

# Petrogénesis de las rocas ígneas alcalinas cenozoicas en la cuenca del Golfo San Jorge, provincia de Chubut

Nilda D. MENEGATTI<sup>1</sup>, Gabriela I. MASSAFERRO<sup>2</sup>, Raúl E. GIACOSA<sup>3</sup>, Juan I. VARGAS<sup>4</sup>, Juan M. TURRA<sup>4</sup>, Sabrina X. OLAZÁBAL<sup>4</sup>, Yasmin N. JALIL FREDES<sup>4</sup> y Federico ALVARELLOS<sup>4</sup>

<sup>1</sup>Instituto de Ciencias Polares, Ambiente y Recursos Naturales, Universidad Nacional de Tierra del Fuego, Ushuaia.

<sup>2</sup>Departamento de Geología, Universidad Nacional de la Patagonia San Juan Bosco, Puerto Madryn. IPGP, CENPAT-CONICET.

<sup>3</sup>Servicio Geológico y Minero Argentino-IGRM e IIPyG-Universidad Nacional de Río Negro-CONICET, General Roca.

<sup>4</sup>Departamento de Geología, Universidad Nacional de la Patagonia San Juan Bosco, Comodoro Rivadavia.

E-mail: ndmenegatti@untdf.edu.ar

Editor: Mónica López de Luchi

## RESUMEN

En la cuenca del Golfo San Jorge afloran numerosos cuerpos básicos alcalinos cenozoicos que intruyen y cubren a rocas sedimentarias cretácicas, paleógenas y neógenas. De acuerdo a las características estructurales, dichos cuerpos se clasificaron como *stocks*, lopolitos, filones capa, *necks*, diques y coladas. Las variedades litológicas corresponden a gabro, gabrodiorita, monzogabro, monzodiorita con foides, monzodiorita foidífera, sienita alcalifeldespática con foides, sienita foidífera y basanita, con diversas texturas indicativas de distintos niveles de emplazamiento. Son rocas que poseen bajos contenidos en SiO<sub>2</sub> (41 a 56 %), de características alcalinas a ligeramente subalcalinas y metaluminosas, a excepción de las sienitas foidíferas que son peralcalinas. Tanto la variación de los óxidos y de los elementos traza, así como las modelizaciones realizadas, sugieren que hubo diferenciación por cristalización fraccionada de olivina, clinopiroxeno, magnetita y feldespato potásico. Dichas modelizaciones indican además que los gabros se formaron a partir de un 9% de fusión parcial de una peridotita granatífera anhidra, en tanto que para las basanitas se obtiene un valor del 2,3 % a partir de una peridotita granatífera hidratada, en ambos casos sin indicios de contaminación cortical. Los cálculos de temperatura indican valores de 1148 a 1361°C para gabros y de 1386 a 1405°C para basanitas. La segregación de los magmas primarios que dieron origen a las rocas básicas aquí estudiadas se habría producido a una profundidad de aproximadamente 86 km, que corresponde al límite de la litósfera con la astenósfera, dentro del campo de estabilidad del granate.

**Palabras clave:** *Magmatismo básico alcalino, Cenozoico, Patagonia.*

## ABSTRACT

*Petrogenesis of the Cenozoic alkaline igneous rocks in the Gulf of San Jorge Basin, Chubut province.*

In the Gulf of San Jorge Basin several Cenozoic basic alkaline units crop out, intruding and covering Cretaceous, Paleocene and Neogene sedimentary rocks. Structural features indicate that these bodies are stocks, lopoliths, sills, necks, dikes and flows. The lithologic varieties correspond to gabbro, gabbrodiorite, monzogabbro, foid-bearing monzodiorite, foid monzodiorite, foid-bearing alkali feldspar syenite, foid syenite and basanite. Textures indicate different levels of intrusion. Rocks are low in SiO<sub>2</sub> (41 to 56 %), alkaline to slightly subalkaline and metaluminous except for the foidic syenites that are peralkaline. The variation in major and trace elements as well as the performed modeling suggest differentiation by fractional crystallization of olivine, clinopyroxene, magnetite and K-feldspar. This modeling also indicates that the gabbros were formed after 9 %, and basanites after 2.3 % partial melting from an anhydrous and a hydrated granatiferous peridotite respectively; neither of them show evidence of crustal contamination. Temperature calculations indicate 1148 to 1361°C for gabbros and 1386 to 1405°C for basanites. The segregation of the primary magmas that originated all the basic studied rocks might have been produced at a depth of 86 km, which corresponds to the limit of the lithosphere with the asthenosphere, within the stability field of the garnet.

**Keywords:** *Alkaline basic magmatism, Cenozoic, Patagonia.*

## INTRODUCCIÓN

Numerosos estudios realizados en el ámbito de la cuenca del Golfo San Jorge, coinciden en señalar la amplia distribución de un magmatismo básico alcalino emplazado como cuerpos intrusivos y subvolcánicos durante el Eoceno-Oligoceno en el marco de un régimen tectónico extensional (Aragón *et al.* 2011, 2013, Folguera y Ramos 2011, Foix *et al.* 2011, entre otros). En esta región además son muy extensos los afloramientos neógenos de rocas básicas bajo la forma de mantos lávicos.

El área de estudio está comprendida entre las coordenadas 44° 45' - 45° 45' latitud S y 68° 00' - 69° 45' longitud O, en el ámbito de las hojas geológicas 4569-III-Sarmiento (Pezzuchi y Fernández 2001), 4569-IV-Escalante (Sciutto *et al.* 2008) y un pequeño sector ubicado hacia el sureste de la Hoja 4569-I-José de San Martín (Ardolino *et al.* 2013) (Fig. 1). Los sitios relevados en este trabajo fueron: meseta La Yeta, cerros Melilán, Pastel, Romero y Tres Picos (norte y oeste del lago Musters), y cerros Guacho N, Las Cuatro Tetas, Tortuga, Dragón y estancia Turco Martín (al este del lago Colhué Huapí). La figura 1 muestra la ubicación de los mencionados sitios, a los que se suman los cerros Negro, Cresta, Puricelli, Guacho S, Solo, San Bernardo, Cresta, Trompeta, Los Leones y Tumba del Indio, ubicados al sur de la localidad de Colonia Sarmiento, cuyas descripciones se brindan en Menegatti *et al.* (2014a).

Cabe destacar que tanto las rocas alcalinas que afloran en la cuenca del Golfo San Jorge, como otras semejantes que se encuentran en el resto de la Patagonia, cuentan con numerosos estudios de campo, estructurales, petrográficos y geoquímicos como los realizados por Ameghino y Stappenbeck (en Mortola 1923), Keidel (1917), Mortola (1923), Feruglio (1949), Teruggi (1964), Ferello (1969), Fernández Gianotti (1969), Viviers (1970), González (1971), Vilela (1971), Villar y Pezzutti (1976), Pezzutti y Villar (1978), Beros (1982), Bitschene *et al.* (1991), Alric (1994), Schörken (1996), Chelotti *et al.* (1996), Vietto (2000), Pezzuchi y Fernández (2001), Bruni (2004), Kay *et al.* 2004, D'Orazio *et al.* (2004), Sciutto *et al.* (2008), Bruni *et al.* (2008), Haller *et al.* (2009), Menegatti *et al.* (2013) y Menegatti *et al.* (2014a). Los antecedentes referidos a la geocronología de las rocas extrusivas fueron publicados por Marshall *et al.* (1986), Linares y González (1990), Bruni (2004) y Haller *et al.* (2009), quienes obtuvieron edades entre 46 y 1,46 Ma (Eoceno-Pleistoceno), en tanto que para las rocas intrusivas se señalan los de Linares y González (1990), Corbella y Linares (1977), Mahlburg Kay *et al.* (2007), Busteros y Lapido (1983), Riccardi (1971), Suárez y de la Cruz (2001), con un rango de edades entre 51 y 9 Ma (Eoceno-Mioceno). Los aportes específicos realizados por dichos investigadores se pueden consultar de manera resumida en Menegatti *et al.* (2014a).

Las contribuciones previas enfocadas en la petrología y geoquímica de los cuerpos relevados en este trabajo, corresponden a Menegatti *et al.* (2014b) y Menegatti *et al.* (2015). Desde el punto de vista estructural se destacan los trabajos de Ferreira *et al.* (2014) y Paredes *et al.* (2016) que brindan datos del subsuelo basados en la interpretación de perfiles sísmicos.

Es importante señalar que en la industria del petróleo, se ha profundizado el estudio de cuerpos intrusivos (tales como lopolitos y filones capa) debido al efecto que tienen en el proceso de maduración y migración del petróleo, y por la compartimentación que ocasiona la intrusión de cuerpos ígneos en una cuenca sedimentaria (Soares *et al.* 2007, Rodríguez Monreal *et al.* 2007 y 2009, López Angriman 2010, Rateau *et al.* 2013, Paredes *et al.* 2016, entre otros). En esta contribución se presentan nuevos datos sobre la sobre la petrogénesis, evolución y emplazamiento de las unidades subvolcánicas y volcánicas cenozoicas en la cuenca del Golfo San Jorge, sobre la base del relevamiento detallado de los cuerpos y de su estudio petrográfico, geoquímico y estructural. Para el estudio geoquímico, discusiones y conclusiones, se tuvieron en cuenta los datos brindados por Menegatti *et al.* (2014a) y los del presente aporte.

Los afloramientos de la cuenca del Golfo San Jorge están constituidos por rocas sedimentarias y piroclásticas del Grupo Chubut (Cretácico Inferior a Superior), correspondientes al sistema deposicional fluvial-lacustre de las formaciones Matasiete y Pozo D-129, seguido por las Formaciones Castillo, Bajo Barreal y Laguna Palacios (fluvial y deltaico), que corresponde a la fase de relleno de sag del rift (Sciutto *et al.* 2008). En el Paleoceno temprano tiene lugar una ingresión marina de carácter transicional (Formación Salamanca) representada por rocas sedimentarias que se apoyan en discordancia

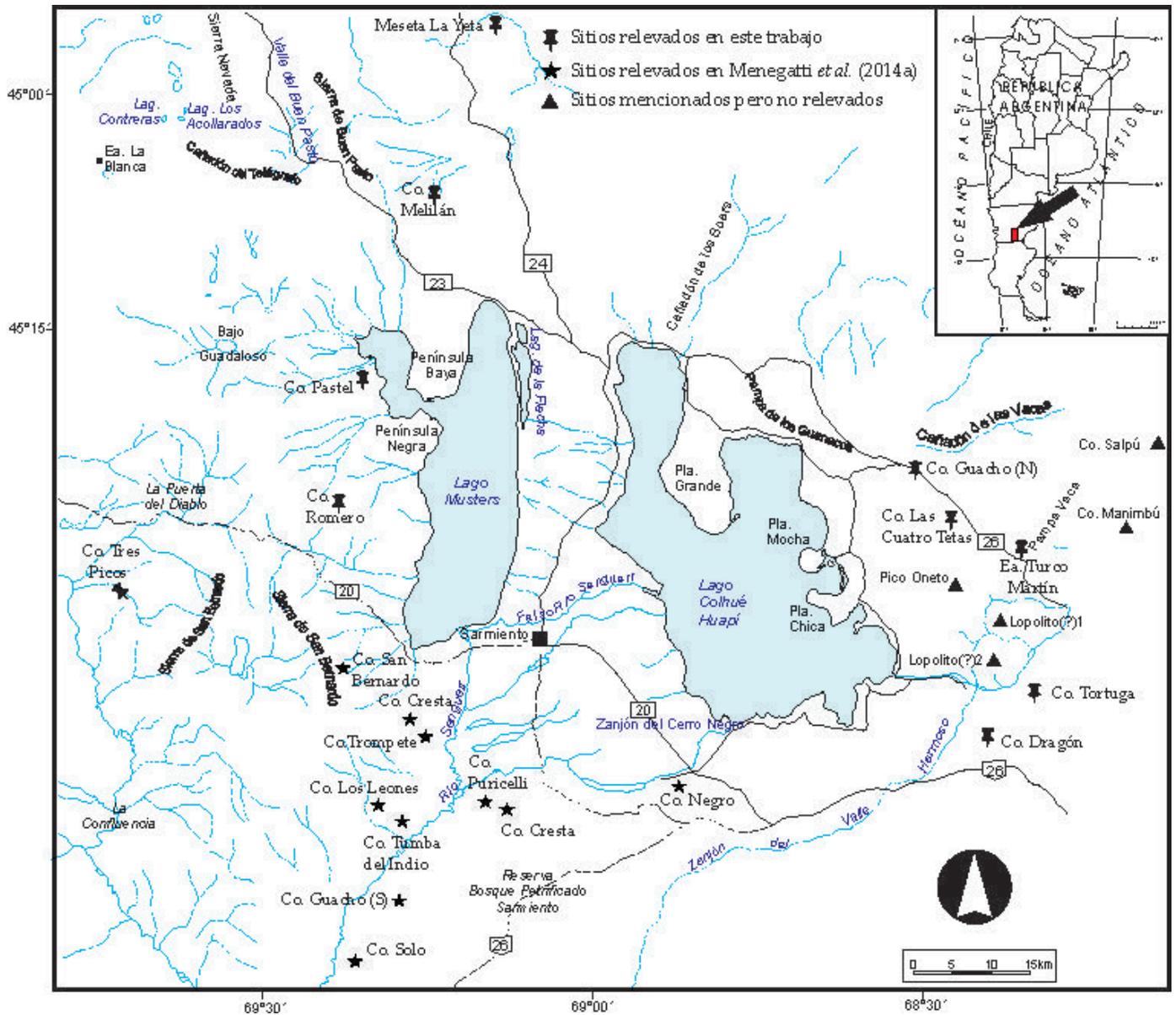
## MARCO GEOLÓGICO

La cuenca del Golfo San Jorge, la más antigua y prolífica productora de hidrocar-

buros de Argentina, se extiende entre los paralelos 45° y 47° latitud S y los meridianos 65° y 71° longitud O, cubre parte de las provincias de Chubut y Santa Cruz y se continúa hacia el este en la plataforma continental. Al igual que otras numerosas cuencas mesozoicas del continente, su origen está vinculado a procesos geológicos asociados al desmembramiento de Gondwana. La cuenca es de carácter intracratónico (Sylwan 2001), posee una fuerte influencia extensional y un espeso registro sedimentario-volcánico del Mesozoico y Cenozoico que apoya sobre el basamento gondwánico patagónico.

Las unidades de subsuelo en la cuenca del Golfo San Jorge son principalmente rocas del basamento cristalino paleozoico, sobre las que apoyan rocas sedimentarias marinas del Liásico que constituyen una secuencia de pre-rift. Sobre estas rocas -y durante la etapa de rift temprano de la cuenca- se depositan unidades volcánicas y volcánicas jurásicas asignadas al complejo volcánico-sedimentario (Clavijo 1986), que según la región de la cuenca y composición litológica toman diferentes nombres, tales como Complejo Marfil (Cortés 1981), Complejo Volcánico Bahía Laura (Sruoga *et al.* 2008) y Grupo Lonco Trapial (Lesta y Ferello 1972). Esta extensa unidad subyace a una espesa columna sedimentaria de más de 8000 m de espesor que comienza con sedimentos del Cretácico Inferior (Megasecuencia I, Figari *et al.* 1999), un estadio de hemigrábenes maduros (Formación Pozo Anticlinal Aguada Bandera) seguido por un episodio de máxima inundación del océano Pacífico (Formación Pozo Cerro Guadal, Barcat *et al.* 1989).

Los afloramientos de la cuenca del Golfo San Jorge están constituidos por rocas sedimentarias y piroclásticas del Grupo Chubut (Cretácico Inferior a Superior), correspondientes al sistema deposicional fluvial-lacustre de las formaciones Matasiete y Pozo D-129, seguido por las Formaciones Castillo, Bajo Barreal y Laguna Palacios (fluvial y deltaico), que corresponde a la fase de relleno de sag del rift (Sciutto *et al.* 2008). En el Paleoceno temprano tiene lugar una ingresión marina de carácter transicional (Formación Salamanca) representada por rocas sedimentarias que se apoyan en discordancia



**Figura 1.** Mapa de ubicación. Nota: Cerro Los Leones es la toponimia correcta, en la publicación de Menegatti *et al.* (2014a) figura “Dos Leones”. Se distinguió a los cerros Guacho en N y S. En la publicación de Menegatti *et al.* (2014a) el cerro Guacho S figura como cerro Guacho.

sobre las formaciones del Grupo Chubut (Bellosi *et al.* 2000). Transicionalmente se pasa a una sedimentación continental fluvial con las formaciones que componen el Grupo Río Chico (Raigemborn *et al.* 2010) asignadas al Paleoceno tardío-Eoceno. Durante el Eoceno-Oligoceno medio, y en un ambiente continental, se depositaron sedimentos piroclásticos finos asignados al Grupo Sarmiento (Simpson 1941, Pascual y Odreman 1971, Andreis *et al.* 1975, Andreis 1977, Spaletti y Mazzoni 1977, 1979). Un extenso magmatismo básico alcalino cenozoico tiene representación en

gran parte de esta región. Se distingue un primer episodio entre el Paleoceno y el Oligoceno caracterizado por intrusivos y otro posterior de carácter lávico a partir del Oligoceno, que se extiende hasta el Pleistoceno. En el ámbito de la Hoja 4569-III-Sarmiento las rocas intrusivas fueron incluidas en la unidad Complejo Alcalino San Bernardo y las extrusivas denominadas como Basalto Buen Pasto (Pezzuchi y Fernández 2001), en la Hoja 4569-I-José de San Martín como Formación Sierra Cuadrada, basaltos Los Galpones, Carranza, Don Alfredo, entre otras denominaciones (Ardolino *et al.* 2013), y

en la Hoja 4569-IV-Escalante como “intrusivos alcalinos” y “basaltos alcalinos (mantos)” (Sciutto *et al.* 2008). En el Oligoceno-Mioceno se registra una nueva ingresión marina atlántica cuyas rocas sedimentarias integran la Formación Chenque (Bellosi 1990). A partir del Mioceno temprano a medio -y en relación al levantamiento tectónico neógeno de los Andes- se depositaron en toda la región sedimentos continentales de carácter fluvial y eólico asignados a la Formación Santa Cruz (Bellosi 1998). A partir del Plioceno y durante gran parte del Pleistoceno, se registran sedimentos continentales de

tipo fluvio-glacial provenientes de la fusión de los hielos andinos, los que actualmente constituyen extensas mesetas que cubren una parte sustancial de la región de estudio (Rodados Patagónicos, Césari y Simoneoni 1994).

En base a la orientación de sus estructuras y a la presencia de fallas normales o inversas, la cuenca del Golfo San Jorge ha sido dividida en tres regiones estructurales (Figari *et al.* 1999). Los principales afloramientos de la cuenca del Golfo San Jorge están en la faja plegada de San Bernardo, la cual se caracteriza por estructuras N-S a NNO-SSE vinculadas a inversión tectónica positiva de fallas mesozoicas (Figari *et al.* 1999). Al oeste y al este las estructuras principales están en el subsuelo donde dominan grandes fallas normales de rumbo O-E a ONO-ESE.

Estudios de secciones sísmicas en la zona de Las Heras (Santa Cruz), 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 el emplazamiento lateral (Chelotti *et al.* 1996). Esto sugiere el predominio de un régimen extensional durante el emplazamiento de los cuerpos básicos, que habiendo comenzado en tiempos jurásicos y cretácicos, continúa con algunas interrupciones y de manera más atenuada en gran parte del Terciario de la cuenca del Golfo San Jorge.

## RELACIONES DE CAMPO

Los cuerpos de roca estudiados en el presente aporte se presentan como *stocks*, filones capa, *necks* y coladas (cuadro 1), compuestos principalmente por rocas intrusivas cuya clasificación se puede observar en la figura 2. En el cuadro 1 se agregaron tres muestras provenientes de los cerros Los Leones (Iopolito), Cresta y Trompeta (Iopolito?) investigados por Menegatti *et al.* (2014a) debido al aporte de nuevos datos químicos de elementos mayores y trazas; las características de campo de dichos afloramientos pueden consultarse en el mencionado trabajo. Los afloramientos estudiados se distinguen con facilidad porque presentan color

pardo oscuro que contrastan con los de la roca de caja (blanco amarillento) y por sobresalir en el terreno a modo de lomadas redondeadas (*stocks*) o alargadas (filones capa), cónicas (*necks*), crestas (diques) y mesetas (coladas) debido al efecto de la erosión diferencial. Excepto las coladas de basalto, que en la zona estudiada cubren superficies de aproximadamente 200 km<sup>2</sup>, el resto de los afloramientos posee dimensiones inferiores a los 6 kilómetros cuadrados. Como regla general se observa que las intrusiones de mayor tamaño se emplazan en rocas sedimentarias del Cretácico Superior en tanto que las más pequeñas lo hacen en rocas terciarias.

Los afloramientos se pueden agrupar en dos sectores separados entre sí por aproximadamente 70 kilómetros. El primer grupo incluye los cuerpos de los cerros Tres Picos, Romero, Pastel, Melilán y Meseta la Yeta, que afloran en el sector de la faja plegada de San Bernardo. El otro grupo aflora al este en el ámbito de la región oriental, e incluye numerosos afloramientos como los cerros Dragón, Tortuga, Las Cuatro Tetas, Estancia Turco Martín y Guacho N, entre otros. Las dos principales diferencias estructurales entre los representantes de ambos grupos pueden resumirse en: a) el nivel de intrusión algo más somero alcanzado por los cuerpos en el sector oriental, y b) la presencia de una estructuración asociada a la deformación compresiva del Mioceno, visible en algunos de los cuerpos del sector oeste, en particular en Meseta La Yeta y cerro Melilán.

La principal estructura interna de los intrusivos son las diaclasas de enfriamiento, las que se presentan habitualmente como juegos verticales a subverticales. Basado en su forma y tamaño, así como por la presencia de gradientes texturales y de zeolitas, algunos de los afloramientos fueron caracterizados como cuerpos subvolcánicos emplazados en niveles corticales altos (<1 km), los que en algunos casos habrían sido conductos de volcanes basálticos, como es el caso de los *necks* (Bitschene *et al.* 1991).

En términos de relaciones tectomagmáticas, los intrusivos están estratigráficamente comprendidos entre las capas con *Pyrotherium* del Grupo Sarmiento (Eoceno

temprano en su mayoría) y el Patagoniano (Oligoceno tardío-Mioceno temprano) (Ferrelo 1969, Bitschene *et al.* 1991). Habrían sido emplazados durante la etapa de *sag* marginal previa a la deformación compresional del Neógeno, etapa caracterizada por inversión de fallas normales mesozoicas, plegamiento y alzamiento regional en la faja plegada de San Bernardo (Peroni *et al.* 1995, Chelotti y Homovc 1998).

### Stocks

**Cerros Tortuga y Dragón:** Estos cerros se ubican al sureste del lago Colhué Huapí y están compuestos por gabrodiorita y monzodiorita con foices que intruyen de manera discordante a rocas sedimentarias de los Grupos Río Chico y Sarmiento. El cerro Tortuga tiene forma de cúpula convexa aproximadamente circular (0,5 km de diámetro) en tanto que el cerro Dragón es subcircular (1,7 x 1,4 km); las elevaciones desde la base son de aproximadamente 100 m lo que les da un aspecto chato. En ambos se observan diaclasas concéntricas formadas durante el enfriamiento. Dichos cuerpos están atravesados por diques de gabrodiorita de grano muy fino y de basanita, con rumbo preferencial NO-SE y en menor proporción NE-SO. En el cerro Dragón se realizó un muestreo sistemático desde la parte central del cuerpo hacia el contacto (perfil E-O, Fig. 3). De acuerdo a la textura se aprecian tres facies que varían de forma gradual en su tamaño de grano y en el contenido de nódulos de zeolitas: facies A: gabrodiorita de grano grueso a medio, facies B: gabrodiorita de grano medio a fino con nódulos de zeolita con diámetros entre 1 mm y 5 cm, y facies C: gabrodiorita de grano fino a muy fino con numerosos nódulos de zeolita inferiores a 0,3 milímetros. Como se observa, el tamaño de grano se reduce hacia la facies de borde, al tiempo que se incrementa el contenido de zeolitas con nódulos de mayor a menor tamaño. Por otra parte, el porcentaje y las dimensiones de los nódulos de zeolita aumentan hacia la parte superior del afloramiento, con desarrollo de cristales que alcanzan los 5 centímetros. La presencia de cavidades rellenas por zeolitas es indicativa del escape de gases en cercanías del techo del intrusivo y la posterior circulación de fluidos magmáticos tardíos ricos en álca-

**CUADRO 1.** Yacencia, litología, textura y mineralogía de los afloramientos estudiados.

Yacencia	Sitio	Muestra	Litología	Textura	Mineralogía (composición modal expresada en %)						
					PI	FA	Fd	OI	Cpx	Anf	Otr
Stocks	Cerro Tortuga	CT01	Monzodiorita c/foides	Fan. eq. hip. gm	49	17	6	8,7	18	-	1,3
		CT04	Gabrodiorita	Fan. ineq. hip. gf a gmf	46	-	-	36	16	-	2
	Cerro Dragón	CD01	Gabrodiorita	Fan. eq. hip. gg	45	-	-	38	15,5	-	1,5
		CD-04	Monzodiorita c/foides	Fan. eq. hip. gm	45	19,5	3,5	8,5	22	-	1,5
Filones capa	Meseta La Yeta	MLY02	Monzodiorita c/foides	Fan. eq. hip. gf a gmf	57,5	11,5	2	16,6	11	-	1,4
	Cerro Melilán	CM04	Gabrodiorita	Fan. eq. hip. gm	48	2	-	33	16	-	1
		CM05	Sienita foidica	Fan. ineq. hip. gm a gf	6,5	52,5	11,5	-	24,5	3,5	1,5
		CM06	Monzodiorita c/foides	Fan. eq. hip. gg	54	13,5	4,5	9,5	16,8	-	1,7
	Cerro Guacho (N)	CG04	Gabrodiorita	Fan. eq. hip. gg	45	-	-	34,5	19,2	-	1,3
		CG05	Monzodiorita c/foides	Fan. ineq. hip. gm a gf	51	19	2	10	17	-	1
CG06		Gabrodiorita	Fan. eq. hip. gg	47	-	-	37,5	14	-	1,5	
Necks	Cerro Pastel	CP04	Gabro	Fan. eq. hip. gmf	50	-	-	37	11,5	-	1,5
		CP06	Gabrodiorita	Fan. eq. hip. gm	46,5	-	-	36	16,7	-	0,8
		CP07	Gabrodiorita	Fan. eq. hip. gf	47,3	-	-	38,5	12,9	-	1,3
	Cerro Tres Picos	C3P02	Monzodiorita foidica	Fan. eq. hip. gmf	43,5	23	14,5	4	14	-	1
Coladas	Cerros Las Cuatro Tetras	C4T01	Basanita	Roca: Porfírica Pasta: Pilotáxica	Fenocristales (35%): OI, PI Pasta (65%): PI, CPx, Fd, Vi, Op						
		C4T04	Basanita								
Lopolito	Cerro Los Leones	CR01	Basanita	Roca: Porfírica Pasta: Intergranular	Fenocristales (30%): OI Pasta (70%): PI, Fd, CPx, OI, Op						
		Ea. Turco Martín	ETM01	Basanita							
Lopolito?	Cerro Cresta-Trompeta	A10	Gabro	Inequigranular gf	53,5	-	-	35,5	9,7	-	1,3
		CLL13	Monzodiorita foidica	Fan. eq. hip. gg	47,5	19,5	12	5,5	14,5	-	1
		A20	Monzogabro	Fan. eq. hip. gg	46,4	15,5	-	8,1	28,1	-	1,9
		CCT29	Sienita álcalifeld. c/foides	Fan. eq. hip. gg	2	67	7	-	22,2	-	1,8
		CCT33	Sienita foidica	Fan. eq. hip. gm	-	65	18	-	15	-	2

PI: plagioclasa, FA: feldespatos alcalinos, Fd: feldespatos, Cpx: clinopiroxeno, Anf: anfíbol, Otr: Otros: apatita, opacos. Fan.: fanerítica, eq.: equigranular, ineq.: inequigranular, hip.: hipidiomórfica. Tamaño de grano (Hibbard (1995): gg: grano grueso, gm: grano medio, gf: grano fino, gmf: grano muy fino. Los afloramientos correspondientes a los cerros Los Leones y Cresta-Trompeta se describen en el trabajo de Menegatti *et al.* (2014a).

lis (Villar y Pezzutti 1976, Pezzutti y Villar 1978). Las propiedades ópticas observadas por medio de grano suelto permitieron clasificar a la zeolita como natrolita. La facies correspondiente a monzodiorita con foices se identificó sólo en la cumbre del cerro y el contacto con la gabrodiorita es gradual. El efecto del metamorfismo térmi-

co en la roca de caja es notable por la presencia de tobas vitrificadas (incluidas en el intrusivo como xenolitos con tamaños que varían entre 2 y 20 cm), hornfels y posiblemente de buchitas.

### Filones capa

*Meseta La Yeta:* En este sitio afloran fi-

lones capa compuestos por monzodiorita con foices de grano fino a muy fino que se encuentran plegados en conjunto con rocas sedimentarias de las formaciones Bajo Barreal, Laguna Palacios y los grupos Río Chico y Sarmiento, unidad esta última con la cual el filón capa está en contacto directo (Fig. 4). También son co-



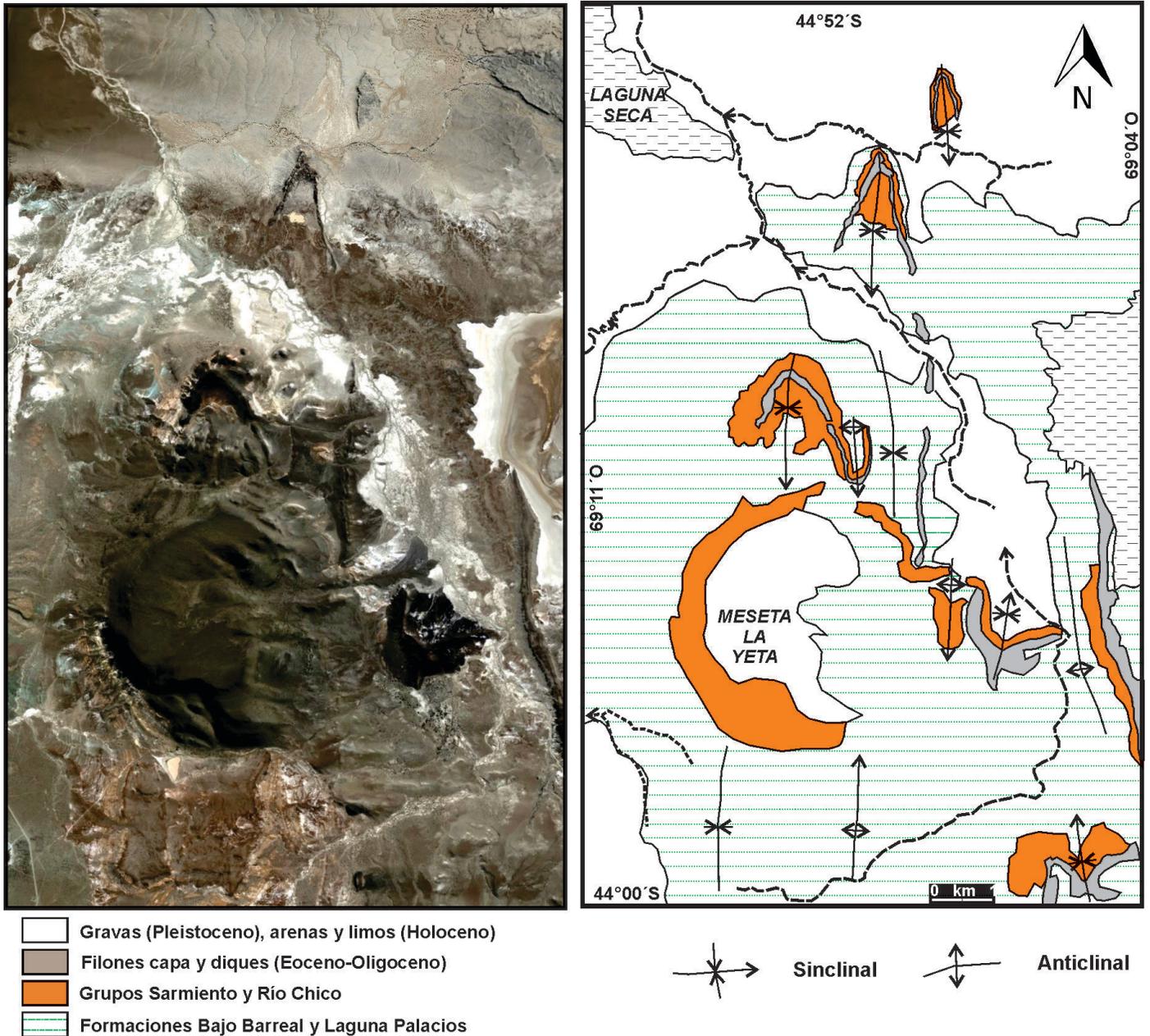


Figura 4. Meseta La Yeta: mapa geológico e imagen satelital tomada de Google Earth (2016).

basanita de rumbo E-O que intruyen con contactos netos a las rocas del cuerpo principal (Fig. 7). Las rocas de caja son tobas y areniscas de la Formación Bajo Barreal que en la zona de contacto y en concordancia con el filón capa, desarrollan una delgada aureola de hornfels negro, afanítico y con fractura concoidea. Se trata de una toba dacítica con cuarzo, plagioclasa ( $An_{26}$ ) (determinada mediante el método de Michel Lévy), feldespato alcalino, fragmentos líticos y opacos en una matriz vítrea.

### Necks

**Cerro Pastel:** Este cuerpo está ubicado al noroeste del lago Musters y constituye un típico neck volcánico con morfología subcircular. El diámetro del afloramiento del conducto es de 550 m y presenta disjunción columnar vertical, observable en paredones con una altura de 100 metros. La composición del cuerpo es homogénea y de tipo gabro-gabrodiorita con variaciones en el tamaño de grano que varía de medio en la parte central del conducto a muy fino hacia los contactos con la roca de caja y

sus diques. Se identificaron dos juegos de diaclasas subverticales perpendiculares entre sí con rumbos NO-SE y NE-SO. En las laderas sur y suroeste afloran diques vinculados al neck de hasta 4 m de potencia y rumbo N25°O, de 1 km de longitud, y otro juego con rumbo N64°O de menores dimensiones. En la parte superior del conducto son comunes los xenolitos de toba con procesos de vitrificación debido al efecto térmico que produce el intrusivo en el contacto. Tanto el neck como los diques intruyen a rocas sedimentarias de

la Formación Bajo Barreal formadas por areniscas blanquecinas que intercalan con bancos de toba verde amarillenta con leve inclinación hacia el este. En los bancos de toba hay tres juegos de diaclasas, dos subverticales con rumbos N-S y E-O, y otro subhorizontal. El emplazamiento del *neck* produjo en la roca de caja fallas normales de escaso rechazo, algo más notables hacia la ladera noroeste. Pezzutti y Villar (1978) sugieren que el cerro Pastel posee iguales características estructurales y composicionales que los afloramientos de la margen este del lago Colhué Huapí, en las penínsulas Chica y Negra y en el cerro Pico Oneto (Fig. 1).

**Cerro Tres Picos:** Está ubicado al este del río Senguerr sobre el faldeo occidental de la sierra San Bernardo y se caracteriza por un prominente relieve. Es un cuerpo subvolcánico de aproximadamente 400 m de diámetro de morfología subcircular. En los niveles superiores presenta disyunción columnar con lajamiento vertical y subhorizontal; el diaclasamiento predominante posee rumbo NO-SE y es subvertical. El cuerpo corresponde a gabro de grano fino con variaciones a monzodiorita foidífera de grano muy fino en las cuales se destacan nódulos de zeolitas de hasta 2 cm de diámetro. Este cuerpo intruye a las rocas sedimentarias cretácicas del Grupo Chubut, principalmente en los niveles medios a superiores de la Formación Bajo Barreal. Otros afloramientos semejantes ubicados hacia el suroeste intruyen además a rocas de la Formación Laguna Palacios.

**Cerros Las Cuatro Tetas:** Son elevaciones cónicas constituidas por basanita que intruyen de manera discordante a la roca de caja. Se ubican a 7 km al sureste del cerro Guacho N y están separadas en el sentido N-S y E-O por 4 km y 2 km respectivamente (Fig. 8). Poseen dimensiones semejantes, con una base de aproximadamente 400 m de diámetro y una altura de 60 m desde la base. La roca de caja corresponde a la Formación Bajo Barreal (Fig. 9) en la cual se desarrolla una aureola de metamorfismo de contacto donde el efecto térmico sólo se manifiesta en una diferencia de tonalidad de escasos centímetros en la roca de caja. En esta figura se observa además el ancho del conducto en sección vertical (~17 m). Los *necks* presentan disyunción columnar con diferentes tamaños y direc-

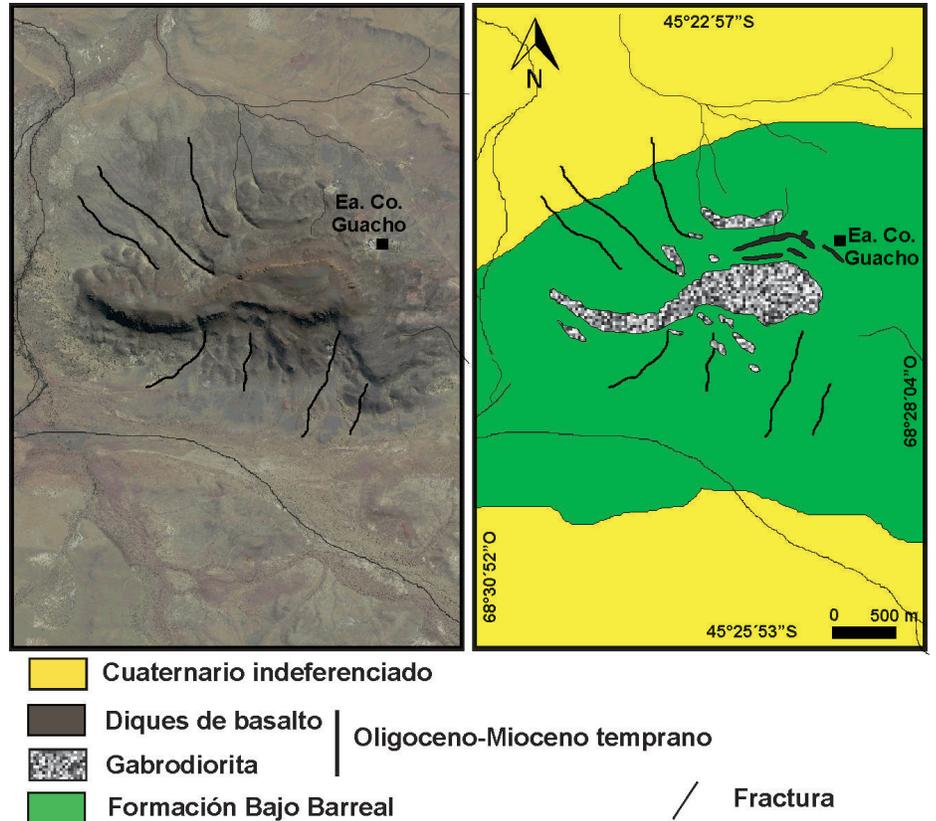


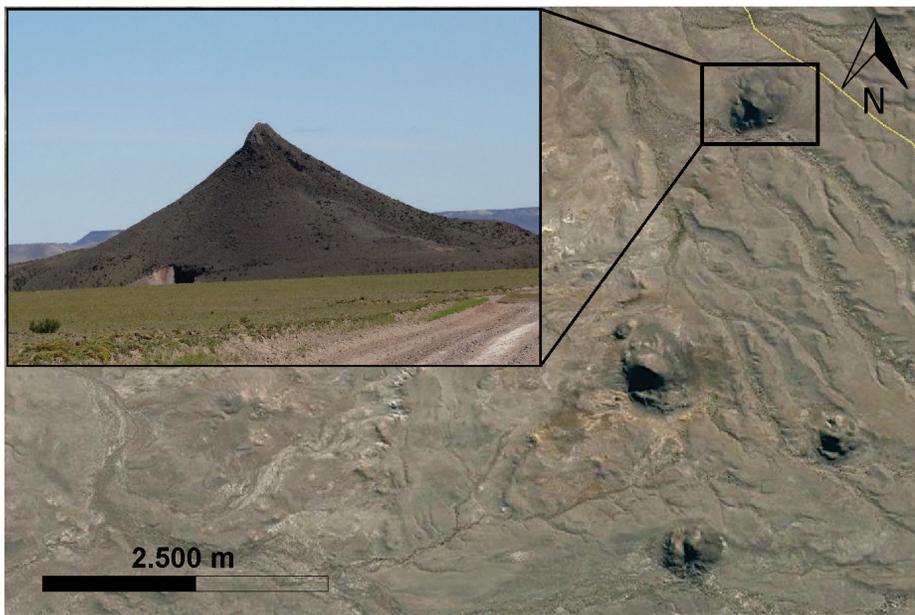
Figura 5. Cerro Guacho N: mapa geológico e imagen satelital tomada de Google Earth (2016).



Figura 6. Cerro Guacho N: filón capa con disyunción vertical.



Figura 7. Cerro Guacho N: contacto neto entre gabrodiorita y dique de basanita.



**Figura 8.** Cerros Las Cuatro Tetas: imagen satelital tomada de Google Earth (2016) con vista de los cuatro necks y vista panorámica del cerro ubicado más al norte.



**Figura 9.** Cerro Las Cuatro Tetas (el ubicado más al norte): vista del conducto en contacto con la roca de caja.

ciones de inclinación, por lo que se trataría de diferentes conductos de extrusión de la lava, uno principal vertical y otros secundarios subhorizontales (Fig. 10).

### Coladas

**Cerro Romero y Estancia Turco Martín:** En estos sectores afloran coladas de basanita que en el primer sitio alcanzan hasta 40 km de longitud con anchos de hasta 3 km y potencias de 12 a 15 metros. El cerro Romero, ubicado al suroeste del lago Musters, habría sido uno de los mayores

centros efusivos de la región, cuyos derrames se disponen sobre rocas de los grupos Chubut y Río Chico y constituyen relieves mesetiformes por inversión de relieve. En dichos derrames se distinguen centros de emisión a través de conductos y fisuras. Es de destacar la formación de túneles en el interior de las coladas con una compleja red de galerías interconectadas, desniveles y pendiente negativa hacia el O-NO, conocidos como Cuevas de Sarasola. Desde el orificio que permite el ingreso (Fig. 11a), se accede a un tú-

nel principal (Fig. 11b) de mayor recorrido y otros secundarios con anchos y alturas que varían entre 1 a 10 m y 0,5 a 2,5 m respectivamente. Tanto en este sitio, como en los conocidos como Las Pulgas y La Puerta del Diablo, se reconocieron dos y tres coladas respectivamente, con un espesor total de hasta 15 metros. En cada colada se distinguen vesículas que hacia la base son tubulares (por la dinámica del flujo y la fricción en la base), en la parte media son escasas y hacia el tope son numerosas y esféricas. En la parte del techo de los túneles son frecuentes las lavas cordadas. Se estima que el tiempo que media entre los distintos pulsos fue corto, ya que el grado de meteorización en el contacto entre cada colada es prácticamente nulo. El sitio de donde se extrajo la muestra ETM01 (Estancia Turco Martín) proviene de una colada de reducidas dimensiones y con características semejantes a las que se encuentran en cerro Romero; en este caso el centro emisor no es evidente. Es común en estas rocas la presencia de xenolitos del manto con dimensiones de hasta 20 cm, que de acuerdo a la observación macroscópica serían de composición dunitica.

## PETROGRAFÍA

En el cuadro 1 se detalla la textura y la mineralogía de las rocas analizadas químicamente, y en la figura 2 se muestra la ubicación de las facies intrusivas en el diagrama QAPF de Streckeisen (1976). De acuerdo a las proporciones modales obtenidas mediante platina integradora de puntos, las rocas intrusivas se clasifican como gabro, gabrodiorita, monzogabro, monzodiorita con foides, monzodiorita foidífera, sienita alcalifeldespática con foides y sienita foidífera. El tipo de plagioclasa presente fue determinado mediante el método de Michel Lévy. En el cuadro 1 se brinda también la relación de fenocristales/pasta y composición mineralógica correspondiente a las rocas extrusivas las cuales fueron clasificadas como basanitas para los ejemplares estudiados en esta contribución.

### Gabro-Gabrodiorita

Se observaron texturas de tipo faneríti-

ca equigranular hipidiomórfica de grano muy fino a grueso, y en menor proporción ine-quigranular seriada. Están compuestas por plagioclasa, olivina, augita titanífera, minerales opacos y apatita. Los cristales de plagioclasa ( $An_{54-58}$ ), son tabulares, subhedrales, están maclados polisintéticamente, raramente zonados. Las variedades con  $An_{50}$  se clasificaron como gabrodioritas (Le Maitre 2002). La olivina se presenta en cristales anhedrales, están fracturados y muestran un borde de alteración constituido por iddingsita. La augita titanífera es de color castaño violáceo cuyos cristales son prismáticos, subhedrales y algunos muestran zonación. En las variedades inequigranulares el piroxeno se encuentra intercrecido con plagioclasa y forma una textura subofítica. Los minerales opacos están representados por ilmenita y magnetita subhedrales. Como mineral accesorio aparecen cristales prismáticos euhedros de apatita que se encuentran como inclusiones en plagioclasa y en augita titanífera.

### Monzogabro

La textura es fanerítica equigranular hipidiomórfica de grano grueso. La mineralogía observada corresponde a plagioclasa, feldespato alcalino, olivina, augita titanífera, minerales opacos y apatita. Los cristales de plagioclasa ( $An_{54}$ ) son tabulares, subhedrales, presentan maclas polisintéticas; algunos individuos muestran zonación con bordes más ácidos. El feldespato alcalino se presenta como cristales individuales o como rebordes alrededor de la plagioclasa; muestran una leve alteración a caolinita. Los cristales de olivina son anhedrales y están alterados a iddingsita. La augita titanífera es prismática, subhedral, color castaño violáceo, pleocroica; algunos cristales muestran textura en reloj de arena. Los minerales opacos y apatita presentan iguales características que en el gabro.

### Monzodiorita con foides

Presenta textura fanerítica equi a inequigranular hipidiomórfica con variaciones en el tamaño de grano de muy fino a grueso. Está compuesta por plagioclasa, ortoclasa, nefelina, olivina, augita titanífera, aegirina-augita, minerales opacos, apatita, analcima y natrolita. Los cristales de plagioclasa ( $An_{42-46}$ ) son tabulares, subhedrales, subhedros con maclas polisintéticas y muestran leve alteración a analcima. La ortoclasa se encuentra en forma intersticial o en los bordes de plagioclasas; los cristales se observan ligeramente turbios debido a alteración a caolinita. Los cristales de nefelina son tabulares, en su mayoría límpidos o con escasa alteración a analcima. La olivina es escasa, anhedral, está alterada a bowlingita y en menor proporción a iddingsita. La augita titanífera es prismática, subhedral, castaño violácea con bordes de aegirina-augita, estos últimos además se presentan como cristales individuales de escaso desarrollo. Los minerales opacos corresponden a magnetita e ilmenita, principalmente subhedros; en algunas muestras alcanzan un tamaño semejante al de los minerales máficos. La apatita es acicular y se presenta como inclusiones



Figura 10. Cerro Las Cuatro Tetras (el ubicado más al norte): disyunción vertical (conducto principal) y subhorizontal (conductos secundarios).

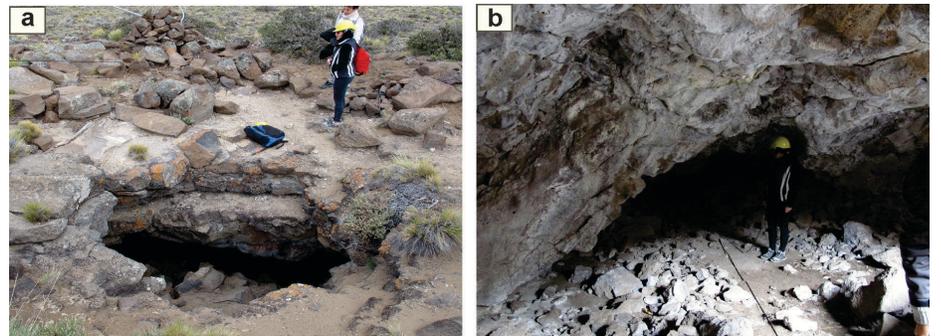


Figura 11. Cuevas de Sarasola. a) Cavidad natural en el techo de la colada. b) Interior de la galería principal.

en augita titanífera y plagioclasa. En las variaciones de grano grueso se reconoció natrolita fibrorradiada la cual es intersticial.

gioclasa ( $An_{42-46}$ ) son tabulares, subhedrales, subhedros con maclas polisintéticas y muestran leve alteración a analcima. La ortoclasa se encuentra en forma intersticial o en los bordes de plagioclasas; los cristales se observan ligeramente turbios debido a alteración a caolinita. Los cristales de nefelina son tabulares, en su mayoría límpidos o con escasa alteración a analcima. La olivina es escasa, anhedral, está alterada a bowlingita y en menor proporción a iddingsita. La augita titanífera es prismática, subhedral, castaño violácea con bordes de aegirina-augita, estos últimos además se presentan como cristales individuales de escaso desarrollo. Los minerales opacos corresponden a magnetita e ilmenita, principalmente subhedros; en algunas muestras alcanzan un tamaño semejante al de los minerales máficos. La apatita es acicular y se presenta como inclusiones

### Monzodiorita foidífera

Esta roca se presenta con iguales características en cuanto a textura y composición mineralógica que la monzodiorita descrita en el párrafo anterior. La diferencia radica principalmente en que esta roca contiene mayor porcentaje de nefelina, menor cantidad de olivina y que la augita titanífera posee un mayor reemplazo en sus bordes por aegirina-augita.

### Sienita alcalifeldespática con foides

La textura es equigranular hipidiomórfica de grano grueso y la mineralogía presente corresponde a ortoclasa, nefelina, plagioclasa, aegirina-augita, aegirina, minerales

opacos y apatita. La ortoclasa se presenta con cristales subhedros de hábito tabular; en algunos individuos se observa macla de Carlsbad y presentan alto grado de alteración a caolinita. La nefelina es subhedra y por lo general está fresca. Se observaron escasos cristales de plagioclasa sódica como rebordes en la ortoclasa. La aegirina-augita es prismática, subhedra, de color verde; varios individuos están zonados con bordes de aegirina de color verde oscuro, estos últimos además se presentan como granos individuales. Los minerales opacos son principalmente anhedros y corresponden a ilmenita y magnetita. La apatita se presenta como finos cristales aciculares de escasa presencia.

### Sienita foidífera

La textura es fanerítica equi a inequigranular hipidiomórfica de grano fino a medio. La mineralogía corresponde a ortoclasa, nefelina, plagioclasa, aegirina y anfíbol. Los cristales de ortoclasa son subhedrales, prismáticos, muestran macas de Carlsbad, están alterados a caolinita y rara vez se encuentran límpidos; algunos individuos son perfiticos. La nefelina es tabular, generalmente euhedra y con escasa alteración a analcima. Al igual que en la sienita alcalifespática con foides, la plagioclasa es sódica, escasa y se la encuentra como halos alrededor de la ortoclasa. La aegirina es euhedral, de color verde oscuro y hábito prismático. El anfíbol es anhedra de color castaño, con pleocroísmo de castaño rojizo a marrón amarillento, relieve alto; posiblemente corresponda a kaersutita.

### Basanita

La textura de la roca es porfírica y la pasta pilotáxica o intergranular. En el primer caso (porfírica con pasta pilotáxica) los fenocristales corresponden a olivina anhedra -alterados a clorita- y plagioclasa ( $An_{56}$ ) cuyos cristales son tabulares y euhedros. La pasta está compuesta por microlitos de plagioclasa, augita titanífera prismática de color castaño violácea, vidrio color castaño, nefelina que se presenta límpida y en parches; se observa calcita como producto de alteración. En el segundo caso (porfírica con pasta intergranular), los fenocristales son de olivina anhedrales a subhedrales, con incipiente alteración a

CUADRO 2. Composición química de las muestras analizadas.

Muestra	CT01	CT04	CD01	CD04	MLY02	CM04	CM05	CM06
Afloram.	Stock	Stock	Stock	Stock	Fil. capa	Fil. capa	Fil. capa	Fil. capa
SiO <sub>2</sub>	47,01	47,04	49,14	47,33	45,80	47,47	52,74	48,96
TiO <sub>2</sub>	1,90	1,79	2,07	1,89	1,98	2,09	0,76	2,12
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,32	14,36	16,05	14,34	14,38	14,91	14,02	17,42
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,23	12,77	11,14	13,04	11,84	11,72	14,03	9,57
MnO	0,16	0,16	0,14	0,16	0,16	0,15	0,17	0,13
MgO	10,18	9,62	5,00	7,59	9,01	7,43	0,39	4,83
CaO	9,08	7,92	8,23	7,92	8,18	7,99	1,76	9,09
Na <sub>2</sub> O	3,20	3,04	4,71	3,65	3,10	3,78	8,91	4,51
K <sub>2</sub> O	1,02	0,78	1,37	1,08	1,85	1,40	3,58	1,60
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,28	0,22	0,41	0,34	0,45	0,41	0,10	0,44
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,05	0,04	0,02	0,03	0,04	0,03	0,004	0,02
LOI	1,20	1,90	1,40	2,30	2,80	2,30	3,20	1,00
Total	99,63	99,64	99,68	99,67	99,59	99,68	99,66	99,69
V	196	194	191	169	179	182	24	172
Cr	363	281	103	198	246	192	27	130
Co	53,4	54,9	33,2	47,7	45,4	40,8	5,0	27,9
Ni	202	233	76	141	183	124	i.l.d.	55
Ba	243	174	263	259	289	297	74	314
Cs	0,3	0,4	0,4	1,6	0,3	1,0	3,2	0,2
Ga	16,6	18,6	23,1	21,2	15,5	18,4	46,6	22,3
Hf	2,6	2,9	5,3	4,3	3,3	3,9	20,7	3,4
Nb	28,9	22,9	50,2	38,8	31,8	30,1	347,0	36,2
Rb	17,9	11,7	23,3	19,5	29,5	22,9	139,0	22,3
Sr	424	348	564	531	647	555	136	764
Ta	1,7	1,3	3,1	2,2	2,4	1,8	13,7	2,0
Th	1,9	1,5	3,3	2,9	3,0	3,0	42,4	2,7
U	0,5	0,3	0,9	0,7	0,6	0,8	6,8	0,7
Zr	111	116	235	188	155	151	1012	163
Y	16,4	15,8	19,1	17,6	18,8	20,9	84,7	18,5
La	15,8	11,8	23,8	18,9	25,7	23,0	164,5	25,2
Ce	30,7	23,9	47,7	37,7	50,9	46,2	294,0	49,8
Pr	3,73	3,01	5,42	4,56	5,71	5,66	31,06	5,94
Nd	15,9	13,8	22,6	19,5	22,1	19,6	104,9	21,1
Sm	3,91	3,50	5,03	4,54	5,17	4,95	21,44	5,39
Eu	1,44	1,24	1,85	1,48	1,67	1,77	1,31	1,91
Gd	4,28	3,83	5,15	4,75	5,26	5,24	19,17	5,38
Tb	0,64	0,58	0,79	0,67	0,69	0,74	3,16	0,71
Dy	3,55	3,25	4,23	3,77	3,99	4,42	18,09	4,99
Ho	0,60	0,60	0,76	0,65	0,60	0,77	3,27	0,60
Er	1,67	1,53	1,80	1,63	1,66	1,91	8,35	1,65
Tm	0,22	0,22	0,24	0,23	0,21	0,24	1,15	0,19
Yb	1,35	1,24	1,37	1,38	1,42	1,39	7,58	1,20
Lu	0,18	0,19	0,19	0,19	0,20	0,22	0,95	0,18
#mg	0,64	0,61	0,42	0,55	0,64	0,59	0,06	0,54
Nb/Ta	17,00	17,62	16,19	17,64	13,25	16,72	25,33	18,10
Zr/Nb	3,84	5,05	4,68	4,84	4,87	5,00	2,92	4,49

Valores de elementos mayores en % en peso y elementos trazas en ppm. Para la referencia de las iniciales de las muestras y tipo de roca correspondiente véase cuadro 1. Los datos de las muestras A10 (gabro) y A20 (monzogabro) provienen de los cerros Los Leones y Cresta-Trompeta respectivamente y fueron tomados de Menegatti *et al.* (2014a). i.l.d.: inferior al límite de detección.

iddingsita. La pasta está constituida por cristales de plagioclasa ( $An_{54}$ ) tabular y euhedra los cuales encierran granos de olivina y augita titanífera prismática de co-

lor castaño violácea; la nefelina es límpida y se encuentra a modo de parches. En ambos casos, los minerales opacos corresponden a magnetita y son anhedros.

**CUADRO 2. Cont.** Composición química de las muestras analizadas.

Muestra	CG04	CG05	CG06	CP04	CP06	CP07	C3P02	C4T01
Afloram.	Fil. capa	Fil. capa	Fil. capa	Neck	Neck	Neck	Neck	Neck
SiO <sub>2</sub>	46,90	45,78	46,81	47,86	47,41	48,21	43,17	40,52
TiO <sub>2</sub>	2,06	2,34	2,25	1,63	1,70	1,71	3,01	3,51
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,58	12,77	12,80	13,76	12,28	13,84	12,87	11,13
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,87	13,42	13,62	12,86	12,67	12,64	13,46	15,28
MnO	0,16	0,17	0,17	0,17	0,17	0,16	0,18	0,19
MgO	9,89	10,69	10,13	9,63	11,59	9,47	9,34	11,14
CaO	9,09	8,74	9,02	9,12	9,02	9,11	9,36	10,44
Na <sub>2</sub> O	2,93	3,32	2,70	2,73	2,62	2,87	3,61	3,69
K <sub>2</sub> O	0,82	0,98	0,88	0,52	0,83	0,59	1,65	0,58
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,30	0,37	0,32	0,20	0,31	0,27	0,84	0,67
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,05	0,04	0,05	0,05	0,07	0,05	0,03	0,03
LOI	1,00	1,00	0,90	1,20	0,90	0,70	2,00	2,30
Total	99,65	99,62	99,65	99,73	99,57	99,62	99,52	99,48
V	222	227	232	178	214	199	217	285
Cr	322	294	322	335	452	308	233	192
Co	57,7	61,0	58,0	48,1	54,6	52,4	49,4	65,6
Ni	192	247	191	236	263	225	185	235
Ba	204	268	213	122	214	160	450	471
Cs	0,3	0,1	i.l.d.	0,2	0,4	0,3	0,7	0,3
Ga	18,3	17,9	18,0	18,4	17,3	19,0	21,6	20,7
Hf	3,1	4,1	3,6	2,0	2,5	2,5	6,5	5,6
Nb	23,5	31,9	24,5	14,5	24,0	21,3	69,1	69,0
Rb	14,1	17,8	13,1	8,9	14,3	10,2	32,7	17,4
Sr	445	453	435	318	411	356	1019	766
Ta	1,3	1,8	1,5	0,9	1,3	1,2	4,0	4,0
Th	1,9	2,8	2,1	1,3	2,1	2,0	6,5	5,9
U	0,4	0,6	0,5	0,3	0,7	0,7	1,8	1,2
Zr	134	161	146	80	106	100	275	246
Y	15,3	18,5	16,6	16,5	15,4	17,9	21,9	19,1
La	17,8	23,8	19,5	11,8	17,6	15,6	52,6	46,5
Ce	37,4	48,2	38,9	24,5	35,2	32,0	102,9	88,3
Pr	4,58	5,68	4,86	2,94	4,10	3,84	11,78	10,13
Nd	19,2	24,9	19,7	13,4	17,4	19,2	49,3	39,4
Sm	4,39	5,22	4,75	3,53	4,22	4,06	9,52	7,61
Eu	1,57	1,80	1,61	1,28	1,41	1,37	3,01	2,39
Gd	4,24	5,26	4,60	3,61	4,22	4,50	7,94	6,68
Tb	0,64	0,73	0,70	0,56	0,61	0,64	0,99	0,91
Dy	3,52	3,89	3,60	3,46	3,44	3,80	5,72	4,54
Ho	0,62	0,74	0,67	0,59	0,61	0,68	0,87	0,74
Er	1,55	1,74	1,62	1,53	1,80	1,87	2,00	1,62
Tm	0,22	0,24	0,21	0,20	0,22	0,21	0,25	0,20
Yb	1,24	1,41	1,36	1,22	1,05	1,40	1,51	1,10
Lu	0,17	0,19	0,16	0,18	0,18	0,20	0,18	0,14
#mg	0,63	0,66	0,65	0,63	0,68	0,63	0,61	0,70
Nb/Ta	18,08	17,72	16,33	16,11	18,46	17,75	17,28	17,25
Zr/Nb	5,71	5,06	5,96	5,52	4,43	4,69	3,98	3,56

## GEOQUÍMICA

En el cuadro 2 se muestran los resultados de 24 análisis químicos efectuados sobre roca total, con datos de elementos mayoritarios (% en peso) y traza (ppm), los cuales son interpretados de manera conjunta

con aquéllos publicados por Menegatti *et al.* (2014a), sumando en total 39 muestras. La totalidad de los análisis se realizaron por el método ICP-ES e ICP-MS en los laboratorios ACMELabs con el patrón STD SO-18.

De acuerdo a su contenido en álcalis y

silíce, las rocas intrusivas se clasifican como gabros, en su mayoría alcalinos (tres muestras grafican en el campo de las subalcalinas pero muy próximas al límite), sienitas y sienitas nefelínicas (Fig. 12a), mientras que las rocas extrusivas lo hacen como basaltos alcalinos, basanitas y traquibasaltos (Fig. 12b). Los óxidos mayores varían en los siguientes porcentajes: SiO<sub>2</sub> entre 41 y 56, TiO<sub>2</sub> entre 0,29 y 3,55, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> entre 11,14 y 15,47, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> entre 9,27 y 16,05 y CaO entre 1,76 y 10,97; el #mg (Mg/(Mg+Fe<sup>2+</sup> considerando FeO=Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub><sup>T</sup>/1,29) varía entre 0,38 y 0,70 con valores muy bajos en las sienitas (0,02 a 0,07). Su índice de aluminosidad (Shand 1943, Fig. 13) las ubica en el campo metaluminoso con excepción de las sienitas nefelínicas que son peralcalinas.

En función de su norma CIPW (Cuadro 3) se pueden distinguir rocas subsaturadas con nefelina modal y normativa, y muestras saturadas con hipersteno y olivina. Las únicas muestras que presentan acmita (aegirina) normativa son las sienitas CCT33, CM05 y A33.

En los diagramas de Harker (Fig. 14) se observa una tendencia general negativa para TiO<sub>2</sub> y MgO y dispersión para el Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> y el Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. El CaO sufre una muy leve disminución en los primeros estadios de la evolución y luego un descenso abrupto en los términos más diferenciados. El Na<sub>2</sub>O y el K<sub>2</sub>O tienden a mantenerse estables para luego aumentar en los términos más diferenciados. El Sr disminuye con la diferenciación mientras que el Zr y Rb se mantienen primero constantes, o bien disminuyen levemente, para luego aumentar notablemente en los términos más evolucionados.

Tomando al MgO como índice de diferenciación, se graficaron en diagramas de variación binarios algunos elementos traza significativos como Ni y Cr (Figs. 15a y b) quienes definen claramente una tendencia positiva.

La relación Zr/Nb es aproximadamente constante para todas las muestras (2,85-5,96) lo que sugiere que dichas rocas pueden estar relacionadas entre sí por procesos de cristalización fraccionada y que es improbable que se haya producido contaminación cortical.

Las relaciones Nb/Ta varían entre 13,25 (MLY02) y 25,33 (CM05), con un promedio

**CUADRO 2. Cont.** Composición química de las muestras analizadas.

Muestra	C4T04	CR-01	ETM01	CLL13	CCT29	CCT33	A10	A20
Afloram.	Neck	Colada	Colada	Lopolito	Lopolito?	Lopolito?	Lopolito	Lopolito?
SiO <sub>2</sub>	40,75	46,75	41,44	45,19	55,57	54,03	47,17	45,92
TiO <sub>2</sub>	3,54	2,67	2,36	3,55	0,68	0,31	1,23	3,37
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,31	14,78	12,55	13,71	17,82	15,10	14,43	14,06
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,36	11,98	13,69	12,51	7,70	12,60	10,66	12,75
MnO	0,18	0,15	0,19	0,15	0,13	0,21	0,14	0,16
MgO	11,38	8,09	10,93	3,68	0,61	0,13	9,91	5,02
CaO	10,51	8,48	10,84	10,97	2,49	1,88	10,25	10,23
Na <sub>2</sub> O	3,62	3,95	3,83	3,61	6,23	7,76	2,84	3,14
K <sub>2</sub> O	0,81	2,04	0,85	1,42	5,01	4,02	0,51	0,91
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,68	0,67	0,77	0,50	0,16	0,04	0,16	0,36
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,03	0,04	0,04	i.l.d.	i.l.d.	i.l.d.	0,06	0,01
LOI	1,30	0,00	2,00	4,40	3,40	3,50	2,30	3,80
Total	99,47	99,60	99,49	99,69	99,80	99,58	99,81	99,83
V	298	211	249	473	9	10	201	437
Cr	205	253	260	i.l.d.	i.l.d.	i.l.d.	417	55
Co	70,6	42,9	57,0	31,1	5,9	1,8	53	39,2
Ni	241	138	199	41	i.l.d.	i.l.d.	156	24,5
Ba	508	498	450	285	609	29	139	215
Cs	0,2	0,4	0,3	0,4	6,6	9,3	1,6	0,3
Ga	21,6	21,9	18,0	30,0	31,0	50,8	17,4	21,2
Hf	6,2	5,9	5,1	5,6	11,5	29,0	2,1	4,1
Nb	74,9	52,0	72,6	45,6	123,2	384,2	13,2	31,3
Rb	26,0	33,4	14,3	28,0	105,7	174,2	11,6	20,6
Sr	758	857	916	309	128	38	482,2	443
Ta	4,4	3,0	3,7	2,6	6,9	21,5	0,9	1,8
Th	5,9	4,8	6,5	4,5	14,7	47,5	1,6	2,6
U	1,4	1,0	1,8	1,0	3,4	11,5	0,4	0,7
Zr	263	263	231	233	559	1511	65,6	131,7
Y	19,5	20,7	21,2	29,9	40,9	109,5	12,2	21,1
La	50,1	46,6	50,6	32,0	70,0	190,4	10,7	19,5
Ce	93,5	85,8	95,9	64,3	125,8	327,7	22,4	41,6
Pr	11,03	10,22	11,24	7,68	13,81	34,44	2,9	5,47
Nd	42,6	39,7	44,7	31,4	50,3	118,0	12,8	23,5
Sm	8,51	7,60	8,17	7,15	9,35	22,63	3,12	5,56
Eu	2,66	2,46	2,64	2,08	2,01	2,38	1,22	2,06
Gd	7,34	6,93	7,40	7,43	8,86	21,44	3,07	5,49
Tb	1,00	0,92	0,97	1,15	1,44	3,58	0,5	0,85
Dy	4,88	4,58	4,94	6,19	8,29	21,08	2,78	4,66
Ho	0,76	0,76	0,82	1,20	1,56	4,28	0,49	0,82
Er	1,77	1,70	1,98	2,86	4,38	11,30	1,25	2,23
Tm	0,22	0,22	0,26	0,40	0,62	1,65	0,17	0,26
Yb	1,22	1,23	1,46	2,44	3,90	9,30	1,04	1,73
Lu	0,15	0,18	0,21	0,36	0,58	1,24	0,15	0,25
#mg	0,70	0,56	0,67	0,38	0,07	0,02	0,68	0,38
Nb/Ta	17,02	17,33	19,62	17,54	17,86	17,87	14,67	17,20
Zr/Nb	3,51	5,05	3,18	5,10	4,54	3,93	4,97	3,89

en 19,28 que es comparable con otras *suites* alcalinas del mundo como la del Monte Erebus (Kyle *et al.* 1992). También coincide con la apreciación de Green (1995) que observa que en *suites* alcalinas la relación Nb/Ta puede mantenerse en valores constantes y cercanos a los

del manto o condritos. La relación Nb/Ta para el manto primitivo según Sun y McDonough (1989) es de 17,3.

Se graficaron en diagramas multielementales los distintos tipos de rocas por separado (Fig. 16). Las basanitas (normalizadas a manto primitivo, Fig. 16a) presentan

un perfil cóncavo con pendiente negativa y anomalía negativa marcada en K. En el diagrama de Tierras Raras normalizadas a condrito (Fig. 16b) se observa una pendiente negativa pronunciada con una relación La/Yb<sub>N</sub> entre 23 y 28 (factor de normalización Nakamura 1974). Las basanitas poseen empobrecimiento en HREE sugiriendo la presencia de granate en la fuente. La anomalía negativa en K (Fig. 16a) podría indicar la presencia de una fase hidratada en la fuente como flogopita o anfíbol. Las relaciones Ba/La= 8,55-10 son bajas (Fig. 17).

Los gabros y basaltos alcalinos normalizados a manto primitivo desarrollan curvas con pendiente negativa (Fig. 16c) manifestando enriquecimiento en los elementos incompatibles respecto de los compatibles. La pendiente de esta curva es menor que la de las basanitas. No se observan anomalías muy marcadas, aunque cabe destacar la ausencia de empobrecimiento en Nb-Ta y una pequeña anomalía positiva en Sr. Las Tierras Raras livianas (Fig. 16d) están enriquecidas respecto de las pesadas con una relación La/Yb<sub>N</sub> que varía entre 6,3 y 15,1. El diseño general es similar al de basaltos de Islas Oceánicas (OIB), como sugieren las bajas relaciones Ba/La=7,9-15,37 (Fig. 17). Los valores normalizados de Yb y Lu menores a 10 sugieren una fuente con granate residual, pero a diferencia de las basanitas, ésta sería anhidra.

Las sienitas son las más enriquecidas en elementos incompatibles (Fig. 16e). Presentan un patrón quebrado dado por la presencia de marcadas anomalías negativas en Ba, K y Sr. Estas anomalías sumadas a la que se observa en el Eu (Fig. 16f) se atribuyen a la cristalización de feldespatos. Se aprecia también un pico negativo en Ti que podría estar controlado por alguna fase accesoria (ilmenita?). La relación La/Yb<sub>N</sub> varía entre 12 y 13. La muestra CCT29 que se diferenció en el gráfico corresponde a la sienita menos diferenciada.

### Modelado Petrogenético

Para calcular los porcentajes de fusión parcial involucrados en la génesis de las rocas básicas se aplicó la ecuación de Shaw (1970) para fusión no modal en equilibrio  $Cl/C_0=1/(D_0+F(1-P))$  donde Cl es

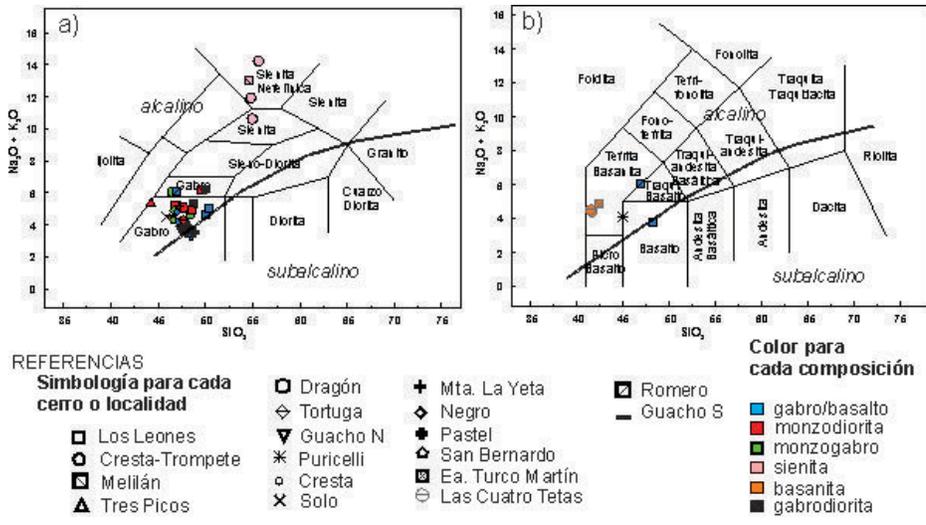


Figura 12. a) Diagrama de clasificación de rocas plutónicas según Cox *et al.* (1979); b) Diagrama de clasificación para rocas volcánicas según Le Bas *et al.* (1986).

la concentración del elemento en el líquido,  $C_0$  la concentración del elemento en la fuente,  $D_0$  es el coeficiente de partición global,  $F$  es el grado de fusión parcial y  $P$ , la proporción en la que las distintas fases entran en la fusión o composición del eutéctico.

Para los basaltos/gabros alcalinos se calcularon las  $Cl$  para dos elementos incompatibles como el Ce e Yb. Los coeficientes de partición usados fueron tomados de Rollinson (1993) y se consideró como fuente la composición de la peridotita granatífera de McKenzie y O’Nions (1991). Los valores de  $P$  (%) considerados son los que permiten mejor ajuste del modelo y fueron olivina= 3, ortopiroxeno= 3, clinopiroxeno= 44 y granate= 50. Los resultados se graficaron en la figura 18a de la cual se desprende que para obtener un magma de composición similar al gabro (A10) del cerro Los Leones se necesita un porcentaje de fusión parcial cercano al 9%. Este cerro fue estudiado en una primera etapa del proyecto (Menegatti *et al.* 2014a) pero forma parte del mismo magmatismo y se consideró para el modelado porque representa el magma menos evolucionado, si bien no representa un magma primario en equilibrio con  $F_{0.90}$ . Se realizó la misma aproximación para una muestra representativa de las basanitas de los cerros Las Cuatro Tetras (C4T01), pero a partir de una fuente granatífera hidratada (Lagorio 2008), conforme a la anomalía negativa de K observada en los diagramas multie-

lementales (Fig. 16). Se consideró flogopita como fase hidratada de la peridotita ya que es más estable a mayores presiones que el anfíbol. El resultado indica que se requiere un porcentaje de fusión parcial de 2,3% (Fig. 18b).

### Estimaciones de Presión y Temperatura

Utilizando la ecuación de Albarède (1992) las temperaturas de segregación calculadas para las rocas que químicamente clasifican como gabros varían entre 1148 y 1361°C, siendo la mediana de 1308°C. Para las basanitas la variación de temperatura es de 1386 y 1405°C. El termómetro de Lee *et al.* (2009) se pudo aplicar sólo a la muestra del cerro Pastel (CP06) la cual cumple con los requisitos (>43%  $SiO_2$  y >10% de  $MgO$ ), obteniéndose una temperatura de 1521°C, mientras que según la ecuación de Albarède (1992) sería de 1321°C con un error promedio de 40°C. En lo que respecta a la presión, según Albarède (1992) el valor es de 2,5 GPa (con un error promedio de 0,27 GPa) y de 2,8 GPa según Lee *et al.* (2009) para CP06.

### DISCUSIÓN

Como se observó en los diagramas de Harker (Fig. 14), las muestras presentan buena correlación ya sea positiva o negativa lo que permite considerar que sean cogenéticas y, se plantea la posibilidad

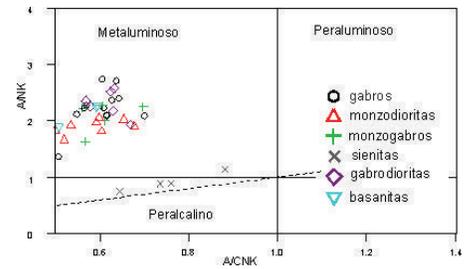


Figura 13. Diagrama indicativo de los índices de Shand (1943).

de que las rocas más evolucionadas (sienitas) estén relacionadas a los gabros/basaltos por un proceso de cristalización fraccionada. Para demostrarlo se modelizaron los contenidos de elementos traza de las rocas evolucionadas a partir de la aplicación de la ecuación de cristalización fraccionada simple según la ley de Rayleigh ( $Cl/Co=F(D-1)$ ). Se consideraron como concentraciones iniciales las correspondientes al gabro alcalino A10 ( $\#mg=0,68$  y concentraciones de  $Cr=417$  ppm y  $Ni=156$  ppm). Las mejores coincidencias entre los valores observados y los modelados se obtuvieron fraccionando un 25% de una roca formada por 20% de olivina, 30% de augita, 45% de plagioclasa, 4% de magnetita y 1% de apatita. Se obtiene de esta manera un líquido de composición compatible con el monzogabro A20 (Fig. 19a). Si al monzogabro se lo fracciona en un 18% de un conjunto constituido por 25% de plagioclasa, 20% augita, 40% de feldespato potásico, 10% de magnetita y 5% de nefelina se obtiene un líquido de composición muy similar a la sienita CCT33 (Fig. 19b). El proceso se iniciaría con la fusión de un 9% de una peridotita granatífera anhidra para dar origen a los gabros más primitivos ( $\#mg>60$ ) de la serie. Estas rocas no presentan indicios de contaminación con fluidos derivados de la subducción de una placa como lo evidencian sus bajas relaciones Ba/La (7,95-15,37 Fig. 17) (Ramos y Kay 1992) y su patrón enriquecido similar al de un basalto de islas oceánicas (OIB). Teniendo en cuenta estas características, es probable que la fuente sea astenosférica. Las relaciones Ba/Nb <10 y Rb/Nb relativamente bajas (0,92-0,37) y Zr/Nb constante a lo largo de toda la serie, podrían indicar *a priori* la ausencia de contaminación por asimilación cortical de los magmas básicos. De todas maneras el

análisis de la contribución de la corteza es más fehaciente a partir de las relaciones isotópicas.

Los monzogabros y las sienitas se producirían por cristalización fraccionada (Fig. 20), inicialmente de olivina, augita, titanomagnetita y apatita. Dada la ausencia de anomalías negativas de Eu, Ba y Sr en las rocas básicas (Fig. 16), se considera que la plagioclasa se fracciona tardíamente. El incremento de  $K_2O$  en relación a  $SiO_2$  (Fig. 14) podría indicar la cristalización de feldespato potásico en los últimos estadios del proceso, presente en la sienita. Todo esto indicaría la cristalización de las rocas más evolucionadas a baja presión en una cámara magmática somera. El tren de cristalización fraccionada observado en la figura 20 es similar al descrito por Remesal *et al.* (2012).

El proceso de cristalización fraccionada ya ha sido invocado para explicar series alcalinas en la Meseta de Somuncura (Remesal *et al.* 2004, Maro y Remesal 2012, Remesal *et al.* 2012) y en Meseta del Lago Buenos Aires (Espinoza *et al.* 2008). La diferencia es que en los ejemplos mencionados las series son bimodales y en el caso de estudio, si bien escasos, hay más términos intermedios representados (sienitas) y ausencia de ácidos.

El valor de Presión de formación obtenido para CP06 es coherente con los propuestos por Albarède (1992) para basaltos de islas oceánicas (OIBs). Las temperaturas de Lee *et al.* (2009) son más elevadas que las del manto astenosférico normal (1350°C Herzberg y Asimow 2008, 1300°C McKenzie y O’Nions 1991), posibles únicamente en una pluma mantélica. Si bien el origen del magmatismo aquí estudiado no se relacionaría a una pluma, hay otras posibilidades para explicar una temperatura de formación más elevada de lo normal, por ejemplo: ventanas astenosféricas, *roll back*, deshidratación de olivina, etc. Por otro lado, las temperaturas calculadas según la fórmula de Albarède (1992) son las típicas de un manto normal pero tal vez no están reflejando las condiciones del manto en Patagonia, para el cual se ha medido un flujo de calor más elevado que para un manto normal (Bjerg *et al.* 2009).

Teniendo en cuenta las temperaturas y presiones calculadas, se puede estimar la profundidad de segregación de los

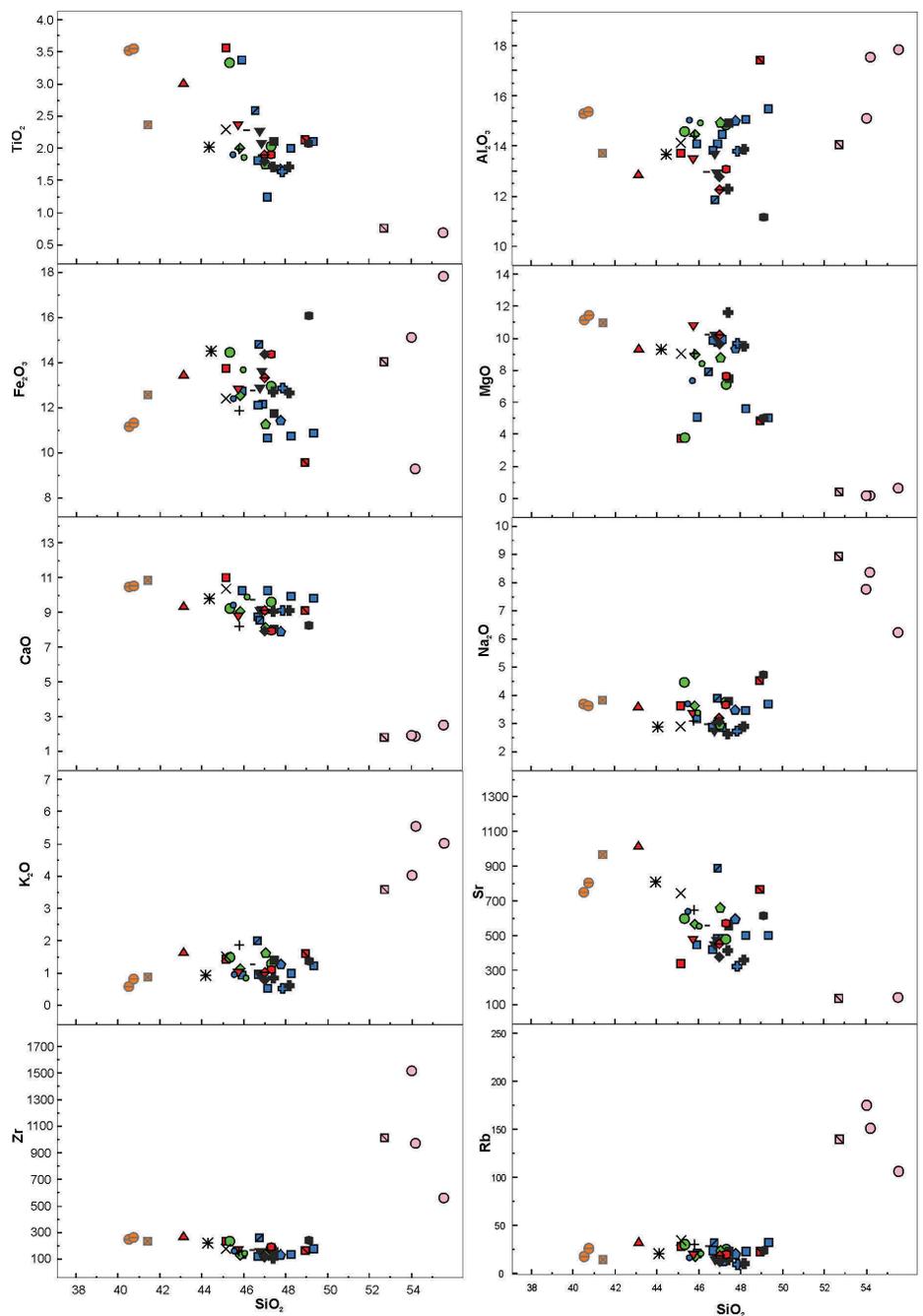


Figura 14. Diagramas de variación de elementos mayores (% en peso) y traza (ppm). Símbolos como en figura 12.

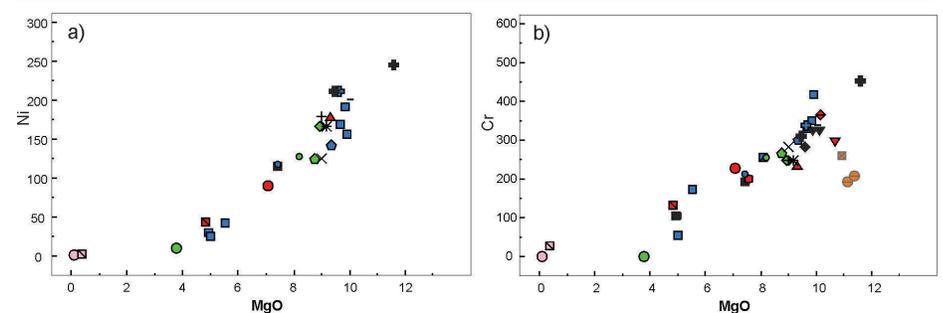


Figura 15. a-b): Diagramas binarios de variación de Ni y Cr vs. MgO. Símbolos como en figura 12.

CUADRO 3. Norma CIPW

Muestra	or	ab	an	ne	Na <sub>2</sub> SiO <sub>3</sub>	ac	di	hy	ol	mt	il	ap
A03	5,38	24	22,27	0,75	0	0	17,01	0	21,07	2,46	3,48	0,73
A05	5,79	29,11	22,7	0	0	0	20,05	0,59	10,52	2,17	3,8	0,76
A06	5,67	24,12	22,08	0	0	0	15,46	1,52	20,85	2,45	3,44	0,73
A07	7,21	30,54	22,09	0,33	0	0	19,93	0	9,92	2,19	3,97	0,85
A10	3,01	23,37	25,12	0,36	0	0	19,98	0	19,68	2,15	2,34	0,38
A16	5,38	26,19	21,58	0,2	0	0	22,12	0	9,53	2,58	6,4	0,85
A20	8,63	22,02	15,47	8,47	0	0	21,76	0	9,11	2,92	6,31	1,56
A22	7,45	21,7	19,91	5,43	0	0	20,91	0	15,56	2,62	3,84	0,83
A33	32,62	23,84	0	19,23	1,67	3,74	7,5	0	7,26	0	0,55	0,21
B03	6,68	19,31	19,8	6,18	0	0	18,54	0	19,35	2,53	3,8	0,81
B05	6,97	20,22	18,7	2,25	0	0	21,32	0	20,21	2,56	4,2	0,97
B06	5,5	20,5	21,54	5,81	0	0	19,02	0	16,55	2,5	3,48	0,88
B07	5,08	20,72	22,49	4,18	0	0	19,18	0	19,07	2,73	3,34	0,95
B10	5,97	16,06	20,51	5,1	0	0	20,06	0	21,35	2,96	3,84	1,44
C03	7,56	26,21	21,48	1,8	0	0	12,54	0	21,56	2,31	3,17	0,78
C-08	9,63	24,04	22,75	0,45	0	0	12,46	0	20,28	2,28	3,31	0,83
D03	8,8	14,08	21,17	5,57	0	0	21,79	0	17,86	2,51	4,35	1,18
CP04	3,07	23,1	23,76	0	0	0	16,43	10,02	14,84	2,6	3,1	0,47
CP06	4,9	22,17	19,3	0	0	0	18,95	4,46	21,22	2,56	3,23	0,73
CP07	3,49	24,28	23,14	0	0	0	16,51	8,98	14,96	2,55	3,25	0,64
MLY02	10,93	19,22	19,86	3,8	0	0	14,44	0	20,28	2,39	3,76	1,07
CM04	8,27	27,04	19,58	2,68	0	0	14,18	0	17,29	2,37	3,97	0,97
CM05	21,16	32,69	0	10,56	3,91	5,66	7,15	0	12,46	0	1,44	0,24
CM06	9,46	26,78	22,56	6,17	0	0	16,13	0	9,78	1,93	4,03	1,04
C3P02	9,75	11,27	14,04	10,44	0	0	21,86	0	18,59	2,72	5,72	1,99
CLL13	8,39	19,19	17,01	6,15	0	0	28,54	0	5,35	2,77	6,74	1,18
CCT29	29,61	31,56	5,86	11,46	0	0	4,81	0	16,42	3,6	1,29	0,38
CCT33	23,76	31,68	0	12,79	0,81	6,09	8,06	0	13,41	0	0,59	0,09
C4T01	3,43	6,29	23,42	13,51	0	0	19,23	0	19,86	2,25	6,67	1,59
C4T04	4,79	4,53	23,27	14,14	0	0	19,57	0	20,29	2,29	6,73	1,61
CG04	4,85	24,64	19,54	0,08	0	0	19,2	0	21,77	2,74	3,91	0,71
CG05	5,79	20,38	18,82	4,18	0	0	17,9	0	22,52	2,58	4,45	0,88
CG06	5,2	22,85	22,45	0	0	0	16,39	3,32	19,8	2,59	4,27	0,76
CD01	8,1	30,68	5,21	4,97	0	0	27,59	0	12,21	3,24	3,93	0,97
CD04	6,38	28,59	16,01	1,24	0	0	17,33	0	19,28	2,9	3,59	0,81
CT01	6,03	22,41	15,99	2,53	0	0	22,13	0	21,19	2,69	3,61	0,66
CT04	4,61	25,72	18,9	0	0	0	15,49	4,56	20,38	2,9	3,4	0,52
CR01	12,06	18,81	8,93	7,91	0	0	23,58	0	17,38	2,99	5,07	1,59
ETM01	5,02	4,34	17,65	15,2	0	0	25,14	0	20,21	2,54	4,48	1,82

magmas primarios utilizando la geoterma construida por Bjerg *et al.* (2009) sobre la base de la coexistencia de granate, clinopiroxeno y ortopiroxeno en los xenolitos de Prahuaniyu (Meseta de Somuncura). Esta isoterma determina un flujo de calor más elevado que el normal para el manto de Patagonia y, considerando la mayor de las temperaturas calculadas, estaría se-

ñalando una profundidad mayor a 80 kilómetros. Teniendo en cuenta el gradiente normal de aumento de presión con la profundidad (0,1 GPa/3,3 km), una presión promedio de 2,6 GPa indicaría una profundidad aproximada de 86 kilómetros. Estos valores son cercanos al límite entre litósfera y astenósfera determinado por Stern *et al.* (1999) para la región de Pali Aike.

En lo que respecta al emplazamiento de estos cuerpos, Bitschene *et al.* (1991) consideraron que está asociado al ascenso del manto astenosférico durante estadios extensionales. Aragón *et al.* (2011, 2013) y Folguera y Ramos (2011), entre otros, proponen que un ambiente extensional, atribuido a distintos fenómenos, sería responsable del magmatismo bá-

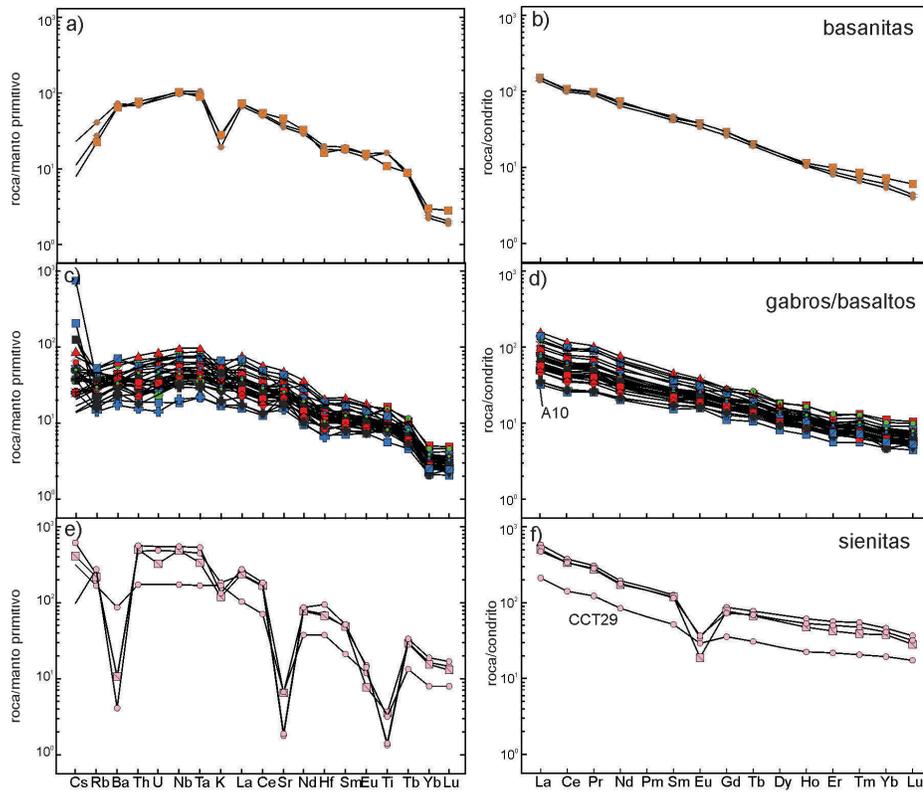


Figura 16. Diagramas multielementales normalizados a manto primitivo según constantes de Sun y McDonough (1989) y a condrito según constantes de Nakamura (1974). Símbolos como en figura 12.

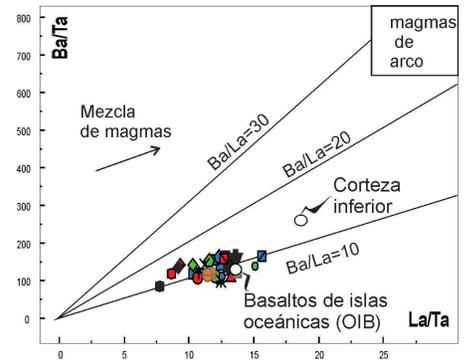


Figura 17. Diagrama Ba/Ta vs. La/Ta para las rocas estudiadas (modificado de Mahlburg Kay *et al.* 2007). Símbolos como en figura 12.

sico de esta región durante el Terciario. Recientemente, y basados en datos de subsuelo, Paredes *et al.* (2016) sugieren una asociación entre fallamiento normal y el emplazamiento de basaltos en el flanco sur de la cuenca. Todo lo señalado permite inferir el predominio de un régimen extensional durante el emplazamiento de los magmas básicos, como parte de uno más prolongado en el tiempo y que habría comenzado en el Cretácico tardío, controlando la sedimentación marina de la Formación Salamanca (Foix *et al.* 2011). Este régimen siguió activo durante la sedimentación marina del Eoceno tardío-Oligoceno temprano de la Formación Huemul en el flanco sur de la cuenca (Irigoyen *et al.* 2016) y del cual existen evidencias al menos hasta el Mioceno temprano, período en el cual tiene lugar la acumulación de los tramos basales de la Formación Chenque (Giacosa *et al.* 2004). A continuación se instala un régimen compresional, en cuyo marco se depositan las rocas sedimentarias continentales asignadas a la Formación Santa Cruz.

Con respecto a la edad de la deformación compresional de los afloramientos de Meseta La Yeta, el sector de la faja plegada de San Bernardo habría sido estructurado

durante una (?) fase compresiva en el Mioceno (Fitzgerald *et al.* 1990, Homovc *et al.* 1995, Peroni *et al.* 1995, Sylwan 2001, entre otros). Peroni *et al.* (1995) consideran que el alzamiento regional con inversión de fallas normales tuvo lugar hace menos de 10 Ma. En cuanto a la datación más joven en basaltos plegados de la Formación Sierra Cuadrada al oeste de Sierra Nevada, ésta indicaría una deformación post-Burdigaliano (Bruni *et al.* 2008) y anterior al Piacenziano, ya que basaltos con edades cercanas a los ~4 Ma (Bruni *et al.* 2008) no presentan evidencias de deformación, por lo que serían posteriores a la deformación compresiva.

## CONCLUSIONES

En la región de la cuenca del Golfo San Jorge y alrededores, afloran cuerpos intrusivos (*stocks* y *lopolitos*), subvolcánicos (*filones capa* y *necks*) y extrusivos (*coladas*), que fueron emplazados durante el Paleógeno y Neógeno en el marco de un régimen extensional que afectó a la cuenca durante gran parte del Terciario, y permitió el ascenso de los magmas. De acuerdo a la estructura y textura que

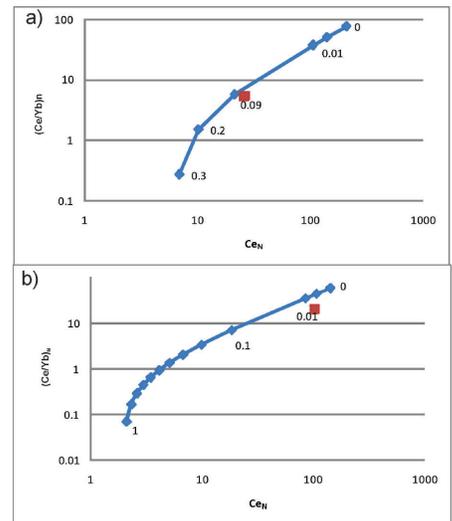
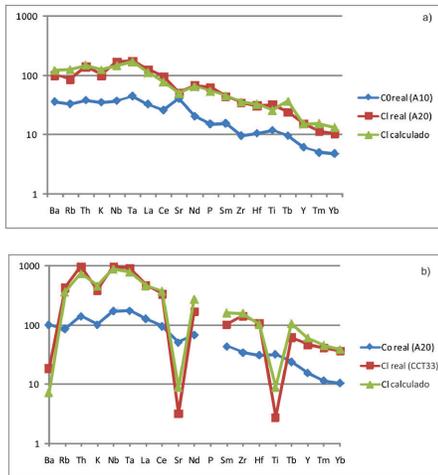
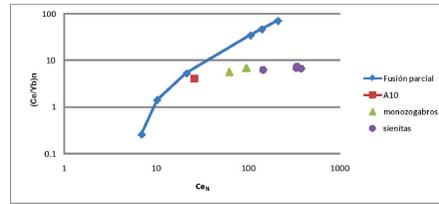


Figura 18. Diagrama de elementos incompatibles normalizado a condrito según Nakamura (1974): a) Curva obtenida modelando distintos grados de fusión parcial en equilibrio no modal a partir de la peridotita granatífera de McKenzie y O'Nions (1991) compuesta por olivina 59,8%, ortopiroxeno 21,1%, clinopiroxeno 7,6% y granate 11,5. Valores de P (%) para olivina= 3%, ortopiroxeno= 3%, clinopiroxeno= 44% y granate= 50%. El cuadro rojo corresponde al gabro A10; b) Curva obtenida modelando distintos grados de fusión en equilibrio no modal a partir de una peridotita granatífera hidratada tomada de Lagorio (2008) compuesta por olivina 54,10%, ortopiroxeno 18,12%, clinopiroxeno 11,37%, granate 13,16% y flogopita 2,86%. Valores de P para olivina= 1%, ortopiroxeno= 9%, clinopiroxeno= 13%, granate= 28%, flogopita= 49%. El cuadro rojo corresponde a C4T01. Valores de Kd de Rollinson (1993). Muestra A10: Menegatti *et al.* 2014a, muestra C4T01: este trabajo.



**Figura 19.** Diagramas normalizados a manto primitivo (Sun y McDonough 1989) de los resultados de la modelización de la cristalización fraccionada de: a) gabro (A10) a monzogabro (A20). b) monzogabro (A20) a sienita (CCT33). Co= concentración inicial en la fuente; Cl: concentración en el líquido. Valores de Kd de Rollinson (1993) excepto para nefelina (Onuma *et al.* 1981) y Ti en magnetita (Okamoto 1979). Muestras A10 y A20: Menegatti *et al.* 2014a, muestra CCT33: este trabajo.

presentan dichas rocas se distinguen dos grupos: los que se ubican hacia el este del lago Colhué Huapí son cuerpos de emplazamiento somero, y los que afloran hacia el sector occidental de la faja plegada San Bernardo son más profundos y están afectados por la deformación compresiva del Mioceno. El nivel de emplazamiento no sólo se ve reflejado por el gradiente textural sino por el efecto térmico que los cuerpos producen en la roca de caja, y por la presencia de nódulos de zeolitas. Por lo general, para el primer caso se reconocieron buchitas(?) y hornfels en *stocks* y lopolitos, tobas vitrificadas principalmente en filones capa, y una decoloración de escasos centímetros para *necks* y coladas. En el segundo caso, los nódulos de zeolitas son frecuentes para los cuerpos emplazados en niveles más someros o bien están presentes en el techo de los *stocks*. Las variedades litológicas reconocidas para los cuerpos intrusivos son: gabro, gabrodiorita, monzogabro, monzodiorita con foides, monzodiorita foidífera, sienita alcalifeldespática con foides y sienita foidífera, variedades que indican una evolución desde términos básicos a intermedios más diferenciados y en el límite entre rocas saturadas a ligeramente subsaturadas en sílice; para las rocas extrusivas se reconocieron basanitas.



**Figura 20.** Composición de monzogabros y sienitas graficadas en el diagrama de la figura 18a. Las muestras se ubican sobre un tren subhorizontal que se aparta de la curva de fusión parcial. Por comparación con la curva B obtenida por Remesal *et al.* (2012) se atribuye esta tendencia a un proceso de cristalización fraccionada. Los monzogabros corresponden a las muestras A22 y A20 de Menegatti *et al.* (2014). Las sienitas corresponden a las muestras CCT29, CCT33 y CM05 (este trabajo).

Las características químicas permiten clasificarlas como rocas pertenecientes a una *suite* alcalina representada por gabros, sienitas y sienitas nefelínicas (facies intrusivas) y por basaltos, traquibasaltos y basanitas (facies extrusivas). Los modelos realizados con elementos traza indican que los gabros se formaron a partir de un 9% de fusión parcial de una peridotita granatífera anhidra, mientras que las basanitas son el resultado de un 2,3% de fusión de una peridotita granatífera hidratada. Ambas fuentes no presentan indicios de contaminación con corteza oceánica o continental. El análisis de la variación de los óxidos y los elementos traza a lo largo de la serie, sugieren diferenciación por cristalización fraccionada a partir de un gabro de olivina, clinopiroxeno, plagioclasa, magnetita y hacia el final feldespato potásico. La modelización del proceso corrobora esta asociación mineral fraccionante. Los gabros son el resultado de distintos grados de fusión parcial. Las temperaturas de segregación calculadas para los gabros varían entre 1148 y 1361°C, siendo la mediana un valor de 1308°C. Para las basanitas varían entre 1386 y 1405°C. La profundidad de segregación de los magmas primarios sería cercana al límite litósfera-astenosfera, dentro del campo de estabilidad del granate.

### AGRADECIMIENTOS

Los autores expresan su agradecimiento a la Secretaría de Ciencia y Técnica de la Universidad Nacional de la Patagonia San Juan Bosco por el subsidio recibido a tra-

vés del Proyecto de Investigación N° 812 (otorgado a la Dra. Nilda Menegatti, directora del Proyecto), el cual permitió realizar parte de las tareas de campo y de laboratorio. A los Dres. Marcela Remesal, Pablo Cordenons, Gustavo Bertotto y Silvia Lagorio, por sus sugerencias en las consideraciones geoquímicas y petrogenéticas. A los árbitros anónimos y a la Dra. Mónica López de Luchi por las observaciones y sugerencias que mejoraron el trabajo. Al Dr. Nicolás Foix por sus sugerencias en el apartado de Marco Geológico. A Lucrecia Ríos, Lía Franzgrote y Ezequiel Silva, por la colaboración en las tareas de campaña. A la Srta. Romina Sulla por su colaboración en la traducción del resumen. Al Dr. Gabriel Casal por establecer los contactos con los propietarios del albergue municipal de Colonia Sarmiento y de los dueños de las estancias, y a ellos, por autorizar el acceso a sus campos para desarrollar las tareas de relevamiento, en especial a la familia Salgueiro por permitirnos el ingreso a las Cuevas de Sarasola en reiteradas ocasiones, y a la familia Perujo por el cordial trato y por facilitarnos sus instalaciones.

### REFERENCIAS

Albarède, F. 1992. How deep do common basaltic magmas form and differentiate? *Journal of Geophysical Research* 9B7: 10997-11009.

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

Andreis, R.R. 1977. Geología del área de Cañadón Hondo, Dpto. Escalante, provincia de Chubut, República Argentina, *Revista Museo La Plata, Obra del Centenario* 4: 77-102.

Andreis, R.R., Mazzoni, M.M. y Spalletti, L.A. 1975. Estudio estratigráfico y paleoambiental de las sedimentitas terciarias entre Pico Salamanca y Bahía Bustamante, provincia de Chubut, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 30: 85-103.

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 foreto back-arc. *Geoscience Frontiers* 4: 377-388.
- Ardolino, A., Busteros, A., Franchi, M., Lema, H. y Silva Nieto, D. 2013. Hoja 4569-I José de San Martín, provincia del Chubut. Instituto de Geología y Recursos Minerales-SEGEMAR. Escala 1:250.000, 55 p., Buenos Aires.
- Barcat, C., Cortiñas, J.S., Nevistic, V.A. y Zucchi, H.E. 1989. Cuenca Golfo San Jorge. En: Chebli, G.A. y Spalletti, L.A. (Eds.), *Cuencas Sedimentarias Argentinas*. Simposio Cuencas Sedimentarias Argentinas, Serie Correlación Geológica 6: 319-345, San Miguel de Tucumán.
- Bellosi, E.S. 1990. Formación Chenque: registro de la transgresión patagoniana en la Cuenca San Jorge. 11º Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 57-60, San Juan.
- Bellosi, E.S. 1998. Depósitos progradantes de la Formación Santa Cruz, Mioceno de la Cuenca San Jorge. 7ª Reunión Argentina de Sedimentología: 110-112, Salta.
- Bellosi, E., Palamarczuk, S., Barreda, B., Sangua, J. y Jalfin, G. 2000. Litofacies y palinología del contacto Grupo Chubut-Formación Salamanca en el oeste de la cuenca del Golfo San Jorge. 11º Simposio Argentino de Paleobotánica y Palinología, Actas: 9, San Miguel de Tucumán.
- Beros, C. 1982. Cerro Trompette. 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. 6º Congreso Geológico Chileno, Actas 1: 328-331, Viña del Mar.
- Bjerg, E., Ntaflos, T., Thöni, M., Alliani, P. y Labudía, C. 2009. Heterogeneous lithospheric mantle beneath Northern Patagonia: Evidence from Prahuanieyu garnet and spinel-peridotites. *Journal of Petrology* 50: 1267-1298.
- 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.
- Césari, O. y Simeoni, A. 1994. Planicies fluvio-glaciales terrazadas y bajos eólicos de Patagonia Central, Argentina. *Zentralblatt für Geologie Paläontologie I*: 155-164.
- Chelotti, L. y Homoc, 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. 10º Congreso Latinoamericano de Geología y 6º Congreso Nacional de Geología Económica, Actas 2: 81-86, Buenos Aires.
- Chelotti, L., Vietto, M., Calegari, R. y Bitschene, P. 1996. Emplazamiento de cuerpos subvolcánicos de composición básica alcalina en el área Romberg-Wenceslao, Cuenca Golfo San Jorge, Argentina. 13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de exploración de Hidrocarburos, Actas 3: 581-599, Buenos Aires.
- Clavijo, R. 1986. Estratigrafía del Cretácico Inferior en el sector occidental de la Cuenca del Golfo San Jorge. *Boletín Informaciones Petroleras* 3: 15-32.
- 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.
- Cox, K.G., Bell, J.D. y Pankhurst, R. 1979. *The Interpretation of Igneous Rocks*. Allen y Unwin, 450 p. Londres.
- Cortés, J. M. 1981. El sustrato precretácico del extremo nordeste de la provincia del Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 36: 217-235.
- 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.
- Espinoza, F., Morata, D., Polvé, M., Lagabriele, Y., Maury, R., Guivel, Ch., Cotten, J., Bellon, H. y Suárez, M. 2008. Bimodal back-arc alkaline magmatism after ridge subduction: Pliocene felsic rocks from Central Patagonia (47°S). *Lithos* 101: 191-217.
- Ferello, R. 1969. Intento de sistematización geocronológica de las rocas eruptivas básicas en sectores de Chubut y Santa Cruz. 4º 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. 19º Congreso Geológico Argentino, Actas T3: 23, Córdoba.
- Feruglio, E. 1949. Descripción geológica de la Patagonia. Tomo 1 y 2. Dirección de Yacimientos Petrolíferos Fiscales, 339 p., Buenos Aires.
- Figari, E., Strelkov, E.E., Laffitte, G., Cid de la Paz, M., Courtade, S., Celaya, J., Vottero, A., Lafourcade, P., Martínez, R. y Villar, H. 1999. Los sistemas petroleros de la Cuenca del Golfo San Jorge: Síntesis estructural, estratigráfica y geoquímica. 4º Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Actas: 197-237, Buenos Aires.
- Fitzgerald, M.G., Mitchum, R.M., Uliana, M.A. y Biddle, K.T. 1990. Evolution of the San Jorge Basin, Argentina. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists* 74: 879-920.
- Foix, N., Paredes, J. y Giacosa, R. 2011. Upper Cretaceous-Paleocene extensional phase in the Golfo San Jorge basin (Argentina): Growth-fault model, paleoseismicity and paleostress analysis. *Journal of South American Earth Sciences* 33: 110-118.
- Folguera, A. y Ramos, V.A. 2011. Repeated eastward shifts of arc magmatism in the Southern Andes: A revision to the long-term pattern of Andean uplift and magmatism. *Journal of South American Earth Sciences* 32: 531-546.
- Giacosa, R., Paredes, J., Nillni, A., Ledesma, N.,

- y Colombo, F. 2004. Fallas normales de alto ángulo en el Neógeno del margen Atlántico de la Cuenca del Golfo San Jorge (46° S – 67°30' O Patagonia Argentina). *Boletín Geológico y Minería*, V 115 (3): 537-550, Madrid.
- 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.
- Green, T.H. 1995. Significance of Nb/Ta as an indicator of geochemical processes in the crust–mantle system. *Chemical Geology* 120: 347–359.
- Haller, M., Pécskay, Z., Németh, K., Gmélíng, K., Massaferro, G., Meister, C. y Nullo, F. 2009. Preliminary K-Ar geochronology of Neogene back arc volcanism in Northern Patagonia, Argentina. 3<sup>o</sup> International Maar Conference, Abstracts: 40, Malargüe.
- Herzberg, C. y Asimow, P. 2008. Petrology of some oceanic island basalts: PRIMELT2. XLS software for primary magma calculation. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 9, Q09001, doi:10.1029/2008GC002057.
- Hibbard, M.J. 1995. *Petrography to Petrogenesis*. Prentice Hall, 587 p., New Jersey.
- Homoc, J.F., Conforto, G.A., Lafourcade, P.A. y Chelotti, L.A. 1995. Fold belt in the San Jorge Basin, Argentine: an example of tectonic inversion. En: Buchanan, J.G. y Buchanan, P.G. (Eds.), *Basin Inversion*. Geological Society, Special Publication 88: 235-248.
- Irigoien, M., Giordano, S., Moscoso, P., Paredes, J., Foix, N., Guersstein, R. y Guler, M. 2016. Formación El Huemul: un evento transgresivo del Eoceno tardío – Oligoceno temprano en la cuenca del Golfo San Jorge. 2<sup>o</sup> Jornadas Geológicas de la Cuenca del Golfo San Jorge, Actas: 58-59, Comodoro Rivadavia.
- Kay, S., Gorrington, 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.
- 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.
- Kyle, P.R., Moore, J.A. y Thirlwall, M.F. 1992. Petrologic evolution. of anorthoclase phonolite lavas at Mount Erebus, Ross Island, Antarctica. *Journal of Petrology* 33: 849-875.
- Lagorio, S. 2008. Early Cretaceous alkaline volcanism of the Sierra Chica de Córdoba (Argentina): Mineralogy, geochemistry and petrogenesis. *Journal of South American Earth Sciences* 26: 156-171.
- Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A. y Zanetin, B. 1986. A chemical classification of volcanic rock base on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology* 27: 745-750.
- Lee, C-T., Luffi, P., Plank, T., Dalton, H. y Leeman, W. 2009. Constraints on the depths and temperatures of basaltic magma generation on Earth and other terrestrial planets using new thermobarometers for mafic magmas. *Earth and Planetary Science Letters* 279: 20-33.
- Le Maitre, R.W. (ed.) 2002. *Igneous Rocks. A Classification and Glossary of Terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks*, 2<sup>nd</sup> ed. 236 p., Cambridge.
- Lesta, P.J. y Ferello, R. 1972. Región extrandina de Chubut y norte de Santa Cruz. En A.F. Leanza (Ed.), *I Simposio Geología Regional Argentina*. Academia Nacional de Ciencias Actas: 601-653, Córdoba.
- 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.
- López Angriman, A. 2010. Cerro Dragón: exploración en áreas maduras. *Petrotecnica, Revista del Instituto Argentino del Petróleo y del Gas*, Año LI: 42-47.
- Mahlburg Kay, S., Ardolino, A., Gorrington, M., y Ramos, V. 2007. The Somuncura large igneous Province in Patagonia: Interaction of a transient mantle Thermal anomaly with a subducting slab. *Journal of Petrology* 48: 43-77.
- Maro, G. y Remesal, M. 2012. El volcanismo bimodal del volcán Cerro Corona, Alta Sierra de Somún Curá, Provincia de Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 69: 142-151.
- 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.
- McKenzie, D. y O'Nions, R.K. 1991. Partial melt distributions from inversion of rare Earth element concentrations. *Journal of Petrology* 32: 1.021-1.091.
- Menegatti, N., Massaferro, G., Fernández, M. y Giacosa, R. 2013. Petrología de los cuerpos básicos alcalinos del Sur del Chubut. 2<sup>o</sup> Reunión de Petrología y Metalogénesis Asociada, Resúmenes: 66, San Luis.
- Menegatti, N.D, Massaferro, G.I., Fernández, M.I., y Giacosa, R.E. 2014a. Geología y geoquímica de los cuerpos básicos alcalinos al sur de los lagos Musters y Colhué Huapí, cuenca del Golfo San Jorge, Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 71: 484-499.
- Menegatti, N.D, Massaferro, G.I., Giacosa, R.E., Piangatelli, C. y Silva, J. 2014b. Geología de los cuerpos ígneos alcalinos cenozoicos al oeste y norte del lago Musters, Cuenca Golfo San Jorge (Chubut). Argentina. 19<sup>o</sup> Congreso Geológico Argentino, Resúmenes, T8: 37, Córdoba.
- Menegatti, N.D, Massaferro, G.I., Giacosa, R.E., Jalil Fredes, Y., Turra, J.M. y Vargas, J.I. 2015. Petrología y geoquímica de los cerros Guacho, Cuatro Tetras, Tortuga y Dragón al este del lago Colhué Huapí, Cuenca del Golfo San Jorge (Chubut). 3<sup>o</sup> Simposio de Petrología Ígnea y Metalogénesis Asociada. Gral. Roca (Río Negro), Resúmenes: 116-117, General Roca.
- 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.
- Nakamura N. 1974. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na, and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica, Acta* 38: 757-775.
- Onuma, N., Ninomiya, S., y Nagasawa, H. 1981. Mineral/groundmass partition coefficients for nepheline, melilite, clinopyroxene and perovskite in melilite nepheline basalt, Nyiragongo, Zaire. *Geochemical Journal* 15: 221- 228.
- Okamoto, K. 1979. Geochemical study on magmatic differentiation of Asama Volcano, central Japan. *Journal of the Geological Society of Japan* 85: 525-535.
- Pascual, R.E. y Odreman, O.E. 1971. Evolución de las comunidades de los vertebrados del Terciario argentino. Los aspectos paleozoogeográficos y paleoclimáticos relacionados. *Ameghiniana* 8: 372-412.
- Paredes, J.M., Aguiar, M., Tejada, S. y Ledesma M. 2016. Volcanismo, tectónica extensional y transgresiones en el Cenozoico del flanco sur de la Cuenca del Golfo San Jorge. 2<sup>a</sup> Jornadas Geológicas de la Cuenca del Golfo San Jorge, Actas: 68-89, Comodoro Rivadavia.

- 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. Welsink (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). Escala 1:250.000, 55 p., Buenos Aires.
- Pezzutti, N. y Villar, L.M. 1978. Los complejos alcalinos de la zona de Sarmiento, provincia del Chubut. 7º Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 511-520, Neuquén.
- Raigemborn, M.S., Krause, J.M., Bellosi, M. y Matheos, S.D. 2010. Redefinición estratigráfica del Grupo Río Chico (Paleógeno inferior), en el norte de la cuenca del Golfo San Jorge, Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 67: 239-256.
- Ramos, V., Kay, S. 1992. Southern Patagonian plateau basalts and deformation: backarc testimony of ridge collisions. *Tectonophysics* 205: 1-20.
- Rateau, R., Schofield, N. y Smith, M. 2013. The potential role of igneous intrusions on hydrocarbon migration, West of Shetland. *Petroleum Geoscience* 19: 259-272.
- Remesal, M.B., Salani, F.M., Massaferro, G.I. y Cerredo, M.E. 2004. Estratigrafía y petrología del sector noreste de sierra de Apas, provincia del Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 59: 578-590.
- Remesal, M.B., Salani, F.M. 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.
- Rodríguez Monreal, F., Villar H.J. y Baudino, R. 2007. Hydrocarbon generation, migration, and accumulation related to igneous intrusions: an atypical petroleum system from the Neuquén Basin of Argentina, SPE 107926, 2007 SPE Latin American and Caribbean Petroleum Engineering Conference, 5 p., Buenos Aires.
- Rodríguez Monreal, F., Villar, H.J., Baudino, R., Delpino, D. y Zencich, S. 2009. Modeling an atypical petroleum system: A case study of hydrocarbon generation, migration and accumulation related to igneous intrusions in the Neuquén Basin, Argentina, *Marine and Petroleum Geology* 26: 590-605.
- Rollinson, H. 1993. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Longman Group, 352 p., London.
- 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., Berlin.
- Sciutto, J., Césari, O. y 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.
- Shand, S.J. 1943. Eruptive Rocks. Their Genesis, Composition, Classification, and Their Relation to Ore-Deposits with a Chapter on Meteorite. John Wiley & Sons, 448 p., New York.
- Shaw, D., 1970. Trace element fractionation during anatexis. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 34: 237-243.
- Simpson, G.G. 1941. The Eocene of Patagonia. American Museum of Natural History, Novitates, 1120: 1-15. New York.
- Soares, A., Soares, P., Bettú, D. y Holz, M. 2007. Compartimentação Estrutural da Bacia do Paraná: A questão dos lineamentos e sua influencia na distribuição do sistema Aquífero Guaraní, S. Paulo, *UNESP, Geociências* 26: 297-311.
- Spalletti, L.A. y Mazzoni, M.M., 1977. Sedimentología del Grupo Sarmiento en el perfil ubicado al sudeste del Lago Colhué Huapi, Provincia de Chubut. *Obra del Centenario del Museo de La Plata*, 4 (Geología): 261-284. La Plata.
- Spalletti, L.A. y Mazzoni, M.M., 1979. Estratigrafía de la Formación Sarmiento en la Barranca Sur del Lago Colhué-Huapi, Provincia del Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 34: 271-281. Buenos Aires.
- Sruoga, P., Busteros, A., Giacosa, R., Martínez, H., Kleinman, L., Japas, S., Maloberti, A. y Gayone, M. R. 2008. Análisis litofacial y estructural del complejo volcánico Bahía Laura en el área El Dorado-Montserrat, provincia de Santa Cruz. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63: 653-664.
- Stern, Ch., Kilian, R., Olker, B., Hauri, E.H., y Kyser, T.K. 1999. Evidence from mantle xenoliths for relatively thin (<100 km) continental lithosphere below the Phanerozoic crust of southernmost South America. *Lithos* 48: 217-235.
- Streckeisen, A.L. 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.) *Magmatism in ocean basins*. Geological Society of London. Spec. Pub. 42: 313-345, Londres.
- Sylwan, C.A. 2001. Geology of the Golfo San Jorge Basin, Argentina. *Journal of Iberian Geology* 27: 123-157.
- Teruggi, M. 1964. Differentiated zeolites and nefeline syenites in basic sills of central Patagonia. 22º International Geological Congress 7: 22-34. Nueva Delhi.
- Vietto, M.E. 2000. 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.
- 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. 1º 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: 5 de mayo, 2017

Aceptado: 20 de febrero, 2018