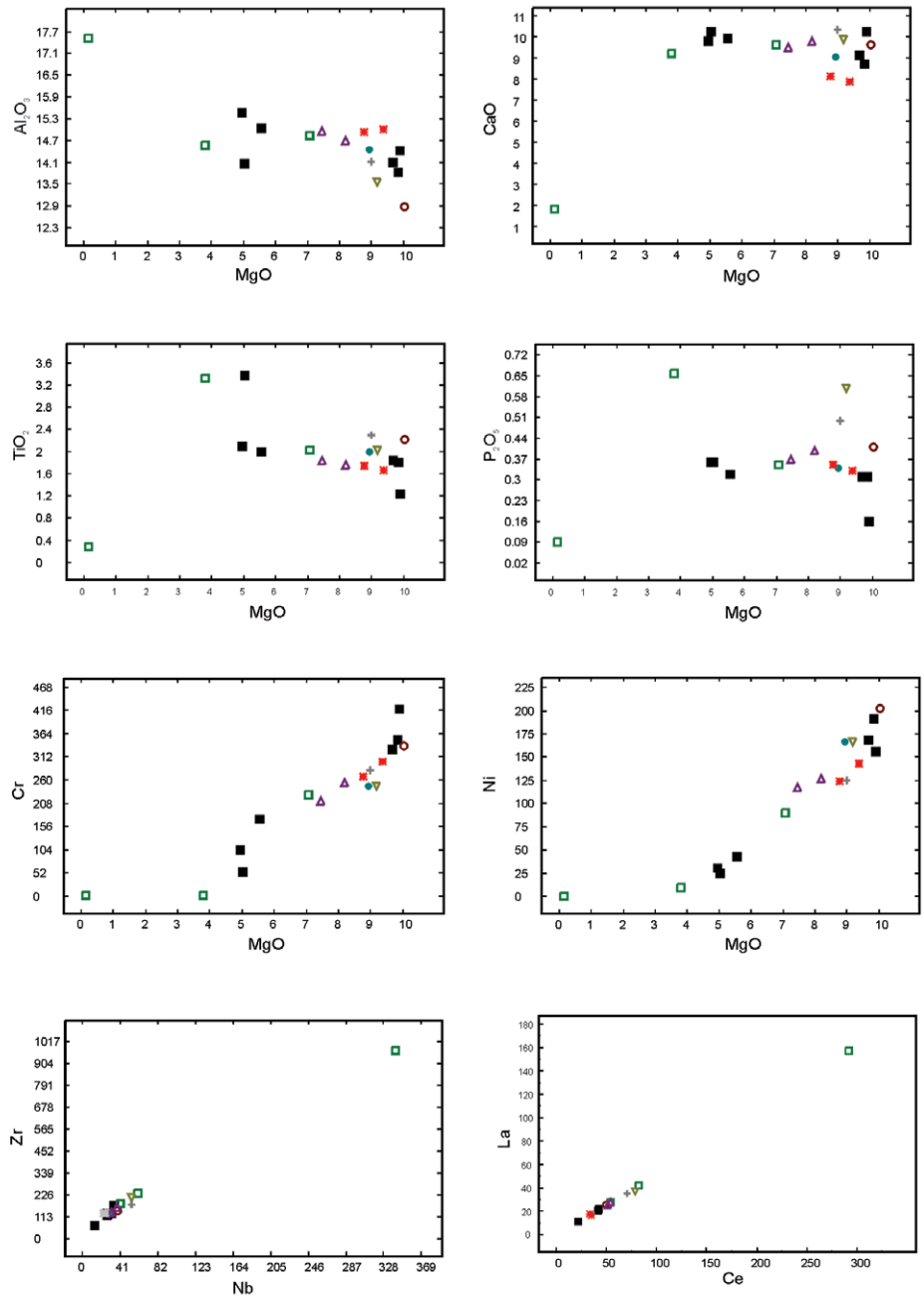


Figura 6: Diagramas de variación de elementos mayores y trazas. Elementos mayores expresados en porcentaje y trazas en ppm. Referencias como en figura 5a.

truido en primer término, luego el monzogabro y posteriormente la sienita. La fase extrusiva está representada por basanitas y basaltos. La forma y el tamaño de los afloramientos, así como la variación textural, la presencia de zeolitas y la delgada aureola de metamorfismo de contacto desarrollada en las tobas de la Formación Bajo Barreal, son indicios de cuerpos intrusivos de emplazamiento somero. La presencia de analcima (como producto al-

teración de feldespatos/feldespatoides y como relleno de cavidades), indicaría que corresponde a la última etapa de la cristalización a partir de soluciones ricas en álcalis. La presencia de anfíboles alcalinos (arfvedsonita) en la facies más diferenciada (sienita nefelínica) estaría vinculada a la saturación de agua en el magma hacia los estadios finales de cristalización. Las rocas estudiadas manifiestan una clara tendencia alcalina reflejada en su mi-

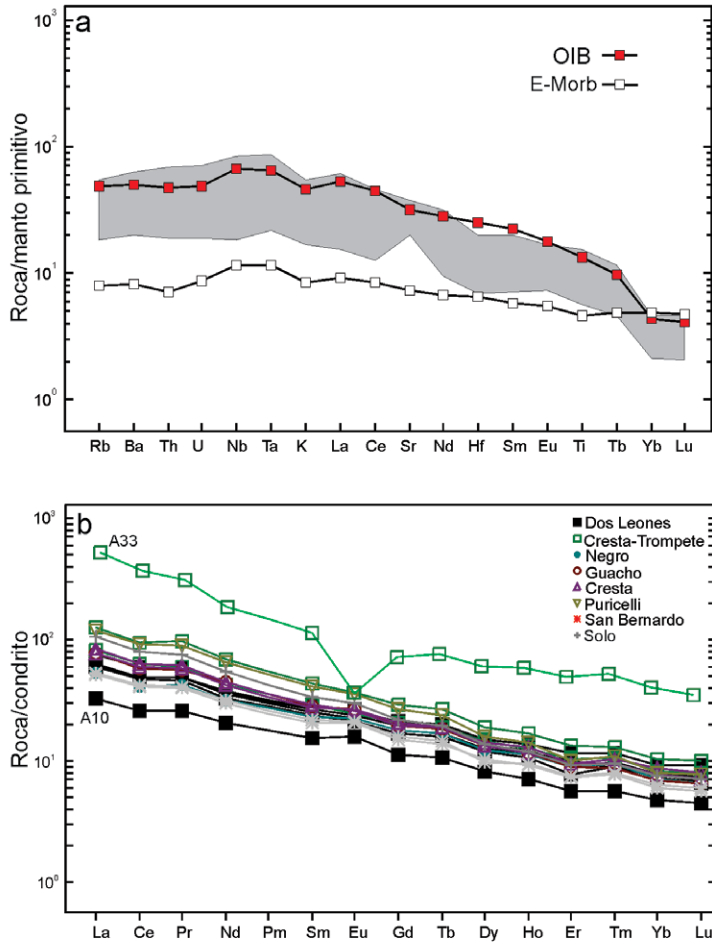


Figura 7: a) Diagrama de elementos traza normalizados a manto primitivo según constantes de Sun y McDonough (1989). b) Tierras raras normalizadas a condrito según constantes de Nakamura (1974). Referencias como en figura 5a.

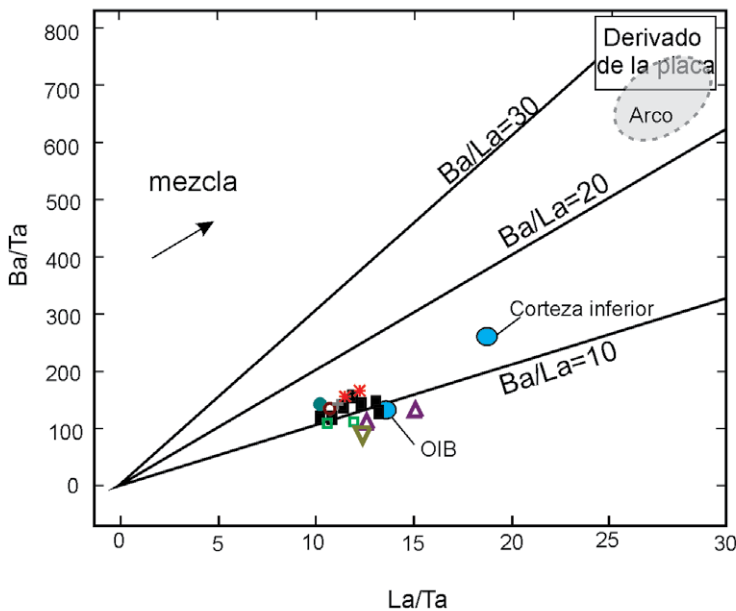


Figura 8: Diagrama Ba/Ta vs. La/Ta. Referencias como en figura 5a.

neralología y composición química. Las rocas básicas son producto de bajos grados de fusión parcial de una posible fuente granatífera profunda (60-70 km) con características de OIB enriquecida en elementos incompatibles, sin contaminación cortical. Estas rocas evolucionaron por cristalización fraccionada de olivina y clinopiroxeno y, a menor profundidad, el fraccionamiento de feldespato habría dado origen a las sienitas nefelínicas, las que tampoco registran episodios de contaminación cortical.

En términos de relaciones tectomagmáticas, los intrusivos, cuyas edades, de acuerdo a relaciones estratigráficas quedarían comprendidos entre las capas con *Pyrotherium* del Grupo Sarmiento (Eoceno temprano en su mayoría) y el Patagónico (Oligoceno superior-Mioceno inferior) fueron emplazados durante la etapa de *sag* marginal previa a la deformación compresional del Neógeno, caracterizada por inversión de fallas normales mesozoicas, plegamiento y alzamiento regional en la faja plegada San Bernardo (Peroni *et al.* 1995, Chelotti y Homocv 1998). Esto implicaría el predominio durante el emplazamiento de los cuerpos básicos, de un régimen extensional que habiendo comenzado en tiempos jurásicos y cretácicos, continúa con algunas interrupciones y de manera más atenuada en gran parte del Paleógeno y Neógeno de la cuenca del Golfo San Jorge. Las características geoquímicas de las rocas son coherentes con el ambiente extensional propuesto a partir del análisis estructural. Las características petrográficas, geoquímicas y geodinámicas que presentan los cuerpos investigados en este trabajo, muestran semejanzas con los estudiados por Vietto (2000a) en las inmediaciones de Las Heras (norte de la provincia de Santa Cruz).

AGRADECIMIENTOS

Se agradece a la Secretaría de Ciencia y Técnica de la Universidad Nacional de la Patagonia San Juan Bosco por el subsidio recibido correspondiente al Proyecto de Investigación N° 812, que contribuyó a

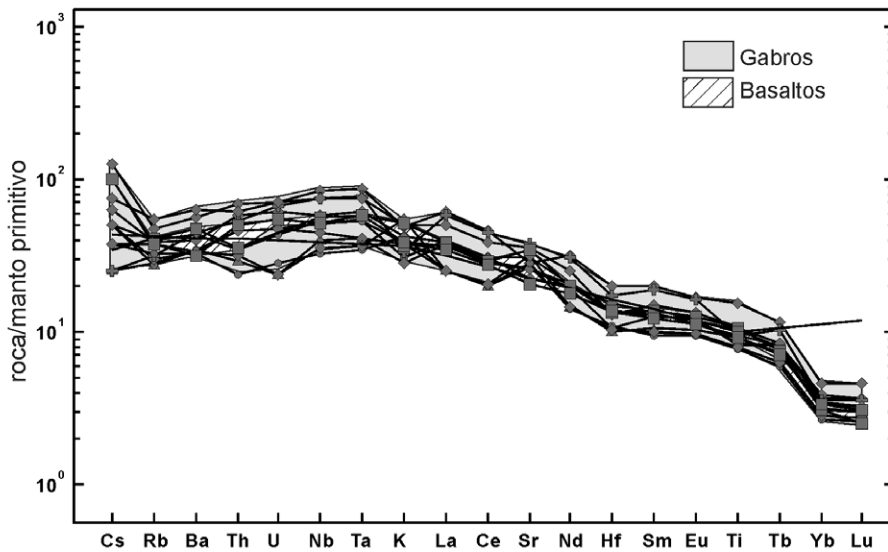


Figura 9: Diagrama de variación de elementos incompatibles normalizados según constantes de Sun y McDonough (1989) de gabros de este trabajo y basaltos (PA391, PA422, PA423) de Bruni (2004).

efectuar parte de las tareas de campo y laboratorio. A los propietarios de las estancias que permitieron el acceso a los sitios visitados y la logística para pernoctar. A la geóloga C. Piangatelli y a los alumnos J. Agrelo, A. Rasgido, L. Ríos, S. Olazábal y J. Silva, integrantes del mencionado proyecto, que prestaron su colaboración para las tareas de campo, laboratorio y gabinete. Expresamos nuestro agradecimiento a los Dres. Marcela Remesal y Eugenio Aragón, árbitros de este trabajo, cuyas sugerencias contribuyeron a mejorar el manuscrito.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

ACME LABS 2012. Schedule of Services and fees. 40 p.

Alric, V.I. 1994. Caracterización petrológica de las rocas básicas del cerro Mesa, Provincia del Chubut. *Naturalia Patagónica, Ciencias de la Tierra* 2: 71-85.

Aragón, E., D'Eramo, F., Castro, A., Pinotti, L., Brunelli, D., Rabbia, O., Rivalenti, G., Varela, R., Spakman, W., Demartis, M., Cavarozzi, C., Aguilera, Y., Mazzucchelli, M. y Ribot, A. 2011. Tectono-magmatic response to mayor convergence changes in the North Patagonian suprasubduction system; the Paleogene subduction-transcurrent plate margin transition *Tectonophysics* 509: 218-237.

Aragón, E., Pinotti, L., D'Eramo, F., Castro, A.,

Rabbia, O., Coniglio, J., Demartis, M., Hernandez, I., Cavarozzi, C. y Aguilera, Y. 2013. The Farallon-Aluk ridge collision with South America: Implications for the geochemical changes of slab window magmas from fore-to back-arc. *Geoscience Frontiers* 4: 377-388.

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

Beros, C. 1982. Cerro Trompete. Informe interno Cátedra de Petrología, Universidad Nacional de la Patagonia San Juan Bosco (inédito), 8 p., Comodoro Rivadavia.

Bitschene, P.R., Giacosa, R. y Márquez, M. 1991. Geologic and mineralogic aspects of the Sarmiento Alkaline Province in Central Eastern Patagonia, Argentina. 6° Congreso Geológico Chileno, Actas 1: 328-331, Viña del Mar.

Bjerg, E., Ntafos, T., Kurat, T., Dobosi, G. y Labudía, C. 2005. The upper mantle beneath Patagonia, Argentina, documented by xenoliths from alkali basalts. *Journal of South American Earth Science* 18: 125-145.

Bruni, S. 2004. The Cenozoic back-arc magmatism of Central Patagonia (44°46' S): activation of different mantle domains in space and time. Tesis doctoral, Universidad de Pisa (inédita), 154 p., Pisa.

Bruni, S., D'Orazio, M., Haller, M., Innocenti, F., Manetti, P., Pecskey, Z. y Tonarini, S. 2008. Time-evolution of magma sources in

a continental back-arc setting: the Cenozoic basalts from Sierra de San Bernardo, Patagonia, Chubut, Argentina. *Geological Magazine* 145: 714-732.

Busteros, A.G. y Lapido, O. 1983. Rocas Básicas en la vertiente noroccidental de la meseta del lago Buenos Aires, provincia de Santa Cruz. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 38: 427-436.

Cande, S. y Leslie, B. 1986. Late Cenozoic Tectonic of the Southern Chile trench. *Journal of Geophysical Research* 91, B1: 471-496.

Corbella, H. 1989. Sierra de los Chacays, extrandean Patagonia, Chubut, about the chemistry of the alkaline complex and its potassic and ultrapotassic rocks. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 44: 96-110.

Corbella, H. y Linares, E. 1977. Acerca de la naturaleza peralcalina de algunos afloramientos volcánicos y subvolcánicos de la sierra de Apas y de la sierra Negra (Telsen), provincias de Río Negro y Chubut, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 32: 152.

Chelotti, L., Vietto, M., Calegari, R. y Bitschene, P. 1996. Emplazamiento de cuerpos subvolcánicos de composición básica alcalina en el área Romberg-Wenceslao, Cuenca Golfo San Jorge, Argentina. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de exploración de Hidrocarburos, Actas 3: 581-599, Buenos Aires.

Chelotti, L. y Homocv, J. 1998. Estilos estructurales en la zona marginal de la Faja Plegada de San Bernardo y su relación con los sistemas petroleros, Sarmiento, Chubut, Argentina. 10° Congreso Latinoamericano de Geología y 6° Congreso Nacional de Geología Económica, Actas 2: 81-86, Buenos Aires.

D'Orazio M., Agostini S., Mazzarini F., Innocenti F., Manetti P., Haller M. y Lahsen A. 2000. The Pali Aike Volcanic Field, Patagonia: slab-window magmatism near the tip of South America. *Tectonophysics* 321: 407-427.

D'Orazio, M., Agostini, S., Innocenti, F., Haller, M.J., Manetti, P. y Mazzarini, F. 2001. Slab window-related magmatism from southernmost South America: the Late Miocene mafic volcanics from the Estancia Glencross area (~ 52°S, Argentina-Chile). *Lithos* 57: 67-89.

D'Orazio, M., Innocenti, F., Manetti, P. y Haller, M. 2004. Cenozoic back-arc magmatism of the southern extra-Andean Patagonia (44°30'-52°S): a review of geochemical data

- and geodynamic interpretations. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 59: 525-538.
- D’Orazio, Innocenti, F., Manetti, P., Haller, M., Di Vincenzo, G. y Tonarini, S. 2005. The late Pliocene mafic lavas from the Camusú Aike Volcanic Field (Argentina, ~50°S): evidence for geochemical variability in slab window magmatism. *Journal of South American Earth Science* 18: 107-124.
- De Giusto, J.M., Di Persia, C.A. y Criado Roque, P. 1980. Informe correspondiente a las Hojas Geológicas 51d, Koluel Kayke y 51c, Meseta de San Pedro. Servicio Geológico Nacional (inédito), 47 p., Buenos Aires.
- de Ignacio, C., López, I., Oyarzun, R. y Márquez, A. 2001. The northern Patagonia Somuncura plateau basalts: a product of slab-induced, shallow asthenospheric upwelling?. *Terra Nova* 13: 117-121.
- Ferello, R. 1969. Intento de sistematización geocronológica de las rocas eruptivas básicas en sectores de Chubut y Santa Cruz. 4° Jornadas geológicas argentinas, Actas 1: 293-310, Mendoza.
- Fernández Gianotti, J.R. 1969. La diabasa de Muzeka y su contenido de Níquel, Sierra de San Bernardo, provincia del Chubut. *República Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina* 24: 159-171.
- Ferreira, L., Iovine, G. y Menegatti, N. 2014. Visualización de “geoformas” en sísmica 3D: su importancia en el contexto paleoambiental del relleno cretácico de la Cuenca del Golfo San Jorge en el área de las provincias de Chubut y Santa Cruz, Argentina. 19° Congreso Geológico Argentino, Actas CD ROM, Córdoba.
- Feruglio, E. 1949. Descripción geológica de la Patagonia. Tomo 1 y 2. Dirección de Yacimientos Petrolíferos Fiscales, 339 p., Buenos Aires.
- Fitzgerald, M., Mitchum, Jr.R., Uliana, M. y Biddle, K. 1990. Evolution of San Jorge Basin. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 74: 879-920.
- González, R. 1971. Descripción geológica de la Hoja 49c, Sierra San Bernardo, Prov. del Chubut, Boletín 112. Dirección Nacional de Geología y Minería, 79 p., Buenos Aires.
- Gorring, M.L., Kay, S.M., Zeitler, P.K., Ramos, V.A., Rubiolo, D., Fernandez, M.I. y Panza, J.L. 1997. Neogene Patagonian plateau lavas: Continental magmas associated with ridge collision at the Chile Triple Junction. *Tectonics* 16: 1-17.
- Haller, M., Pécskay, Z., Németh, K., Gmélíng, K., Massaferró, G., Meister, C. y Nullo, F. 2009. Preliminary K-Ar geochronology of Neogene back arc volcanism in Northern Patagonia, Argentina. 3° International Maar Conference, Abstracts: 40, Malargüe.
- Irvine, T.N. y Baragar, W.R.A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences* 8: 523-548.
- Kay, S., Ardolino, A., Franchi, M. y Ramos, V. 1993. Origen de la meseta de Somun Cura: distribución y geoquímica de sus rocas volcánicas máficas. 12° Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 236-248, Buenos Aires.
- Kay, S., Gorring, M. y Ramos, V. 2004. Magmatic sources, setting and causes of Eocene to Recent Patagonian plateau magmatism (36°S to 52°S latitude). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 59: 556-558.
- Kay, S., Ardolino, A., Gorring, M. y Ramos, V. 2007. The Somuncura Large Igneous Province in Patagonia: Interaction of a Transient Mantle Thermal Anomaly with a Subducting Slab. *Journal of Petrology* 48: 43-77.
- Keidel, J. 1917. Ueber das patagonische Tafelland, das patagonische Gëroll und ihre Beziehungen zu den geologischen Erscheinungen im argentinischen Andengebiet und Litoral. *Zeitschrift Deutsche Wissenschaftliche Verein* 3: 219-245.
- Kilian, R. y Behrmann, J.H. 1997. Geochemical constraints on the sources of Southern Chile trench sediments and their recycling in arc magmas of the Southern Andes. 8° Congreso Geológico Chileno, Actas 3: 1661-1665, Antofagasta.
- Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Strekeisen, A. y Zanetin, B. 1986. A chemical classification of volcanic rock base on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology* 27: 745-750.
- Lema, H. y Cortes, J.M. 1987. El vulcanismo Eoceno del flanco oriental del la meseta de Canquel, Chubut, Argentina. 10° Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 188-191, Tucumán.
- Linares, E. y González, R. 1990. Catálogo de edades radimétricas de la República Argentina 1957-1987. *Asociación Geológica Argentina, Publicación Especial* 19, Serie B, 628 p., Buenos Aires.
- Mahlburg Kay, S., Ardolino, A., Gorring, M. y Ramos, V. 2007. The Somuncura Large Igneous Province in Patagonia: Interaction of a Transient Mantle Thermal Anomaly with a Subducting Slab. *Journal of Petrology* 48: 43-77.
- Maniar, P.D. y Piccoli, P.M. 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin* 101: 635-643.
- Marshall, L.G., Cifelli, L.G., Drake, R.E. y Curtis, G.H. 1986. Vertebrate Paleontology, Geology and Geochronology of the Tapera de López and Scarrit Pocket, Chubut Province, Argentina. *Journal of Paleontology* 60: 920-951.
- Menegatti, N., Massaferró, G., Fernández, M. y Giacosa, R. 2013. Petrología de los cuerpos básicos alcalinos del Sur del Chubut. 2° Reunión de Petrología y Metalogénesis Asociada. Resúmenes: 66, San Luis.
- Mortola, E. 1923. Rocas Alcalinas Básicas del sur del Chubut. Dirección General de Minas, Geología e Hidrología. Boletín N°34, Serie B (Geología), 55 p., Buenos Aires.
- Muñoz J., Troncoso, R., Duhart, P. Crignola, P., Farmer, L. y Stern, C. 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: 177-203.
- Nakamura N. 1974. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na, and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 38: 757-775.
- Pardo Casas, F. y Molnar, P. 1987. Relative motion for the Nazca (Farallon) and South America plates since late Cretaceous time. *Tectonics* 6: 233-248.
- Peroni, G., Hegedus, A., Cerdán, J., Legarreta, L., Uliana, M. y Laffitte, G. 1995. Hydrocarbon accumulation in an inverted segment of the Andean Foreland: San Bernardo Belt, Central Patagonia. En Tankard, A., R. Suárez y H. Welsnik (eds.) *Petroleum Basins of South America. American Association of Petroleum Geologists, Memoir* 62: 403-419. Tulsa.
- Pezzuchi, H. y Fernández, M.I. 2001. Hoja Geológica 4569-III: Sarmiento, provincia del Chubut. Instituto de Geología y Recursos Minerales-SEGEMAR (inédita), 55 p., Buenos Aires.
- Pezzutti, N. y Villar, L.M. 1978. Los complejos alcalinos de la zona de Sarmiento, pcia. Del

- Chubut. 7° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 511-520, Neuquén.
- Ramos, V.A. y Kay, S.M. 1992. Southern Patagonian plateau basalts and deformation: backarc testimony of ridge collisions. *Tectonophysics* 205: 261-282.
- Remesal, M., Salani, F. y Cerredo, M.E. 2012. Petrología del Complejo Volcánico Barril Niyeu (Mioceno inferior), Patagonia Argentina. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 29: 463-477.
- Riccardi, A.C. 1971. Estratigrafía en el oriente de la Bahía de la Lancha, Lago San Martín, Santa Cruz, Argentina. Universidad Nacional de La Plata. *Revista del Museo de La Plata* 7: 245-318.
- Rollinson, H., 1993. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Longman Group, 352 p., London.
- Sciutto, J., Césari, O. e Iantanos, N. 2008. Hoja Geológica 4569-IV: Escalante, provincia del Chubut. Instituto de Geología y Recursos Minerales. Escala 1:250.000. Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 351, 76 p., Buenos Aires.
- Schörken, M. 1996. Geologie, petrographie und geochemie des Alkali-Komplexes Los Leones in der Sierra de San Bernardo (Zentral-Patagonien). Geologisch-Paläontologischen Institut der Christian-Albrechts-Universität zu Kiel. Diplomarbeit, 83 p.
- Streckeisen, A. 1976: To each plutonic Rock its proper name. *Earth Science Reviews* 12: 1-33.
- Suárez, M., y de la Cruz, R. 2001. Jurassic to Miocene K-Ar dates from eastern central Patagonian Cordillera plutons, Chile (45°-48°S). *Geological Magazine* 138: 53-66.
- Sun S.S. y McDonough, W.F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. En: Saunders A.D. y Norry M.J. (eds.) *Magmaism in ocean basins*. Geological Society of London. Spec. Pub. 42: 313-345, Londres.
- Teruggi, M. 1964. Differentiated zeolites and nefeline syenites in basic sills of central Patagonia. 22° International Geological Congress 7: 22-34. Nueva Delhi.
- Uliana, M.A., Biddle, K.T. Phelps, D.W. y Gust, D. 1985. Significado del vulcanismo y extensión mesojurásicas en el extremo meridional de Sudamérica. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 40: 231-253.
- Vietto, M.E. 2000a. Morfología, petrología y significado geodinámico de los cuerpos subvolcánicos alcalinos que se hallan ubicados en las inmediaciones de Las Heras, provincia de Santa Cruz. Tesis doctoral, Universidad Nacional de la Patagonia San Juan Bosco (Inédito), 406 p., Comodoro Rivadavia.
- Vietto, M.E. 2000b. Informe petrográfico de muestras de rocas volcánicas y subvolcánicas del área de la Hoja Geológica Escalante. Universidad Nacional de la Patagonia San Juan Bosco. Informe interno, 20 p., Comodoro Rivadavia.
- Vilela, C.R. 1971. Descripción geológica de la Hoja 48c, Lago Musters, Prov. del Chubut, Bol. 113. Dirección Nacional de Geología y Minería, 65 p., Buenos Aires.
- Villar, L.M. y Pezzutti, N. 1976. Contribución a la petrología de las rocas alcalinas básicas de la zona de Sarmiento, Provincia del Chubut, República Argentina. 1° Congreso Geológico Chileno, Actas 2: 59-72, Arica.
- Viviers, M.C. 1970. Rocas Básicas de los Cerros Pastel y Puricelli, Provincia del Chubut, República Argentina y los fenómenos de diferenciación. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 25: 329-346.

Recibido: 28 de mayo, 2013

Aceptado: 7 de marzo, 2014