

El Gabro Rancho Lata: Magmatismo mesozoico off-axis de la cuenca marginal Rocas Verdes en los Andes Fueguinos de Argentina

Mauricio González-Guillot^{1,*}, Rogelio Acevedo¹ y Mónica Escayola²

¹ Centro Austral de Investigaciones Científicas (CADIC - CONICET), Av. Houssay 200, V9410BFD Ushuaia, Tierra del Fuego, Argentina.

² Laboratorio de Tectónica Andina, Universidad de Buenos Aires, CONICET C1428EHA Buenos Aires, Argentina.

* g_guillot@cadic-conicet.gob.ar

RESUMEN

La cuenca marginal Rocas Verdes tuvo su origen en un evento extensional durante el Jurásico superior–Cretácico inferior que derivó finalmente en la fragmentación del supercontinente Gondwana. Está integrada por rocas máficas tholeiíticas con características de basaltos de dorsales oceánicas, expuestas en la porción más austral de Sudamérica. El magmatismo de fondo oceánico funcionó simultáneamente con un arco magmático calcoalcalino instalado hacia el lado pacífico sobre corteza continental. A ambos lados del eje de la cuenca, emplazados también en corteza continental, afloran diques y filones máficos vinculados al magmatismo inicial de la cuenca marginal. En este trabajo se presentan por primera vez datos de campo, petrográficos, geoquímicos y microquímicos de stocks y filones gábricos (Gabro Rancho Lata, GRL) aflorantes en el flanco norte de la porción más austral de la cuenca marginal. Las rocas presentan texturas faneríticas (gabros) y subvolcánicas (doleritas), han sido afectadas por metamorfismo en facies de esquistos verdes y están cortadas por fajas de deformación milonítica. La composición química y mineralógica del GRL sugiere que doleritas y gabros podrían derivar de un magma común, mediante cristalización fraccionada, en la que los gabros representan la fracción de cúmulos y las doleritas el líquido más diferenciado. El GRL posee afinidad tholeiítica, moderado enriquecimiento en elementos de bajo potencial iónico (LILE) y tierras raras livianas (LREE) respecto a basaltos normales de dorsales oceánicas (N-MORB) y condrito, respectivamente, y una relación tierras raras livianas/pesadas (LREE/HREE) similar a basaltos MORB enriquecidos (E-MORB). La composición mineralógica y geoquímica, metamorfismo y deformación dúctil del GRL permiten correlacionarlo con los demás diques máficos que bordean las secuencias ofiolíticas, y con las propias ofiolitas del sector menos desarrollado de la cuenca marginal. De este modo, se sugiere para el GRL un origen en los estadios iniciales de la evolución de la cuenca marginal, en un manto superior enriquecido. Los picos negativos en Nb, Ta y Ti en diagramas de elementos traza normalizados, indican la posible influencia de componentes de subducción en la fuente.

Palabras clave: gabro, basalto de dorsal oceánica, cuenca marginal, Mesozoico, Tierra del Fuego, Argentina, Chile.

ABSTRACT

The Rocas Verdes marginal basin originated during an extensional tectonic event in the Late Jurassic–Early Cretaceous, which finally led to the break-up of the Gondwana supercontinent. It

is composed of mafic tholeiitic rocks with mid-ocean ridge basalt (MORB) affinity, exposed at the southernmost tip of South America. Magmatism occurred at spreading centers and was coeval with a calc-alkaline volcanic arc built on continental crust to the pacific side of the basin. Mafic dykes that also intrude continental crust on both sides of the marginal basin are related to the initial stages of basin development. In this contribution we present new field, petrographic, geochemical and microchemical data from gabbroic stocks and sills (the Rancho Lata Gabbro, GRL) emplaced in the northern flank of the southern tip of the marginal basin. The rocks exhibit phaneritic (gabbros) and subvolcanic (dolerites) textures. The GRL experienced greenschist facies metamorphism and mylonitic deformation. Chemical and mineralogical composition of GRL suggest that dolerites and gabbros could derive from a common parental magma, by crystal fractionation, where dolerites represent more differentiated liquids and gabbros the cumulus fraction. The GRL has tholeiitic affinity, moderate enrichment in LILE and LREE compared with normal (N)-MORB and chondrite, respectively, and high LREE/HREE ratios similar to those of enriched (E)-MORBs. On the basis of mineralogical and chemical composition, metamorphism and ductile deformation, the GRL is correlated to other mafic dykes flanking the ophiolites reported in literature, and to the ophiolites itself from the least evolved part of the marginal basin. Therefore, the GRL most probably generated during the initial stages of basin development in an enriched upper mantle. The Nb-Ta-Ti troughs seen on normalized trace element diagrams indicate contribution of subduction components to the source.

Key words: gabbro, marginal basin, mid-ocean ridge basalt, Mesozoic, Tierra del Fuego, Argentina, Chile.

INTRODUCCIÓN

La cuenca marginal Rocas Verdes (extremo sur de Sudamérica) tuvo su origen en un evento de extensión generalizada en el SO de Gondwana durante las etapas iniciales del desmembramiento del supercontinente (Katz, 1972, 1973; Dalziel *et al.*, 1974). El magmatismo tholeiítico de fondo oceánico se concentró a lo largo de un cinturón de 1000 km, en uno o varios centros de expansión, y estuvo activo durante el Jurásico Superior y Cretácico Inferior, de manera simultánea con un arco magmático calcoalcalino (Dalziel *et al.*, 1974; Suárez y Pettigrew, 1976; Suárez, 1977; Bruhn *et al.*, 1978; Stern *et al.*, 1992; Hervé *et al.*, 2007; Figura 1). La apertura de la cuenca alcanzó su máximo desarrollo al sur, acunándose hacia el norte, con anchos estimados en 100–230 km y 25 km, respectivamente (de Wit, 1977; Kraemer, 2003). Los remanentes de la cuenca marginal representan afloramientos autóctonos, dispuestos en fajas discontinuas desde los 51° S hasta los 56° S, a lo largo del archipiélago chileno (Complejos Sarmiento, Capitán Aracena y Tortuga; Figuras 1a y 1b). Existen equivalentes, además, en las islas Georgias del Sur, representados por el Complejo Larsen Harbour (Storey *et al.*, 1977; Storey y Mair, 1982); más hacia el Sur, la cuenca pudo haber estado ligada inclusive con el proto-mar de Weddell (de Wit, 1977; Grunow, 1993a, 1993b; Mukasa y Dalziel, 1996; Figuras 1a-1b).

A ambos lados del eje de la cuenca afloran intrusiones menores (diques y filones) y lavas máficas, vinculadas genéticamente a la cuenca marginal y al arco magmático contemporáneo, respectivamente (Bruhn *et al.*, 1978; Stern, 1980). Este cinturón periférico se extiende a lo largo de los Andes Patagónico-Fueguinos de Argentina y Chile, con asomos ubicados hasta 70 km de los remanentes de la cuenca, al

norte del canal Beagle (Figura 1). A diferencia de los restos ofiolíticos del eje de la cuenca, estas rocas periféricas no han sido objeto de estudios intensivos, permaneciendo la mayoría de los afloramientos aún sin investigar.

El gabro tratado en esta contribución (Gabro Rancho Lata, GRL) representa una de estas intrusiones laterales (*off-axis*) respecto a la cuenca marginal. Aflora en la sierra Lucas Bridges (sector argentino de los Andes Fueguinos), en la cabecera del río Valdez (Figuras 1 y 2), emplazado en rocas volcánicas del Jurásico Medio-Superior. Las rocas gabroides de este sector fueron mencionadas por primera vez en trabajos inéditos de Camacho (1948) y Petersen (1949), aunque no dieron a conocer sus características petrográficas ni químicas. De todos modos, estos autores asumieron tentativamente una vinculación con el arco magmático.

El presente trabajo tiene como objeto dar a conocer las características de campo, petrográficas y química de roca total y mineral del GRL, su posible vinculación con la cuenca marginal Rocas Verdes, y con ello contribuir al conocimiento sobre la evolución geodinámica de este sector de los Andes durante el Jurásico y Cretácico.

GEOLOGÍA REGIONAL

La unidad más antigua de la región es la Formación Lemaire (equivalente a Formación Tobífera en Chile; Bruhn *et al.*, 1978), del Jurásico medio-superior, integrada por una sucesión volcanosedimentaria predominantemente marina. Constituye parte de la Gran Provincia Magmática Chon Aike que caracteriza a la extensión jurásica de la Patagonia. Las rocas volcánicas son principalmente félsicas, aunque se citan también intercalaciones de basaltos y andesitas

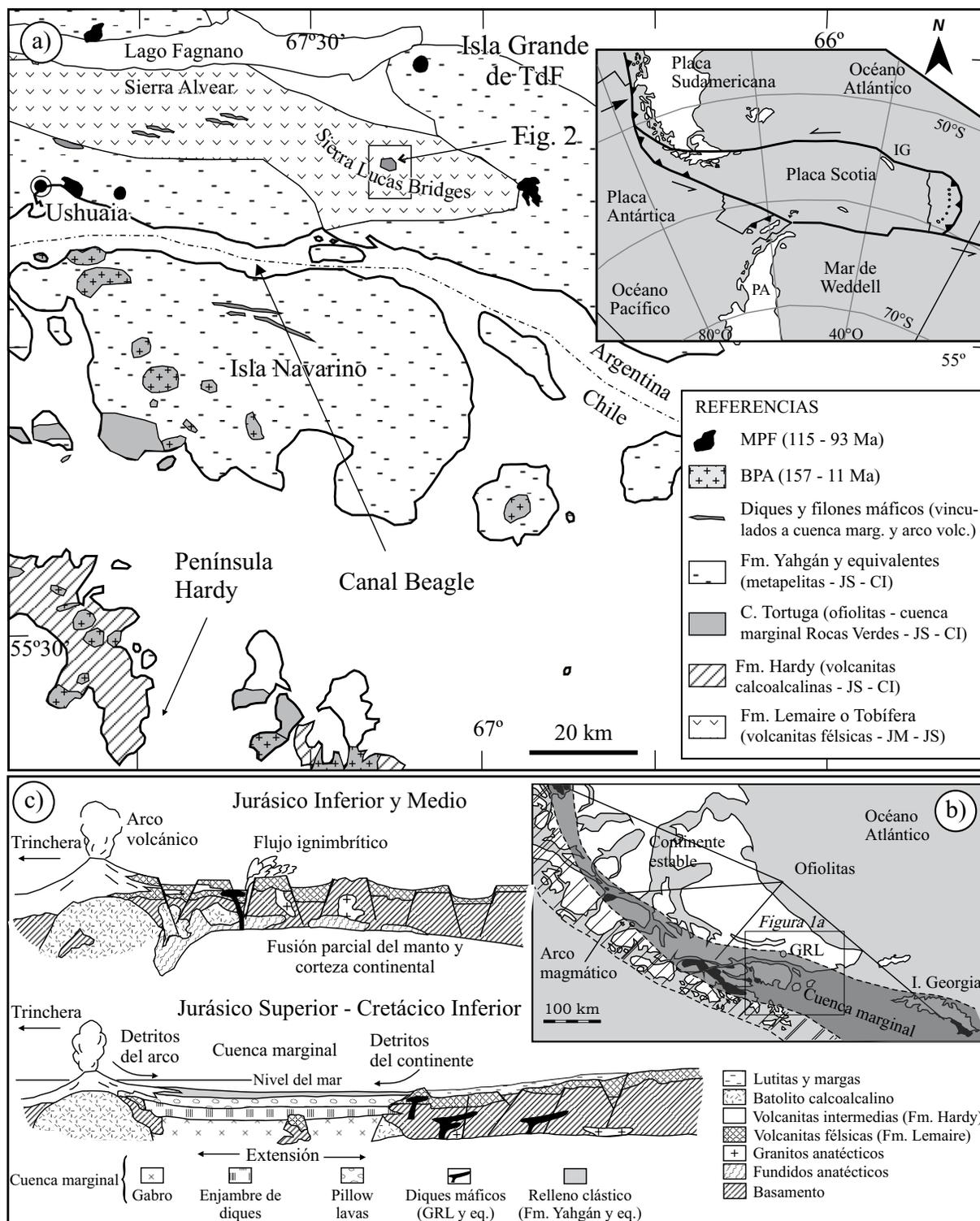


Figura 1. a) Mapa geológico de la porción más austral de la Isla Grande de Tierra del Fuego (TdF) y del archipiélago al sur del canal Beagle (Andes Fueguinos de Argentina y Chile). Se indica la localización de la Figura 2. Fuentes: Kranck (1932); Katz y Watters (1966), Bruhn *et al.* (1978), Suárez *et al.* (1985), Caminos *et al.* (1981), Olivero y Malumián (2007), González-Guillot (2009). La figura interior muestra la configuración actual de placas con la ubicación de la isla Georgia del Sur (IG) y el mar de Weddell. Abreviaturas: BPA: Batolito Patagónico Austral; MPF: Magmatismo Potásico Fueguino (suite potásica de tras-arco); PA: península Antártica; JS: Jurásico Superior; JM: Jurásico Medio; CI: Cretácico Inferior. b) Disposición de la cuenca marginal Rocas Verdes - Cretácico Inferior. Se indica la distribución de remanentes ofiolíticos: Complejos Sarmiento (al norte), Capitán Aracena (centro), Tortuga (al sur) y Larsen Harbour (isla Georgia del Sur, restituida palinpásticamente a su posición para ese momento; ver Mukasa y Dalziel, 1996). Se indica la ubicación de la Figura 1a. c) Secciones transversales esquemáticas de la cuenca marginal para el Jurásico Inferior - Cretácico Inferior mostrando la formación de la cuenca marginal. Modificado de Dalziel *et al.* (1974), Bruhn *et al.* (1978), Stern y de Wit (2003).

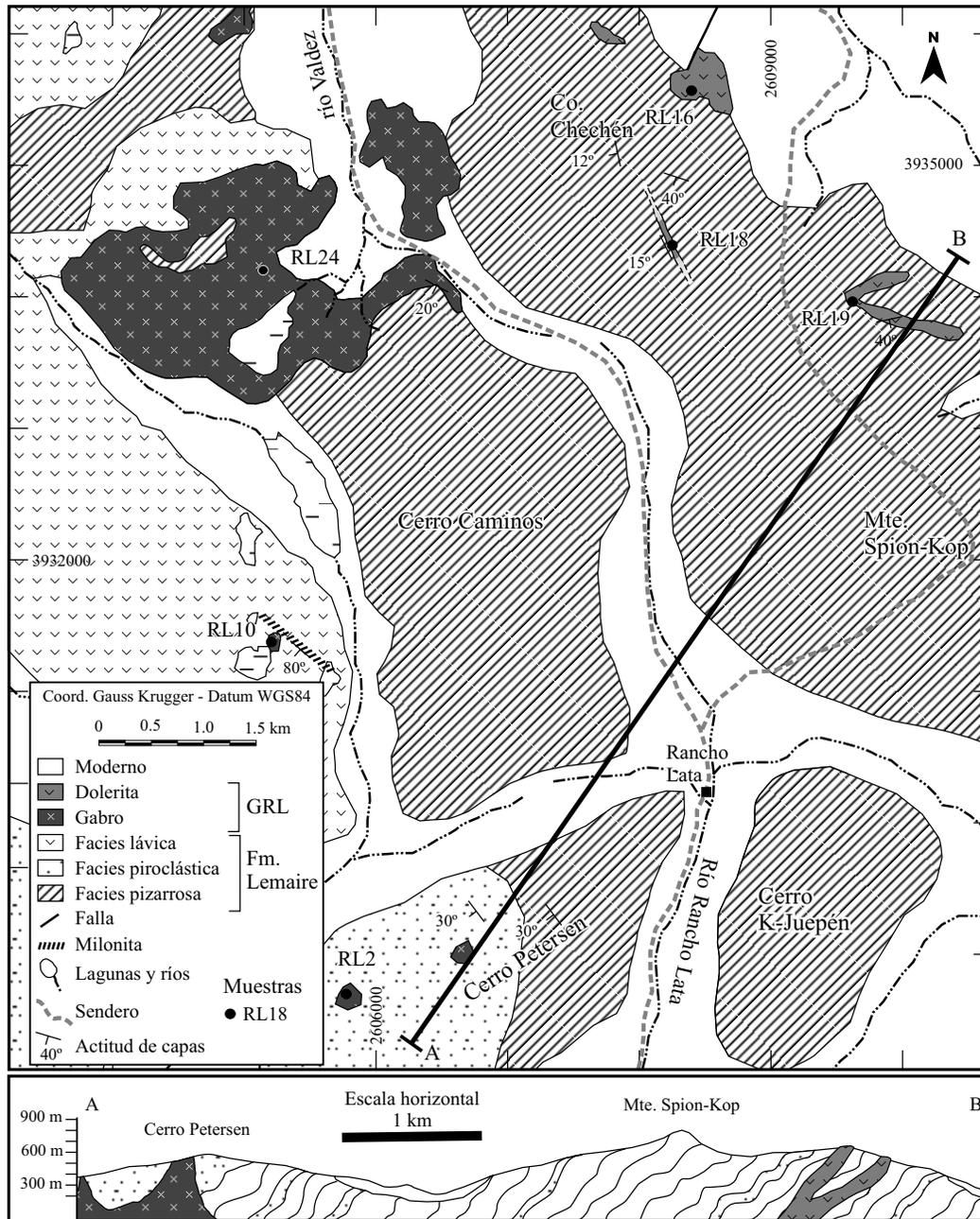


Figura 2. Mapa geológico del área de estudio. El perfil A-B muestra la disposición esquemática de las unidades litológicas. Se indica la ubicación de las muestras RL analizadas.

basálticas (e.g. Bruhn *et al.*, 1978; Caminos, 1980; Hanson y Wilson, 1991). El origen del volcanismo félsico se atribuye a una etapa de fuerte distensión que favoreció la fusión de corteza continental (Bruhn *et al.*, 1978; Féraud *et al.*, 1999; Pankhurst *et al.*, 1998, 2000). La continuación de los esfuerzos distensivos provocó el desarrollo de la cuenca marginal Rocas Verdes hacia el sur y el oeste del extremo sur de Sudamérica (Dalziel *et al.*, 1974). Esta cuenca separó del resto del continente, hacia el lado pacífico, una escama de corteza continental con volcanismo activo calcoalcalino asociado a subducción de la placa proto-Pacífica bajo el SO

de Gondwana (Figuras 1a-1c). Éste está representado por (i) la Formación Hardy, compuesta principalmente de volcánicas, de edad jurásica superior – cretácica inferior (Suárez *et al.*, 1985; Miller *et al.*, 1994) y (ii) el Batolito Patagónico Austral, emplazado en el lapso 157–11 Ma (Halpern, 1973; Hervé *et al.*, 1984, 2007; Bruce *et al.*, 1991). El magmatismo de fondo oceánico estuvo activo desde los 152 Ma hasta por lo menos los 141–137 Ma (Stern *et al.*, 1992; Mukasa y Dalziel, 1996; Calderón *et al.*, 2007a). El relleno clástico de la cuenca marginal está representado por turbiditas de la Formación Yahgán, constituida por sedimentos derivados

del arco magmático y del continente estable (Figura 1c; e.g., Kranck, 1932; Suárez y Pettigrew, 1976).

Los restos de la cuenca marginal están representados por la parte superior de una secuencia ofiolítica, conformada por basaltos almohadillados localmente brechados, enjambres de diques máficos, gabros y troctolitas (Suárez, 1977; Saunders *et al.*, 1979; Stern, 1980; Calderón *et al.*, 2003, 2007b). El Complejo Sarmiento incluye además ferrogabros, islanditas y diferenciados más silíceos (Saunders *et al.*, 1979; Stern, 1979; Calderón *et al.*, 2007b).

Los filones y diques doleríticos aflorantes fuera del eje de la cuenca intruyen a las Formaciones Lemaire, Yahgán y basamento pre-Jurásico (Bruhn *et al.*, 1978; Stern, 1980). Están compuestos por augita y plagioclasa con textura ofítica en mesostasis de feldespato potásico, cuarzo, ocasionalmente plagioclasa, apatita y opacos (Katz y Watters, 1966; Quartino *et al.*, 1989). Poseen una orientación regular, paralela al rumbo de las ofiolitas y de los enjambres de diques de cada complejo ofiolítico (Figura 1), y su frecuencia aumenta con la proximidad a estos últimos (Stern y de Wit, 2003). Presentan composición geoquímica afín con las rocas de la cuenca marginal, aunque algunos son relacionados al arco magmático (Bruhn *et al.*, 1978; Stern, 1980).

Stern y Elthon (1979) y Stern (1980) han indicado que la porción superior de la columna ofiolítica de la cuenca marginal ha sufrido metamorfismo hidrotermal ligado a la dorsal de expansión en facies creciente con la profundidad, desde zeolita (lavas), esquistos verdes (enjambre de diques) hasta anfíbolita (gabros), sin desarrollo de esquistosidad. Estos mismos autores postularon que los diques y filones máficos que bordean los complejos ofiolíticos han sufrido también un metamorfismo de fondo oceánico en facies de esquistos verdes, similar al de las secuencias ofiolíticas.

El cierre de la cuenca marginal y el comienzo de la formación de la faja plegada y corrida (orogenia Andina) ocurrió en la parte media del Cretácico (e.g. Dalziel *et al.*, 1974; Nelson *et al.*, 1980; Stern *et al.*, 1992; Cunningham, 1995; Fildani *et al.*, 2003; Fildani y Hessler, 2005). En forma pre-, sin- y post-tectónica respecto a este evento compresivo, se dio la intrusión del Batolito Patagónico (Suárez *et al.*, 1985). Hacia el lado continental de los restos ofiolíticos, en la parte más distal del arco respecto a la trinchera (*i.e.*, donde se emplaza el GRL), tuvo lugar la intrusión de una suite potásica, denominada Magmatismo Potásico Fueguino (Figura 1a), durante el evento compresivo que condujo al cierre de la cuenca marginal (González-Guillot, 2009). La edad de esta suite abarca el período entre 115 Ma (isocrona Rb-Sr sobre mineral y roca total; González-Guillot *et al.*, 2009) y 93 Ma (K-Ar roca total; Acevedo *et al.*, 2000). Estos plutones se caracterizan por una paragénesis de diópsido más hornblenda y/o biotita, entre sus minerales máficos, y acumulados máfico-ultramáficos con abundante magnetita e ilmenita (González-Guillot *et al.*, 2009; González-Guillot, 2009).

El metamorfismo regional para la faja cordillerana al este de Ushuaia (ver ubicación en Figura 1), tanto al norte

como al sur del canal Beagle, es principalmente de origen dinámico, en facies de prehnita – pumpellitita, con desarrollo de una esquistosidad penetrativa (Caminos, 1980; Suárez *et al.*, 1985). No se han registrado efectos de metamorfismo en la suite potásica (González-Guillot, 2009).

GEOLOGÍA DEL SECTOR RANCHO LATA Y MONTE SPION-KOP

El sector de estudio se encuentra en la sierra Lucas Bridges, a aproximadamente 90 km al este de la ciudad de Ushuaia (Figuras 1a y 2). Este cordón está integrado por unidades de la Formación Lemaire, que constituye la roca de caja del GRL.

Caminos *et al.* (1981) mencionaron para las cercanías del monte Spion-Kop (Figura 2) la presencia de tobas bandeadas, afectadas por metamorfismo dinámico que les confiere un clivaje pizarroso y pseudo-fluidez; y tobas finas homogéneas sobreimpuestas tectónicamente a la Formación Yahgán. Sin embargo, no se advirtió la presencia de esta unidad en el presente sector de trabajo.

En el área de estudio, la Formación Lemaire está integrada por tres facies: pizarras grises (la más abundante), piroclastitas y lavas félsicas (Figura 2). En la mitad oriental del sector de estudio (Figura 2), la Formación Lemaire presenta una alternancia de capas de pizarras grises laminadas y tobas claras félsicas de mayor tamaño de grano, con cristaloclastos de 0.5–1 mm y clivaje muy marcado. Las capas varían en espesor desde 1 cm a escasos metros. La esquistosidad y estratificación son paralelas en la mayoría de los casos, con rumbo E-O a ESE-ONO e inclinación sur. Presentan plegamiento apretado por sectores en el cerro Chechén, y más abierto hacia el sur; los ejes de los pliegues presentan también rumbos E-O a ESE-ONO. En el cerro Caminos, niveles de ignimbritas riódacíticas están intercalados en pizarras grises. En el extremo SO del cerro Petersen, la Formación Lemaire se compone exclusivamente de piroclastitas con esquistosidad marcada y fuerte silicificación.

Las lavas afloran en el sector occidental del área de estudio. Consisten en riolitas y riódacitas levemente foliadas.

La secuencia volcanosedimentaria, así como también el GRL, presenta bandas con deformación milonítica (Figura 2) con rumbo de buzamiento N230°/80°, es decir, una orientación similar a las reportadas para otras fajas milonitizadas al sur del canal Beagle (Suárez *et al.*, 1985). La foliación interna en estas zonas de cizalla está localmente plegada.

El Gabro Rancho Lata (GRL)

El GRL conforma un stock con varias apófisis menores, diques y filones de composición gabroica encajados en las tres facies de la Formación Lemaire (Figura 2). La

intrusión del gabro provoca un incremento en inyecciones de cuarzo y en el contenido de micas en las rocas encajantes, fenómeno también observado por Petersen (1949).

Un cuerpo principal de gabro aflora en las cabeceras del río Valdez abarcando un área de unos 5 km². Otras apófisis menores asoman en el valle al Oeste del cerro Caminos y en la cima del cerro Petersen. Del cuerpo principal del gabro se desprende un filón hacia el este, con rumbo N118° y buzamiento al sur de 20°, de unos ~30 m de espesor (Figura 2). En el faldeo oriental, entre el cerro Chechén y monte Spion-Kop, afloran una serie de diques y filones máficos de granulometría más fina. Los cuerpos máficos están cortados por vetas de cuarzo sin plegamiento. El gabro carece de esquistosidad, sin embargo presenta bandas milonitizadas que demuestran que ha sido afectado por deformación.

Petrografía

El GRL presenta dos facies con textura diferente pero igual paragénesis mineralógica. Las fases minerales primarias identificadas son clinopiroxeno, plagioclasa y opacos (Tabla 1). No se han detectado olivina, ortopiroxeno ni minerales hidratados primarios en ninguna de las dos facies del GRL. La facies dominante es fanerítica, de grano grueso, y corresponde al cuerpo principal de gabro y stocks menores al norte y sur de éste. La otra facies presenta texturas subvolcánicas, y está representada por los diques y filones de dolerita del monte Spion-Kop y cerro Chechén (Figura 2).

El aspecto mesoscópico del gabro (facies fanerítica) en superficies meteorizadas es el de una roca porfírica constituida por fenocristales de plagioclasa de ~1 cm inmersos en una “matriz” melanocrática (Figura 3a). Sin embargo, la fracción melanocrática constituye en realidad cristales anhedrales de clinopiroxeno de hasta 1 cm que engloban total o parcialmente a cristales de plagioclasa, y en conjunto conforman una textura ofítica a subofítica (Figura 3b). La plagioclasa es euhedral, con macla polisintética y de composición labradorita (según método Michel-Levy). En el cerro Petersen esta facies presenta textura seriada, con cristales mayores subhedrales de plagioclasa y clinopiroxeno de hasta 3 mm.

Los filones y diques doleríticos de los montes Chechén

y Spion-Kop (facies subvolcánica) son vesiculares en algunos sectores. En otros, en cambio, presentan una estructura bandeada dada por capas de hasta 10 cm más ricas en fenocristales de plagioclasa (Figura 3c). Poseen granulometría más fina que los gabros y texturas variables desde microgranuda, seriada a porfírica y glomeroporfírica, con fenocristales o cristales mayores de clinopiroxeno subhedrales o anhedrales de 0.5–2 mm. Algunos de ellos engloban parcialmente tablillas de plagioclasa euhedral. La matriz, en las rocas porfíricas (~70% del total de la roca) está constituida por tablillas de plagioclasa euhedral conformando un agregado pilotáxico a intergranular (Figura 3d). La composición de los cristales mayores de plagioclasa en doleritas es andesina (obtenida por métodos ópticos: Michel-Levy).

La alteración es más intensa en la facies fanerítica. Muchas muestras exhiben una intensa argilitización de la plagioclasa, y en menor medida sericitización o albitización. El piroxeno carece de alteración en general. En algunas muestras, sin embargo, posee una corona de actinolita dispuesta en agregados fibrosos. Intersticialmente también aparecen carbonatos, cuarzo, albita, clorita, clinozoisita, ilmenita y titanita de hábito grumoso, indicadores de metamorfismo de bajo grado. Esta misma asociación mineralógica caracteriza al metamorfismo de fondo oceánico de basaltos y diques de la cuenca marginal y otros diques y filones máficos laterales (Elthon y Stern, 1978; Stern y Elthon, 1979; Stern, 1980). La recristalización metamórfica, sin embargo, no ha obliterado las texturas originales del GRL. En las doleritas la clorita aparece en forma intersticial rellenando vesículas y espacios intercrystalinos (Figura 3d).

Geoquímica de roca total

Se presentan datos químicos de las facies fanerítica y subvolcánica del GRL. Las muestras denominadas SK fueron obtenidas de la facies fanerítica (tomadas del cuerpo principal) entre los años 1995 y 1998 por uno de los autores (R. Acevedo). Las muestras denominadas RL fueron recolectadas en campañas recientes por M. González-Guillot y provienen de ambas facies (ver Figura 2 para su ubicación). En el apéndice se dan las especificaciones analíticas y los resultados en la Tabla 2.

Tabla 1. Composición modal del Gabro Rancho Lata expresada en % en volumen.

Muestra	Litología	Textura	pl	cpx	pl'	cpx'	opq	cl	otros	TOT
RL2	gabro	seriada	41.1	13.4	-	-	1.2	1.3	42.9	100.0
RL10	gabro	ofítica	38.0	29.0	-	-	2.8	1.1	29.1	100.0
RL16	dolerita	glomeroporfírica	1.9*	28.9*	34.7	0.9	1.1	2.6	29.8	100.0
RL18	dolerita	microgranuda	67.1	3.2	-	-	0.9	1.3	27.5	100.0
RL19	dolerita	seriada	57.6	14.2	-	-	0.2	0.9	27.1	100.0
RL24	gabro	ofítica	53.3	16.3	-	-	1.0	-	29.3	100.0
SK4	gabro	ofítica	37.2	30.6	-	-	5.5	-	26.7	100.0

Notas: pl: plagioclasa, cpx: clinopiroxeno, pl', cpx': en matriz, * fenocristales, opq: opacos, cl: clorita relleno de vesículas, otros: minerales secundarios producto de recristalización metamórfica (incluye albita, cuarzo, minerales de arcillas, clinozoisita, clorita, actinolita, sericitita, carbonatos). Se contabilizaron en promedio 1050 puntos por muestra.

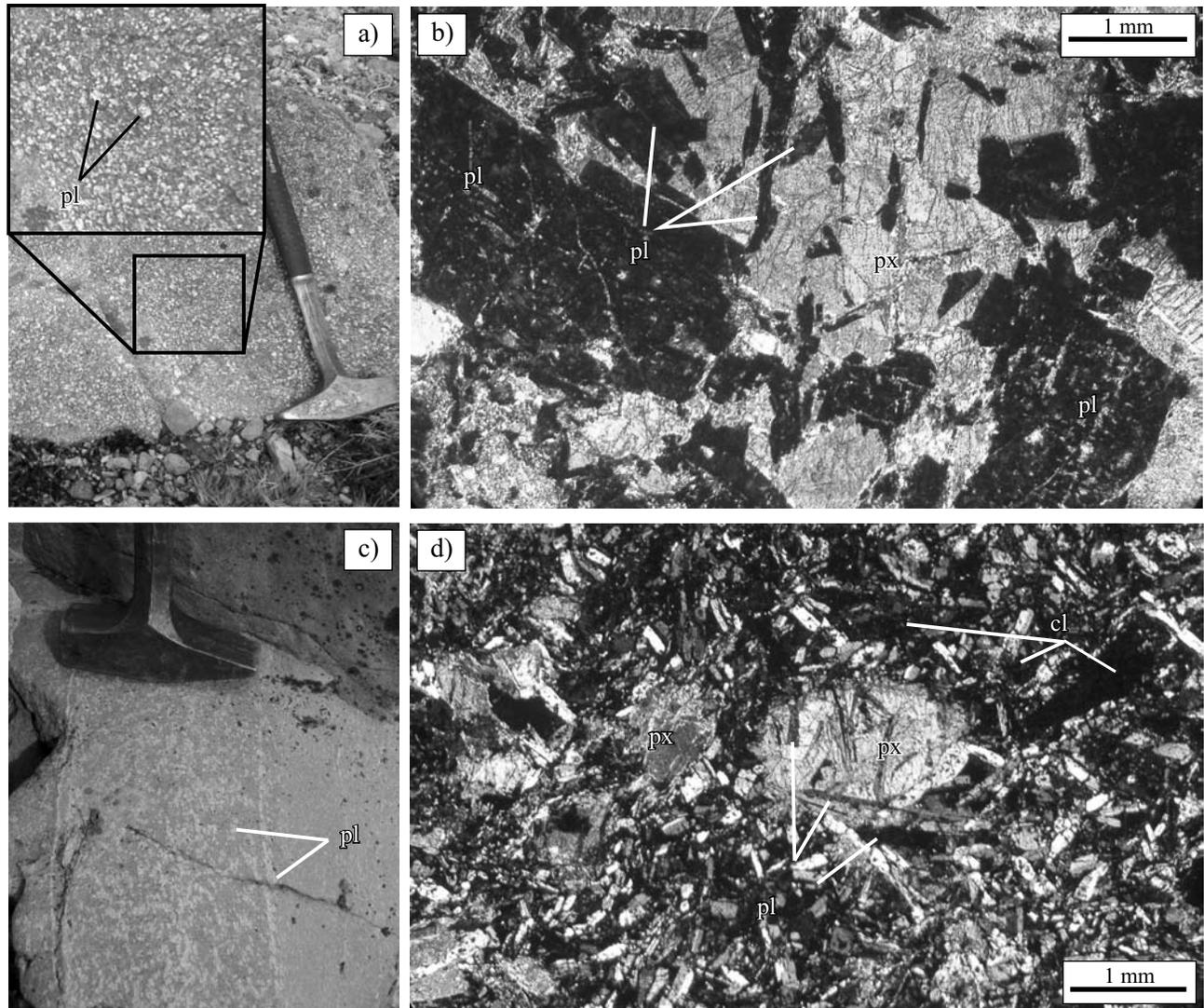


Figura 3. a-b: Facies fanerítica del Gabro Rancho Lata. a) Aspecto mesoscópico del gabro en superficies meteorizadas, con aparente textura porfírica con fenocristales de plagioclasa (pl) en matriz oscura (ver Figura 3b; martillo de escala). b) Fotomicrografía que muestra la verdadera textura ofítica/subofítica del gabro (nicoles cruzados; centro y parte superior de la fotografía ocupados por un solo cristal de piroxeno). La plagioclasa está totalmente alterada. c-d: Facies subvolcánica del GRL. c) Banda rica en cristales de plagioclasa en un dique máfico en el Co. Chechén (cabeza de martillo de escala). d) Fotomicrografía de una dolerita porfírica al norte del Mte. Spion-Kop (nicoles cruzados). Un fenocristal de piroxeno en el centro engloba parcialmente tablillas de plagioclasa. Éstas conforman la matriz, y los espacios intergranulares y vesículas están ocupados por clorita (cl).

Stern y Elthon (1979) y Stern (1980) han indicado que el metamorfismo que afectó a las lavas y enjambre de diques de los complejos ofiolíticos y los diques laterales de la cuenca marginal Rocas Verdes provocó removilización de Na_2O , K_2O , CaO , Rb y Sr , pero con una mínima a nula variación de FeOt/MgO , TiO_2 , P_2O_5 , Zr , Y y elementos de las Tierras Raras (REE). Este comportamiento está de acuerdo, a su vez, con la aceptación más generalizada de que los últimos elementos mencionados son considerados inmóviles durante procesos de metamorfismo en facies de esquistos verdes (*e.g.*, Rollinson, 1993).

Dado que el metamorfismo observado en muchas de las muestras del Gabro Rancho Lata es similar al descrito para los diques de la cuenca marginal y otros diques laterales

(ver más arriba), es de esperar un comportamiento similar de los elementos químicos entre estas secuencias máficas y el GRL. Por este motivo se hará hincapié en la geoquímica de elementos inmóviles en esta sección.

Las rocas del GRL se ubican en el campo tholeiítico en un diagrama $\text{FeOt/MgO} - \text{SiO}_2$ (Figura 4), aunque el grado de diferenciación alcanzado es reducido, a juzgar por la moderada variación de la relación FeOt/MgO . Los datos se superponen a los valores de gabros tholeiíticos de la cuenca marginal y de diques doleríticos emplazados lateralmente reportados en la literatura (Figura 4; Suárez, 1977; Saunders *et al.*, 1979; Stern, 1979, 1980). En la Figura 4 se muestra además, a modo comparativo, la tendencia divergente del arco magmático contemporáneo, el cual sigue un tren

Tabla 2. Composición química del Gabro Rancho Lata.

Muestra	SK12	SK3	SK8	SK4	SK8-b	RL2	RL10	RL24	RL18	RL19
Litología	gabro	dolerita	dolerita							
<i>% en peso</i>										
SiO ₂	46.74	44.38	46.76	45.52	48.80	46.72	46.14	46.56	50.03	50.33
TiO ₂	0.70	0.63	0.99	1.06	0.94	0.71	0.58	0.62	0.66	0.95
Al ₂ O ₃	17.78	21.87	16.44	14.82	14.73	18.32	19.16	18.14	14.49	15.76
FeOt	7.73	7.99	9.61	9.25	8.66	7.41	6.42	6.98	8.25	10.04
MgO	8.64	6.77	7.68	11.01	7.96	7.47	8.19	8.89	10.29	6.64
MnO	0.15	0.13	0.19	0.18	0.17	0.14	0.13	0.12	0.15	0.18
CaO	11.73	10.93	11.44	11.17	11.97	12.83	12.71	10.66	5.94	7.80
Na ₂ O	2.24	2.80	2.83	1.76	2.99	1.82	2.13	2.77	2.47	3.58
K ₂ O	0.12	0.12	0.09	0.14	0.05	0.27	0.11	0.61	2.31	0.29
P ₂ O ₅	0.05	0.06	0.06	0.08	0.09	0.05	0.04	0.04	0.06	0.10
LOI	3.10	3.40	2.60	3.60	2.60	3.20	3.40	3.50	4.10	3.00
Sum	98.98	99.08	98.69	98.59	98.96	98.94	99.01	98.89	98.75	98.67
FeOt/MgO	0.89	1.18	1.25	0.84	1.09	0.99	0.78	0.79	0.80	1.51
<i>ppm</i>										
Ba	62.00	107.00	81.00	128.00	64.00	113.00	40.00	114.00	218.00	80.00
Hf	-	-	-	-	-	0.90	1.10	1.00	1.20	2.00
Nb	-	-	-	-	-	0.50	0.50	0.70	1.50	2.80
Rb	-	-	-	-	-	9.90	6.60	22.00	48.80	3.10
Sr	150.00	227.00	228.00	104.00	215.00	135.10	253.00	225.50	111.10	131.70
Ta	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.20
Th	-	-	-	-	-	-	0.20	0.20	0.90	2.20
V	-	-	-	-	-	203.00	176.00	181.00	278.00	323.00
Zr	23.00	24.00	35.00	50.00	51.00	34.90	31.10	34.00	35.50	62.60
Y	18.00	21.00	20.00	25.00	18.00	16.50	14.70	14.10	27.80	25.20
Ni	101.00	153.00	93.00	90.00	87.00	87.00	121.00	154.00	65.00	33.00
Cr	410.53	273.68	451.58	355.79	574.74	232.63	253.16	376.32	198.42	20.53
<i>ppm</i>										
La	-	-	-	-	-	1.20	1.30	1.40	5.10	7.50
Ce	-	14	<10	24	-	3.80	4.40	4.20	14.20	18.00
Pr	-	-	-	-	-	0.68	0.71	0.66	1.96	2.31
Nd	-	-	-	-	-	4.10	4.10	3.70	9.00	11.00
Sm	-	-	-	-	-	1.59	1.41	1.36	2.82	2.77
Eu	-	-	-	-	-	0.69	0.73	0.61	0.49	0.96
Gd	-	-	-	-	-	2.45	2.15	2.01	4.03	3.83
Tb	-	-	-	-	-	0.45	0.39	0.39	0.78	0.70
Dy	-	-	-	-	-	2.95	2.53	2.50	4.99	4.33
Ho	-	-	-	-	-	0.60	0.52	0.55	1.09	0.94
Er	-	-	-	-	-	1.78	1.67	1.63	3.31	2.91
Tm	-	-	-	-	-	0.27	0.24	0.24	0.50	0.43
Yb	-	-	-	-	-	1.74	1.53	1.52	2.99	2.69
Lu	-	-	-	-	-	0.27	0.23	0.23	0.46	0.41
REE total	-	-	-	-	-	22.57	21.91	21.00	51.72	58.78
(La/Yb) _N	-	-	-	-	-	0.49	0.61	0.66	1.22	2.00

Muestras SK: facies fanerítica del GRL, analizadas por ICP-ES. Muestras RL: facies fanerítica y subvolcánica, analizadas por ICP-ES e ICP-MS. Factor de normalización para La e Yb: condrito de Sun y McDonough (1989).

calco-alcalino (Miller *et al.*, 1994). La afinidad tholeiítica del GRL está soportada también por el incremento en FeOt respecto a Zr (Figura 5a).

Se observa así mismo un ligero incremento en el contenido de TiO₂ y más marcado en P₂O₅ respecto a Zr (Figuras 5b-c). El MgO, por el contrario, no muestra una correlación

definida con este elemento (Figura 5d). El incremento de Ti respecto a Zr, como es observado en el GRL, es característico de magmas tholeiíticos durante las primeras etapas de la diferenciación, debido a que no fraccionan titanomagnetita. En magmas tholeiíticos más diferenciados el Ti comienza a decrecer, a medida que se suma esta fase a la paragénesis

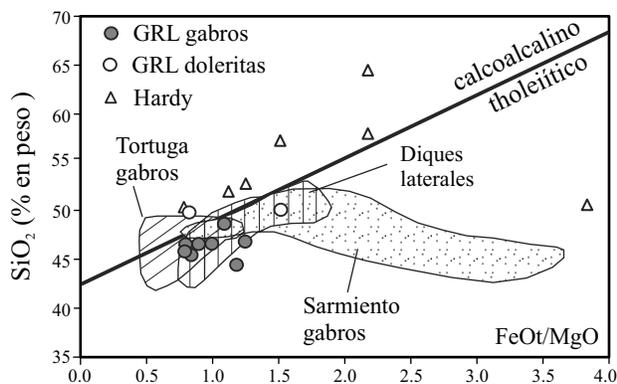


Figura 4. Diagrama FeOt/MgO vs. SiO_2 con curva divisoria entre campos calcoalcalino y tholeiítico de Miyashiro (1974). Los datos del GRL caen en el campo tholeiítico. Se muestran además datos de la Formación Hardy (arco magmático calcoalcalino; Miller *et al.*, 1994), gabros de los complejos Tortuga y Sarmiento (Suárez, 1977; Saunders *et al.*, 1979; Stern, 1979) y diques y filones emplazados lateralmente respecto al eje de la cuenca (Suárez, 1977; Saunders *et al.*, 1979; Stern, 1980) para posteriores comparaciones.

fraccionante (*e.g.*, Pearce y Cann, 1973; Rollinson, 1993). Otro indicador del rol de óxidos de Fe y Ti en la asociación fraccionante es el V, ya que este elemento es incorporado fácilmente en la estructura de estas fases. El V aumenta con el incremento de Zr en el GRL, indicando nuevamente que óxidos de Fe-Ti no constituyen una fracción importante de la paragénesis fraccionante. Por otro lado, el Cr no define correlación alguna con el Zr, mientras que el Ni muestra

correlación negativa con ese elemento, hecho que podría indicar la remoción de olivina en niveles más profundos. Sin embargo, existe una correlación positiva entre la proporción modal de clinopiroxeno y el contenido de Cr y Ni en la roca, sugiriendo que este mineral por sí solo podría estar controlando la abundancia de estos elementos (ver más adelante).

Los elementos traza normalizados y graficados en un diagrama multielemental (Figura 6) muestran una gran variabilidad de elementos de bajo potencial iónico (LILE: K, Rb, Ba, Th). Tanto gabros como doleritas presentan un moderado enriquecimiento en estos elementos, de hasta 20 veces respecto a los valores de N-MORB de normalización (Pearce, 1983). El K es el elemento más variable con picos positivos y negativos. Los elementos de elevado potencial iónico (HFSE: desde P a Yb) son mucho menos variables y presentan una tendencia aplanada en el diagrama expandido, ligeramente por debajo de la composición del N-MORB de normalización. Es destacable así mismo el pico negativo en Nb (y Ta, de acuerdo al único valor disponible), y más sutil en Ti, que muestran todas las rocas analizadas.

El comportamiento de los elementos traza normalizados del GRL es en general similar al de basaltos del tipo E-MORB (Humphris *et al.*, 1985; Sun y McDonough, 1989; Figura 6).

Comparando la composición de elementos traza de gabros y doleritas, se observa en promedio un mayor contenido de HFSE en estas últimas respecto a las primeras (Figura 6, Tabla 2). Una de las doleritas muestra, a su vez,

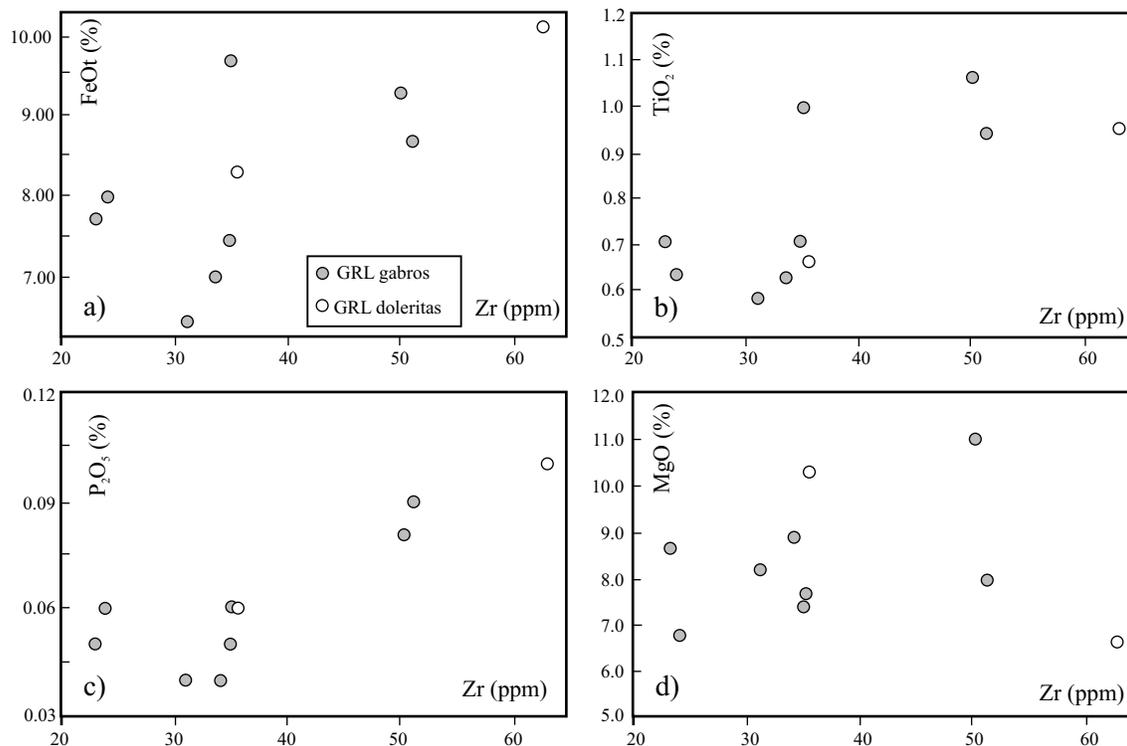


Figura 5. Diagramas de variación de óxidos mayores frente a Zr para el Gabro Rancho Lata.

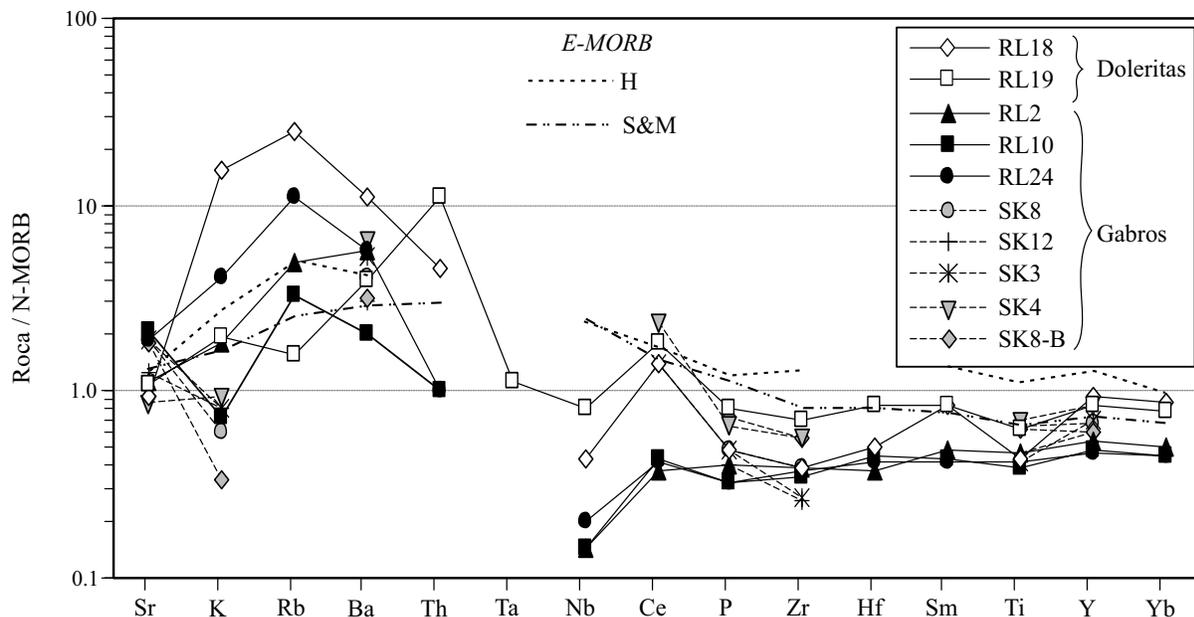


Figura 6. Elementos traza del Gabro Rancho Lata normalizados a N-MORB (Pearce, 1983). Se muestran además a modo comparativo curvas de basaltos del tipo E-MORB de (H) Humphris *et al.* (1985) y (S&M) Sun y McDonough, 1989.

el máximo enriquecimiento en LILE.

Los elementos de las Tierras Raras (REE) definen un patrón levemente enriquecido respecto al condrito de normalización (Sun y McDonough, 1989) para gabros y doleritas (Figura 7). Sin embargo, pueden observarse diferencias en el comportamiento de los REE en las dos facies del GRL. En los gabros, los REE livianos (LREE) están empobrecidas respecto a los REE medios y pesados (MREE y HREE). Estos últimos muestran un patrón aplanado, con valores cercanos a 10 veces el condrito. Los MREE, no obstante, presentan un ligero enriquecimiento respecto a HREE. La forma de estas curvas indica un proceso de acumulación de piroxeno en estas rocas, los cuales incorporan de preferencia MREE respecto a otros REE en líquidos basálticos (*e.g.*, Rollinson, 1993). Las doleritas muestran, en cambio, un patrón más aplanado para todos los REE, aunque con un leve enriquecimiento en LREE respecto a HREE, con un factor de enriquecimiento de todos estos elementos de 20 a 30 veces la composición del condrito. Las relaciones $(La/Yb)_N$ varían de 0.49 a 0.66 en gabros y de 1.22 a 2.00 en doleritas (Tabla 2). Se observa en la Figura 7, además, una anomalía negativa en Eu desde incipiente a bien marcada en doleritas ($Eu/Eu^* 0.90-0.44$; calculado de acuerdo con Taylor y McLennan, 1985). Por el contrario, algunos gabros muestran una débil anomalía positiva en Eu ($Eu/Eu^* 1.07-1.28$). Este hecho podría indicar fraccionamiento de plagioclasa. La anomalía positiva de Eu marcaría acumulación de esta fase en los gabros, mientras que las doleritas representarían líquidos derivados de ese proceso acumulativo (ver Discusión).

La composición de elementos de tierras raras de las doleritas es también similar a la de basaltos de tipo E-MORB

(Figura 7; Sun y McDonough, 1989).

El diagrama de REE (Figura 7) muestra además patrones de curvas muy similares entre los gabros y entre las doleritas, a excepción de la mayor o menor pronunciación de la anomalía en Eu. Sin embargo, la abundancia relativa de fases primarias dentro de cada una de las facies del GRL es variable (Tabla 1). Este hecho sugiere que la recrystalización metamórfica ha obliterado una composición modal original más homogénea, y que pese a ello los REE han permanecido inmóviles durante este proceso, de acuerdo, a su vez, con observaciones previas para las secuencias ofiolíticas y otros diques máficos que bordean a éstas (Stern y Elthon, 1979; Stern, 1980).

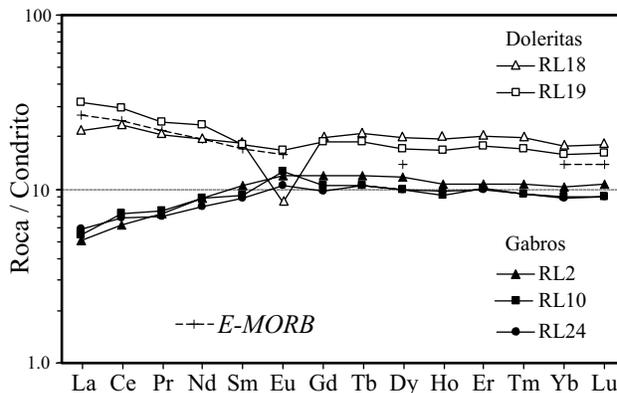


Figura 7. Elementos de las Tierras Raras normalizados a condrito (Sun y McDonough, 1989) del Gabro Rancho Lata. Se muestra a modo comparativo la curva de un basalto del tipo E-MORB (Sun y McDonough, 1989).

Tabla 3. Análisis químicos del piroxeno en muestras del Gabro Rancho Lata.

Muestra Análisis	SK14- gabro					prom. (n: 12)	SK8- gabro				prom (n: 9)	SK17- gabro						prom (n: 15)	
	277	283	297	300	314		1/2	2/2	4/1	9/1		319	323	326	328	339	342		343
% en peso																			
SiO ₂	51.67	52.21	51.53	51.02	52.33	51.74	53.01	52.07	52.33	53.67	52.48	52.63	52.29	53.11	52.39	52.82	52.37	52.57	52.42
TiO ₂	0.79	0.68	0.88	0.98	0.71	0.83	0.47	0.46	0.49	0.41	0.50	0.70	0.90	0.50	0.72	0.79	0.65	0.71	0.79
Al ₂ O ₃	2.83	2.89	3.37	4.05	1.70	2.77	2.25	2.37	2.83	2.09	2.38	2.32	1.62	2.05	2.29	2.03	1.80	2.03	1.98
Cr ₂ O ₃	0.21	0.34	0.48	0.55	0.05	0.28	0.19	0.14	0.41	0.09	0.34	0.11	0.01	0.19	0.13	0.01	0.07	0.04	0.09
FeOt	6.84	6.21	6.92	6.46	8.75	7.64	6.56	5.74	5.17	5.95	6.15	6.91	8.77	5.92	6.20	7.09	7.03	7.23	7.46
MnO	0.20	0.14	0.30	0.19	0.23	0.23	0.26	0.31	0.33	0.25	0.23	0.22	0.23	0.14	0.13	0.22	0.28	0.19	0.22
NiO	0.06	0.03	0.04	0.07	0.00	0.03	0.00	0.02	0.00	0.02	0.03	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.02	0.06	0.02
MgO	15.91	15.99	15.09	15.63	16.06	15.56	15.62	16.42	16.31	16.13	15.91	16.47	15.59	16.55	16.47	16.32	15.87	16.34	16.06
CaO	22.03	22.25	22.31	22.00	21.02	21.71	20.90	21.37	21.57	21.33	21.07	20.82	20.59	21.69	21.14	21.03	21.05	20.73	20.86
Na ₂ O	0.32	0.30	0.35	0.31	0.33	0.34	0.19	0.00	0.04	0.18	0.17	0.28	0.33	0.24	0.24	0.33	0.30	0.27	0.31
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	100.87	101.02	101.27	101.25	101.18	101.14	99.46	98.91	99.48	100.12	99.25	100.47	100.34	100.37	99.73	100.65	99.45	100.17	100.21
Fórmula estructural en átomos por celda unidad, normalizada a 4 cationes (Morimoto, 1989).																			
Si	1.89	1.90	1.88	1.85	1.91	1.89	1.96	1.93	1.93	1.97	1.95	1.92	1.93	1.94	1.93	1.93	1.94	1.93	1.93
Ti	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
Al ^{IV}	0.11	0.10	0.12	0.15	0.07	0.11	0.04	0.07	0.07	0.03	0.05	0.08	0.07	0.06	0.07	0.07	0.06	0.07	0.07
Al ^{VI}	0.01	0.02	0.02	0.03	0.00	0.01	0.06	0.04	0.05	0.06	0.05	0.02	0.00	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02	0.01
Cr	0.006	0.010	0.014	0.016	0.001	0.008	0.006	0.004	0.012	0.003	0.010	0.003	0.000	0.005	0.004	0.000	0.002	0.001	0.003
Fe ³⁺	0.08	0.05	0.06	0.07	0.09	0.07	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.04	0.01	0.02	0.03	0.02	0.03	0.03
Fe ²⁺	0.13	0.14	0.15	0.13	0.18	0.16	0.20	0.18	0.16	0.18	0.19	0.18	0.23	0.17	0.17	0.19	0.19	0.19	0.20
Mn ²⁺	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01
Ni	0.002	0.001	0.001	0.002	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.002	0.001
Mg	0.87	0.87	0.82	0.85	0.87	0.85	0.86	0.91	0.90	0.88	0.88	0.90	0.86	0.90	0.90	0.89	0.88	0.89	0.88
Ca	0.86	0.87	0.87	0.86	0.82	0.85	0.83	0.85	0.85	0.84	0.84	0.82	0.81	0.85	0.83	0.82	0.84	0.82	0.82
Na	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Sum Cat	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
Wo(Ca)	44.36	45.00	45.59	44.95	41.74	43.87	43.59	43.66	44.42	43.88	43.73	42.24	41.77	43.87	43.15	42.54	43.10	42.09	42.39
En(Mg)	44.57	44.97	42.88	44.44	44.34	43.70	45.30	46.68	46.73	46.15	45.87	46.47	43.98	46.56	46.76	45.91	45.21	46.15	45.39
Fs(Fet+Mn)	11.06	10.03	11.53	10.62	13.93	12.42	11.11	9.65	8.85	9.96	10.40	11.30	14.26	9.57	10.09	11.55	11.69	11.76	12.23
#Mg	0.87	0.86	0.84	0.87	0.83	0.84	0.81	0.84	0.85	0.83	0.83	0.83	0.79	0.84	0.84	0.83	0.82	0.82	0.82

Wo = 100*Ca/(Ca+Fet+Mg+Mn), En = 100*Mg/(Ca+Fet+Mg+Mn), Fs = 100*(Fet+Mn)/(Ca+Fet+Mg+Mn). FeOt = Fe total como FeO, #Mg = Mg/(Mg+Fe²⁺). Prom: promedio para el total de análisis efectuados (n).

Química mineral

Se han obtenido análisis por microsonda electrónica de cristales de piroxeno presentes en la facies fanerítica del GRL. Los resultados analíticos se presentan en la Tabla 3, y las especificaciones técnicas en el apéndice.

El clinopiroxeno es la fase mineral más estable en el GRL, con mínimo a nulo grado de alteración; por lo tanto se puede asumir que su química representa composiciones magmáticas primarias. En la Figura 8 se grafican los datos obtenidos. La composición de estos minerales corresponde a fases ricas en calcio: augita y en menor medida diópsido (Figura 8), según la clasificación de Morimoto (1989). El tren evolutivo de estos minerales muestra un incremento en Fe a medida que Ca y Mg disminuyen (Figura 8), desde una composición Wo₄₅En₄₅Fs₁₀ a Wo₄₁En₃₇Fs₂₂. Esta tendencia es similar a la de piroxenos de otras series tholeiíticas, como Bushveld y Skaergaard (Deer *et al.*, 1997; curvas A

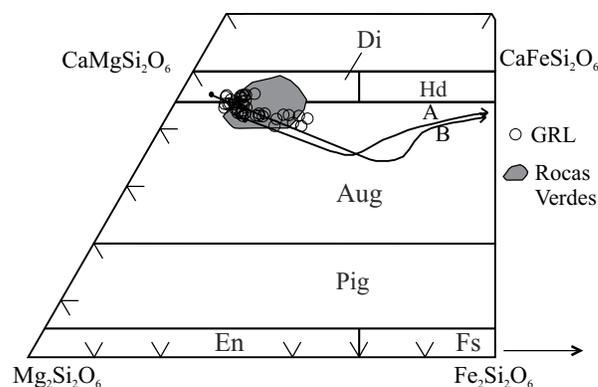


Figura 8. Composición de clinopiroxeno en muestras del Gabro Rancho Lata (GRL), según Morimoto (1989), y comparación con (i) metagabros del complejo Sarmiento, extremo norte de la cuenca marginal Rocas Verdes (sombreado gris: Calderón *et al.*, 2007b) y (ii) series tholeiíticas de Skaergaard y Bushveld (curvas A y B, respectivamente; Deer *et al.*, 1997).

y B en Figura 8). De esta comparación se deduce, además, que las rocas del GRL habrían alcanzado un bajo grado de diferenciación, contrastante con el extremo enriquecimiento en Fe de los piroxenos en rocas muy diferenciadas (ferrogabros y granófiros) de estos complejos. Por otro lado, la composición del piroxeno del GRL es similar al de las rocas máficas del Complejo Sarmiento (Figura 8; Calderón *et al.*, 2007b).

El #Mg [$=\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})$ a.f.u.] de los piroxenos del GRL es elevado, y varía desde 0.90 a 0.64 (la mayoría entre 0.90 y 0.80; Tabla 3). El contenido de Cr_2O_3 y NiO es así mismo elevado en algunas muestras, con máximos de hasta 0.93 % Cr y 0.16 % Ni y valores medios de 0.24 % Cr y 0.05 % Ni, y muestran correlación positiva con #Mg. De acuerdo con los valores modales de la Tabla 1 y estos valores medios de Cr y Ni, se deduce que estos elementos podrían ser aportados al GRL enteramente por el clinopiroxeno, en concordancia con lo postulado en la sección anterior.

DISCUSIÓN

Evolución petrogenética del GRL

Las evidencias petrográficas sugieren, a priori, que los gabros y doleritas del GRL estarían genéticamente relacionados. Mineralógicamente son muy similares, constituidos por las mismas fases y en proporciones semejantes (Tabla 1), a excepción de una dolerita (RL18) que posee mayor contenido de plagioclasa y menor de piroxeno.

Desde el punto de vista químico, las doleritas poseen un mayor contenido de SiO_2 , V, HFSE, REE totales y La/Yb, y menor contenido de Cr y Ni respecto a gabros (Tabla 2, Figuras 5 a 7). Además, la composición de la plagioclasa presenta una variación desde labradorita en gabros a andesina en doleritas. Estas diferencias composicionales podrían responder a diferenciación magmática, mediante un proceso de acumulación de cristales (gabros) y segregación de líquidos residuales más diferenciados (doleritas). La variación de la composición del piroxeno (Figura 8) sugiere también procesos de diferenciación magmática en la petrogenesis del GRL.

Lo expresado arriba puede explicarse mediante un proceso de cristalización fraccionada y acumulación a partir de un magma basáltico parental. El carácter acumulativo de los gabros del GRL fue anticipado también con base en el patrón de REE (Figura 7). Para ejemplificar esto se ha modelado el proceso de cristalización fraccionada asumiendo una completa remoción de las fases a medida que cristalizan (de acuerdo con la ley de Rayleigh). Para ello se utilizó como líquido inicial una andesita basáltica (52.99 % SiO_2) del Complejo Sarmiento, cuya composición, dada por una elevada concentración de MgO (8.96 %) y bajas de FeOt/MgO (0.95) y Zr (54 ppm), sugiere un carácter primitivo para esta roca (muestra FL70A; Stern, 1980). El cálculo indica que un ~25% de cristalización fraccionada a

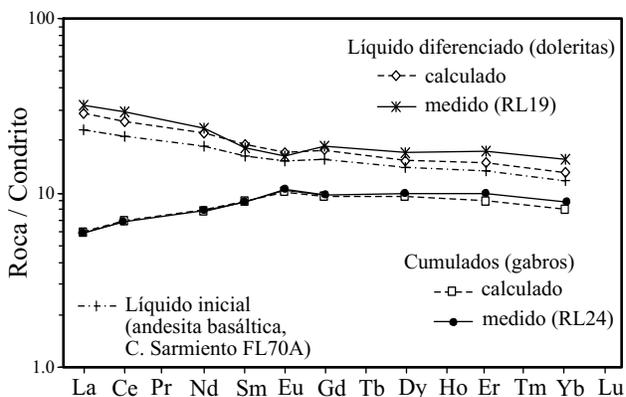


Figura 9. Modelo de cristalización fraccionada (según ley de Rayleigh) para REE en muestras del GRL. Se indica la composición de (i) líquidos diferenciados observada (dolerita RL19) y calculada y (ii) cumulos observada (gabro RL24) y calculada, luego de un ~25% de cristalización fraccionada. El líquido inicial corresponde a una andesita basáltica del Complejo Sarmiento (FL70A; Stern, 1980). Las ecuaciones para el cálculo del líquido diferenciado son $C_L/C_0=F^{(D-1)}$ y para el residuo $C_R/C_0=(1-F^D)/(1-F)$, de acuerdo con Neuman *et al.* (1954). Factores de normalización de Sun y McDonough (1989).

partir de este líquido inicial deja un residuo acumulado con 51 % plagioclasa, 39 % clinopiroxeno y 10 % óxido de Fe-Ti, con una composición de REE idéntica al gabro RL24 (Figura 9). Los valores de coeficientes de partición (Kd) usados en el cálculo fueron tomados de Rollinson (1993) y GERM Kd Database (<www.earthref.org>) para líquidos basálticos y andesitas basálticas. Esta composición modal es similar a la de gabros del GRL en general. Debe tenerse en cuenta además que parte de la paragénesis primaria ha sido reemplazada durante la recrystalización metamórfica, hecho que no permite hacer una comparación modal más ajustada. Por este motivo, sumado a la diversidad de variables involucradas en procesos naturales de diferenciación magmática y a la gran variabilidad de valores de Kd reportados en la literatura, el modelo presentado aquí debe considerarse como una aproximación a la realidad. El líquido residual luego del proceso acumulativo anterior tiene una composición de REE similar a una dolerita (RL19) del GRL (Figura 9).

El modelo anterior refuerza la hipótesis planteada de que las doleritas y gabros del GRL derivan de un magma en común, y además, plantea la posibilidad de que ese magma parental haya sido originado en una fuente similar a la de las ofiolitas del Complejo Sarmiento, tema abordado en la sección siguiente.

Comparación con otras unidades de los Andes Fuegoños

El GRL posee características en común con otros diques y filones máficos deformados que bordean la cuenca marginal (Figura 1; Katz y Watters, 1966; Bruhn *et al.*, 1978;

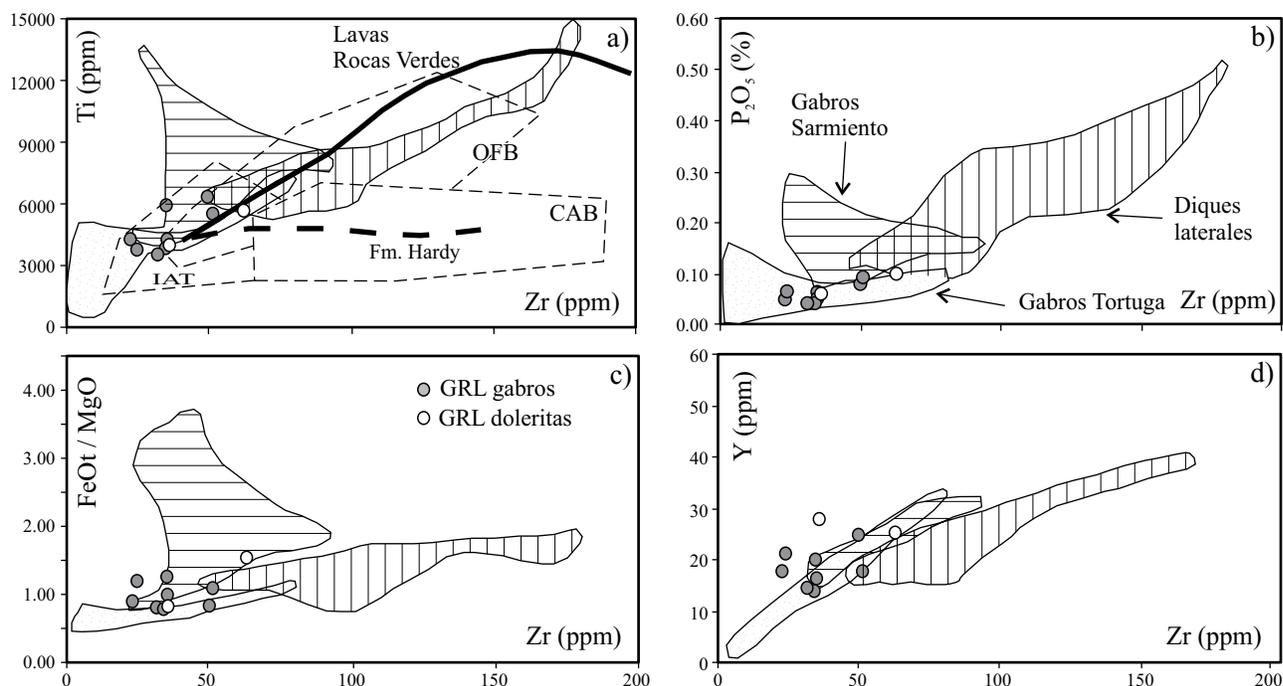


Figura 10. Diagramas de variación de (a) Ti, (b) P_2O_5 , (c) FeOt/MgO y (d) Y frente a Zr para el Gabro Rancho Lata, gabros de los complejos Sarmiento (Saunders *et al.*, 1979; Stern, 1979) y Tortuga (Suárez, 1977; Stern, 1979), y diques laterales respecto al eje de la cuenca marginal (Suárez, 1977; Saunders *et al.*, 1979; Stern, 1980). La figura (b) es igual a la Figura 5c, graficada a diferente escala. En (a) se indican además las tendencias tholeiítica de las lavas de la cuenca marginal (Rocas Verdes; Stern, 1979), calcoalcalina del arco magmático (Formación Hardy; Miller *et al.*, 1994) y los campos IAT (tholeiitas de arco insular), OFB (basaltos de fondo oceánico) y CAB (basaltos calcoalcalinos) de Pearce y Cann (1973).

Stern, 1980; Quartino *et al.*, 1989), como (i) la composición mineralógica, (ii) la afinidad tholeiítica (Figuras 4 y 10a, más adelante) y (iii) el metamorfismo en facies de esquistos verdes, al cual se asocian fajas de deformación milonítica. Por este motivo cabría esperar que exista una posible correlación entre el GRL y tales rocas. De este modo se puede descartar en un principio cualquier vinculación del GRL con otros plutones del área (*c.f.* Petersen, 1949), los cuales son vinculados a un magmatismo potásico, medianamente alcalino de tras-arco, ocurrido durante el cierre de la cuenca marginal (González-Guillot *et al.*, 2009). Como se indicó en la sección Geología Regional, estos últimos se caracterizan por una paragénesis mineral completamente diferente, y no han sido afectados por metamorfismo ni deformación milonítica. Por lo tanto, se asume que el GRL representa un evento magmático anterior a los plutones mencionados (*i.e.*, >115 Ma).

De todos modos, Bruhn *et al.* (1978) postularon que, desde el punto de vista geoquímico, no todos los diques máficos expuestos en ambas márgenes de la cuenca marginal se relacionan genéticamente con las secuencias ofiolíticas, sino que algunos (a los cuales se suman facies lávicas) están genéticamente vinculados a pulsos iniciales de magmatismo de arco calcoalcalino. Nuevamente, como se aprecia en la Figura 4, la afinidad tholeiítica, y otras características del GRL que se verán más adelante, permiten desvincularlo también de los pulsos iniciales de magmatismo de arco. Por lo tanto, se discute a continuación la posible vinculación

del GRL con las series magmáticas de la cuenca marginal, y su rol en la evolución de ésta.

En la Figura 10a se grafica el contenido de Ti frente al de Zr en las muestras del GRL y en unidades de la cuenca marginal y arco magmático. Este diagrama ha sido utilizado para discriminar basaltos de diferentes ambientes tectónicos (Pearce y Cann, 1973) y en él se distinguen muy bien las tendencias divergentes tholeiítica de las ofiolitas chilenas (Suárez, 1977; Saunders *et al.*, 1979; Stern, 1979, 1980) y calcoalcalina del arco magmático (Formación Hardy; Miller *et al.*, 1994). Aquí se evidencia que el GRL muestra similitud composicional con gabros del Complejo Tortuga y con los términos menos diferenciados de (i) los gabros del Complejo Sarmiento y (ii) filones y diques máficos que bordean el cinturón ofiolítico en Argentina y Chile (también visible en la Figura 4). Los datos del GRL se ubican además paralelos al tramo inicial de la curva (*i.e.*, rocas menos evolucionadas) que marca la tendencia de diferenciación de las facies lávicas de las ofiolitas chilenas, que caen en el campo de basaltos de fondo oceánico (OFB; Stern, 1979). Las semejanzas mencionadas quedan reflejadas también en los diagramas de P_2O_5 , FeOt/MgO e Y frente a Zr (Figuras 10b-10d).

Sin embargo, hasta aquí no es posible reconocer con cuál de los dos complejos ofiolíticos presenta mayor afinidad el GRL. Esto resulta de sumo interés, ya que ambos representan magmas generados durante distintos estadios de evolución de la cuenca marginal (Saunders *et al.*, 1979;

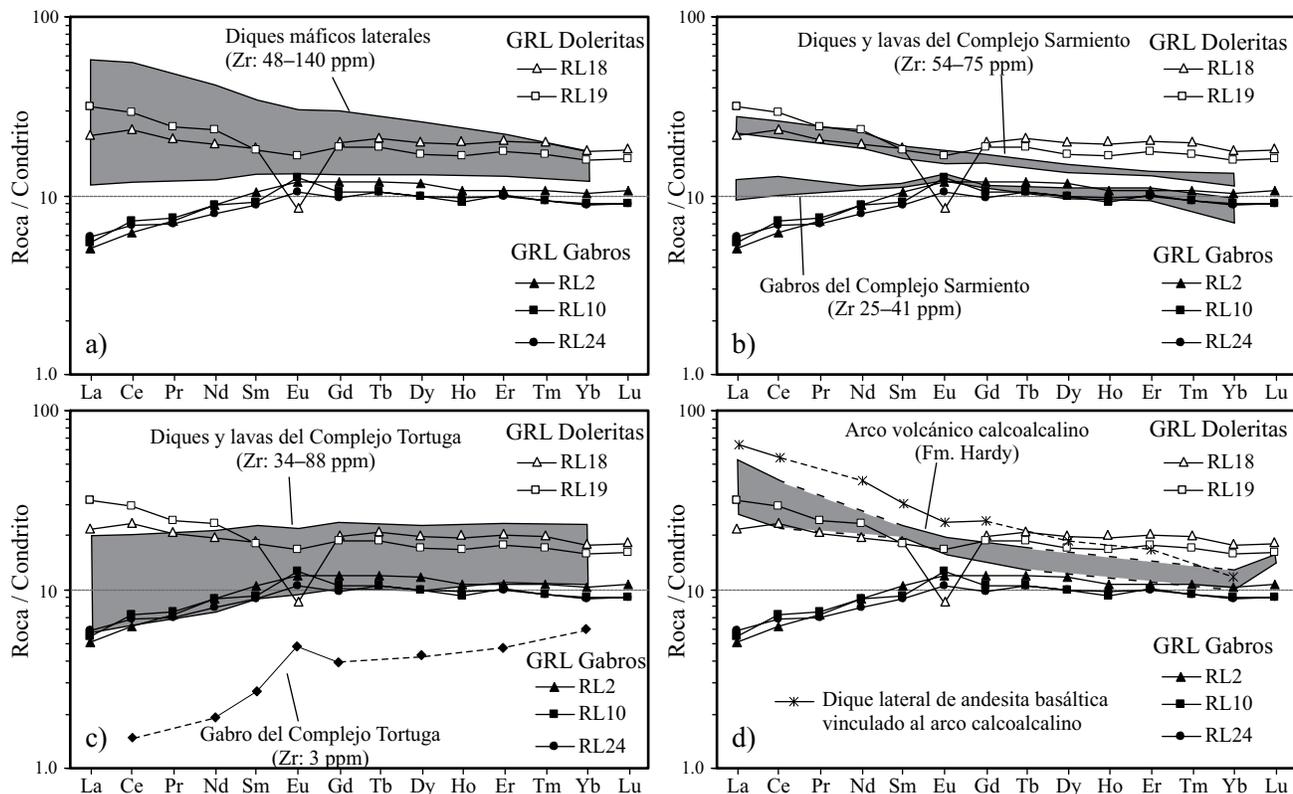


Figura 11. Composición de REE del Gabro Rancho Lata (GRL) comparada con (a) diques máficos laterales vinculados a la cuenca marginal; lavas, diques y gabros del (b) Complejo Sarmiento y (c) Complejo Tortuga; (d) lavas del arco volcánico calcoalcalino (Fm. Hardy). Datos de Stern (1980) para (a), (b) y (c); Bruhn *et al.* (1978) y Miller *et al.* (1994) para (d). Valores normalizados a condrito de Sun y McDonough (1989).

Stern, 1980, Calderón *et al.*, 2007b).

Los diagramas de REE normalizados a condrito resultan una herramienta útil para comparar la composición del GRL con las otras unidades máficas de los Andes Fueguinos (Figura 11), ya que guardan información acerca de los distintos procesos petrogenéticos que han actuado en cada una de ellas (Saunders *et al.*, 1979; Stern, 1979, 1980; Miller *et al.*, 1994), y además, porque estos elementos han permanecido inmóviles durante el metamorfismo (Stern y Elthon, 1979; este trabajo). En la Figura 11 se comparan rocas con contenido de Zr similar al del GRL, con el fin de eliminar variables como diferentes grados de fusión parcial y/o diferenciación. Allí se observa que el patrón de REE de las doleritas del GRL es similar al de los diques máficos emplazados en los márgenes de la cuenca (Figura 11a; Stern, 1980) y al de diques y lavas basálticas del Complejo Sarmiento (Figura 11b; Stern, 1980), caracterizados por un leve enriquecimiento en REE livianos respecto a pesados (La/Yb_N 1.61, 1.94 y 2.02 para el GRL, diques laterales y Complejo Sarmiento, respectivamente; Tabla 4). Los basaltos y diques máficos del Complejo Tortuga, por el contrario, muestran un débil a pronunciado empobrecimiento de REE livianos respecto a pesados (Figura 11c; Stern, 1980), con una relación La/Yb_N mucho menor a la del GRL (0.73; Tabla 4). A modo comparativo, se han graficado también las

rocas del arco magmático calcoalcalino (Figura 11d; Miller *et al.*, 1994). Éstas muestran un fraccionamiento de REE mucho más pronunciado que el GRL, con mayor contenido de LREE y más elevada relación LREE/HREE ($La/Yb_N = 2.62$, para rocas con Zr similar al GRL; Tabla 4). Esta misma tendencia es seguida a su vez por otro dique máfico lateral emplazado en la sierra Alvear (Figura 1), vinculado por Bruhn *et al.* (1978) al arco volcánico (Figura 11d). Por otro lado, los gabros del GRL (facies fanerítica) son composicionalmente similares a los gabros del Complejo Sarmiento (Figura 11b), con idénticos valores de MREE y HREE, aunque el contenido de LREE es algo menor (La/Yb_N 0.59 y 1.40 en GRL y Sarmiento, respectivamente; Tabla 4). El único gabro del Complejo Tortuga reportado en la literatura con valores de REE (Stern, 1979) difiere notablemente del GRL, con contenidos de tierras raras totales muy inferior y un empobrecimiento en LREE mucho más marcado (Ce/Yb_N 0.24 –los autores no reportan contenido de La para esta roca).

Por lo tanto, el contenido de elementos de las Tierras Raras sugiere una mayor afinidad del GRL con los diques emplazados *off-axis* respecto a la cuenca marginal y el Complejo Sarmiento.

Se ha indicado que el patrón de elementos traza del GRL en diagramas normalizados (Figura 6) muestra

Tabla 4. Valores comparativos de $(La/Yb)_N$ del Gabro Rancho Lata (GRL) y otras unidades de la cuenca marginal y arco magmático.

	Zr (ppm)	intervalo	$(La/Yb)_N$	
			promedio	promedio (Zr<100 ppm)
GRL doleritas	36–63	1.22–2.00	-	1.61
GRL gabros	23–51	0.49–0.66	-	0.59
Diques laterales ¹	48–140	0.90–3.28	2.43	1.94
Diq. y lavas Sarmiento ²	54–247	1.91–3.08	2.38	2.02
Gabros Sarmiento ³	25–41	1.00–1.76	-	1.40
Diq. y lavas Tortuga ⁴	34–136	0.52–0.92	0.78	0.73
Gabros Tortuga ⁵	3	-	-	-
Arco volcánico ⁶	55–133	2.59–4.45	3.48	2.62
E-MORB ⁷		1.91		

Fuentes: 1, 2, 4: Stern (1980), 3: Saunders *et al.* (1979), Stern (1979), 5: Stern (1979), 6: Miller *et al.* (1994), 7: Sun y McDonnough (1989). Valores de La e Yb normalizados a condrito de Sun y McDonnough (1989).

variable enriquecimiento en LILE y una composición afín con basaltos del tipo E-MORB. Este hecho podría deberse a diferentes factores, como la removilización metamórfica (*e.g.*, Stern y Elthon, 1979), contaminación cortical, o bien, podría reflejar una fuente enriquecida para los magmas parentales respecto al Complejo Tortuga y a N-MORB. Con el número de análisis disponible de elementos traza no puede descartarse ninguno de estos tres factores, y es posible que todos hubieran actuado en conjunto. Sin embargo, como se sugirió previamente, los REE en el GRL no han sido afectadas por procesos metamórficos, y el patrón de estos elementos es también similar al de basaltos del tipo E-MORB (Figura 7), de modo que una fuente enriquecida pudo efectivamente haber tenido lugar en la génesis del GRL, independientemente de procesos metamórficos posteriores. Tampoco puede determinarse certeramente si hubo o no contaminación cortical, pero la composición máfica del GRL, con bajo contenido de SiO₂ (<50 %) y elevado MgO (7–11%), incluso en doleritas, sugiere que la participación de material cortical pudo haber sido mínima a nula. Si se tienen en cuenta además los picos negativos en Nb-Ta y, aunque más sutil, en Ti en el diagrama expandido (Figura 6), podría pensarse en una fuente metasomatizada por componentes de subducción, con aporte de LILE y retención de Nb, Ta y Ti en fases refractarias en la zona de fusión parcial (*e.g.*, Wilson, 1989). Esto último resulta lógico si se considera que previo a la apertura de la cuenca marginal existía un arco magmático activo (Suárez *et al.*, 1985; Miller *et al.*, 1994).

La afinidad con basaltos del tipo E-MORB y picos negativos en Nb, Ta y Ti en diagramas normalizados han sido indicados también para el Complejo Sarmiento y otros diques emplazados *off-axis* respecto a la cuenca marginal (Bruhn *et al.*, 1978; Saunders *et al.*, 1979; Stern, 1979, 1980; Calderón *et al.*, 2007b). El Complejo Tortuga, sin embargo, posee una composición diferente, afín a basaltos del tipo N-MORB (Stern, 1980). Estas diferencias, incluso

presentes en rocas con similar concentración de Zr (descartando así que se deban a diferentes grados de fusión parcial y/o diferenciación magmática), reflejan variaciones seculares durante los distintos estadios de evolución de la cuenca marginal Rocas Verdes. Así, los autores antes citados atribuyeron el origen del Complejo Sarmiento a las etapas iniciales de apertura, con magmatismo originado en una fuente enriquecida, posiblemente manto litosférico influenciado por fluidos derivados de corteza oceánica subducida (ofiolitas de suprasubducción), asociados a baja tasa de fusión parcial; idea sostenida a su vez por datos isotópicos (Calderón *et al.*, 2007b). En estadios más avanzados de apertura (extremo sur de la cuenca, Complejo Tortuga), los esfuerzos extensionales se concentraron a lo largo del eje de la cuenca, generando un magmatismo derivado de un manto más empobrecido, asociado a una mayor tasa de expansión. En estos casos la fuente sería la astenósfera ascendida diapíricamente (Saunders *et al.*, 1979; Stern, 1979, 1980; Miller *et al.*, 1994; Calderón *et al.*, 2007b). A una conclusión similar llegaron Storey y Alabaster (1991) para explicar las diferencias composicionales de basaltos del Complejo Larsen Harbour (representante de la cuenca marginal en islas Georgias del Sur, Figura 1).

Debido a la similitud composicional entre el GRL y el Complejo Sarmiento y otros diques doleríticos laterales, se asume un origen prematuro también para el primero en la evolución de la cuenca marginal, con fusión parcial en una fuente similar. Un argumento más en favor de ello es el hecho de que tanto el GRL como los demás diques laterales se emplazan en unidades de corteza continental afectada por la tectónica extensional, sin cortar al relleno clástico de la cuenca (Bruhn *et al.*, 1978). La impronta de componentes de subducción en la composición del GRL es, por otro lado, característico de cuencas marginales inmaduras (Saunders *et al.*, 1979; Stern, 1980, Atherton y Webb, 1989; Stern y de Wit, 2003).

CONCLUSIONES

El Gabro Rancho Lata se intruye en facies volcánicas de la Formación Lemaire (Jurásico Superior-Cretácico Inferior), presenta metamorfismo en facies de esquistos verdes y está cortado por fajas de deformación milonítica. Esto último indica que su emplazamiento habría sido previo a la intrusión de una suite potásica de tras-arco que aflora en el área, ya que en ésta no se han observado ni metamorfismo ni deformación dúctil asociada (González-Guillot, 2009). Por lo tanto, la edad del GRL sería mayor a 115 Ma, máximo valor obtenido para la suite potásica (González-Guillot *et al.*, 2009).

La correlación positiva entre ciertos elementos incompatibles (P, Ti, Zr; Figura 5), el progresivo incremento en el contenido de Fe del clinopiroxeno (Figura 8) y la composición más sódica de la plagioclasa en las doleritas respecto a gabros, sugieren que procesos de diferenciación magmática

podieron haber actuado en la petrogénesis del GRL. Esta información sugiere que gabros y doleritas habrían derivado de un magma parental común por diferenciación magmática. Un modelo de cristalización fraccionada (Rayleigh) indica que las doleritas del GRL podrían haber evolucionado a partir de un magma de composición andesita basáltica, típico de las unidades menos diferenciadas del Complejo Sarmiento, luego de un ~25 % de cristalización fraccionada, dejando un residuo cumulático con composición mineral y química de REE idéntica a los gabros del GRL (Figura 9). El mayor contenido de HFSE, REE totales y LREE/HREE en doleritas es compatible con esta interpretación.

La afinidad tholeiítica del GRL, su composición mineralógica, su moderado enriquecimiento en LILE y LREE comparado con N-MORB y condrito, respectivamente, y una levemente alta relación de LREE/HREE, sumados al metamorfismo y deformación asociados, permite correlacionarlo con otros diques doleríticos que bordean a la cuenca marginal Rocas Verdes, descritos para otros sectores de los Andes Fueguinos y Sur Patagónicos de Argentina y Chile (Bruhn *et al.*, 1978; Stern, 1979, 1980; Quartino *et al.*, 1989; Stern y de Wit, 2003), y con el propio complejo ofiolítico del sector menos evolucionado de la cuenca (Complejo Sarmiento; Saunders *et al.*, 1979; Stern, 1980; Calderón *et al.*, 2007b).

El origen del GRL estaría asociado a los primeros estadios de apertura de la cuenca marginal, con emplazamiento de magmas máficos en corteza continental atenuada, derivados de una fuente enriquecida localizada en un manto superior aún afectado por componentes de subducción.

AGRADECIMIENTOS

MGG agradece al Dr. Pancho Zangrando (CADIC), Juan Pérez (Universidad Nacional del Centro), Tomy Luppó (Universidad de Buenos Aires) y Manolo García (CADIC) por la colaboración en las tareas de campo. También desea agradecer al Dr. Diego Fracchia (Universidad Nacional de Jujuy) por su colaboración en tareas técnicas y a los técnicos Álvar Sobral y Miguel Barbagallo (CADIC) por la confección de láminas delgadas. RDA agradece al Dr. Daniel Martinioni (CADIC) con quien exploró el área por primera vez. Se agradecen también los comentarios realizados por el editor asociado de la RMC (Arturo Martín) y dos revisores anónimos que contribuyeron enormemente a mejorar la calidad del trabajo. La Lic. Ivana Urraza (Universidad Nacional del Sur) colaboró con la recopilación bibliográfica.

Los trabajos de campo y laboratorio fueron financiados parcialmente por el Consejo Federal de Inversiones, resolución del Directorio del CONICET n° 1502 del 16/09/2005 (Director Dr. R. Acevedo) y por el proyecto PIP CONICET 6535 (Director Dra. M. Escayola).

En homenaje a los geólogos que han contribuido de manera significativa al conocimiento de la geología de Tierra del Fuego, se han bautizado con los nombres de

Petersen y Caminos a dos cerros situados en el área de estudio, donde fueron observados por primera vez por el primero de los presentes autores asomos del gabro tratado en esta contribución.

APÉNDICE

Los análisis geoquímicos de elementos mayores y traza fueron realizados en ACME Analytical Labs. LTD. Las muestras SK se analizaron en la década de 1990 por ICP-ES y corresponden a datos inéditos de uno de los autores (R.A.). Las muestras RL corresponden a análisis recientes mediante ICP-ES (mayores y PPI) e ICP-MS para elementos traza y REE. En ambos casos se lleva a fusión 0.2 g de muestra, pasante de malla #200, con metaborato/tetraborato de Li y disolución en 100 mL de HNO₃ al 5%. La pérdida por ignición (PPI) fue determinada a 1000 °C. Más detalle de la metodología, incluyendo límites de detección, pueden obtenerse de la página web del laboratorio (www.acmelab.com). Los análisis de microsonda electrónica fueron realizados en el área de Servicios Científico-Técnicos de la Universidad de Oviedo (España), con un instrumento Cameca S-50, utilizando un voltaje de excitación de 15 kV, corriente de haz de 10 nA y tiempo de integración de 10 s.

REFERENCIAS

- Acevedo, R.D., Roig, C.E., Linares, E., Osters, H.A., Valín-Alberdi, M.L., Queiroga-Mafra, J.M., 2000, La intrusión plutónica del Cerro Jeu-Jepén. Isla Grande de Tierra del Fuego, República Argentina: *Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, Coruña, 25, 357-359.
- Atherton, M.P., Webb, S., 1989, Volcanic facies, structure and geochemistry of the marginal basin rocks of central Peru: *Journal of South American Earth Sciences*, 2(3), 241-261.
- Bruce, R.M., Nelson, E.P., Weaver, S.G., Lux, D.R., 1991, Temporal and spatial variations in the Southern Patagonian Batholith: constraints on magmatic arc development, *en* Harmon, R.S., Rapela, C.W. (eds.), *Andean Magmatism and its tectonic setting: Geological Society of America Special Paper*, 265, 1-12.
- Bruhn, R.L., Stern, C.R., De Wit, M.J., 1978, Field and geochemical data bearing on the development of a Mesozoic volcano-tectonic rift zone and back-arc basin in southernmost South America: *Earth and Planetary Science Letters*, 41(1), 32-46.
- Calderón, M., Hervé, F., Fildani, A., Cordani, U., Herrera, C., Rapalini, A., Piquer, J., 2003, Reconnaissance field study of the Sarmiento Ophiolite with emphasis in the petrological meaning of leucocratic dikes at Peninsula Taraba, *en* 10 Congreso Geológico Chileno, Concepción, Actas en CD.
- Calderón, M., Fildani, A., Hervé, F., Fanning, C.M., Weislogel, A., Cordani, U., 2007a, Late Jurassic bimodal magmatism in the northern sea-floor remnant of the Rocas Verdes basin, southern Patagonian Andes: *Journal of the Geological Society*, 164(5), 1011-1022.
- Calderón, M., Hervé, F., Cordani, U., Massonne, H., 2007b, Crust-mantle interactions and generation of silicic melts: insights from the Sarmiento Complex, southern Patagonian Andes: *Revista Geológica de Chile*, 34(2), 249-275.
- Camacho, H.H., 1948, Geología de la cuenca del lago Fagnano o Cami: Buenos Aires, Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Tesis Doctoral, 66 pp.
- Caminos, R., 1980, Cordillera Fueguina: Geología Regional Argentina:

- Córdoba, Academia Nacional de Ciencias, 1463-1501.
- Caminos, R., Haller, M., Lapido, O., Lizuain, A., Page, R., Ramos, V., 1981, Reconocimiento geológico de los Andes Fueguinos. Territorio Nacional de Tierra del Fuego, en 8 Congreso Geológico Argentino, San Luis, Actas 3, 754-786.
- Cunningham, W.D., 1995, Orogenesis at the southern tip of the Americas: the structural evolution of the Cordillera Darwin metamorphic complex, southernmost Chile: *Tectonophysics*, 244(4), 197-229.
- Dalziel, I.W.D., de Wit, M.F., Palmer, K.F., 1974, Fossil marginal basin in the southern Andes: *Nature*, 250, 291-294.
- De Wit, M.J., 1977, The evolution of the Scotia Arc as a key to the reconstruction of southwestern Gondwanaland: *Tectonophysics*, 37(1-3), 53-81.
- Deer, W.A., Howie, R.A., Zussman, J., 1997, *Rock-Forming Minerals. Volume 2A: Single-chain Silicates*: London, The Geological Society, Second Edition, 668 pp.
- Elthon, D., Stern, C.R., 1978, Metamorphic petrology of the Sarmiento Ophiolite Complex, Chile: *Geology*, 6(8), 464-468.
- Féraud, G., Alric, V., Fornari, M., Bertrand, H., Haller, M., 1999, ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating of the Jurassic volcanic province of Patagonia: migrating magmatism related to Gondwana break-up and subduction: *Earth and Planetary Science Letters*, 172(1-2), 83-96.
- Fildani, A., Hessler, A.M., 2005, Stratigraphic record across a retroarc basin inversion: Rocas Verdes-Magallanes Basin, Patagonian Andes, Chile: *Geological Society of America Bulletin*, 117(11-12), 1596-1614.
- Fildani, A., Cope, T.D., Graham, S.A., Wooden, J.L., 2003, Initiation of the Magallanes foreland basin: Timing of the southernmost Patagonian Andes orogeny revised by detrital zircon provenance analysis: *Geology*, 31(12), 1081-1084.
- González-Guillot, M., 2009., Estudio petrogenético de plutones de la Cordillera Fueguina entre el lago Fagnano y el canal Beagle y algunas consideraciones sobre las mineralizaciones asociadas: La Plata, Argentina, Universidad Nacional de La Plata, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Tesis Doctoral, 327 pp.
- González-Guillot, M., Escayola, M., Acevedo, R., Pimentel, M., Seraphim, G., Schalamuk, I., 2009, The Plutón Diorítico Moat: mildly alkaline monzonitic magmatism in the Fuegian Andes of Argentina: *Journal of South American Earth Sciences*, 28(4), 345-359.
- Grunow, A.M., 1993a, Creation and destruction of Weddell Sea floor in the Jurassic: *Geology*, 21(7), 647-650.
- Grunow, A.M., 1993b, New paleomagnetic data from the Antarctic Peninsula and their tectonic implications: *Journal of Geophysical Research*, 98(B8), 13815-13833.
- Halpern, M., 1973, Regional geochronology of Chile South of 50° Latitude: *Geological Society of America Bulletin*, 84(7), 2407-2422.
- Hanson, R.E., Wilson, T.J., 1991, Submarine rhyolitic volcanism in a Jurassic proto-marginal basin; southern Andes, Chile and Argentina, en Harmon, R.S., Rapela, C.W. (eds.), *Andean Magmatism and its tectonic setting*: Geological Society of America, Special Paper, 265, 13-27.
- Hervé, F., Pankhurst, R.J., Fanning, C.M., Calderón, M., Yaxley, G.M., 2007, The South Patagonian Batholith: 150 my of granite magmatism on a plate margin: *Lithos*, 97(3-4), 373-394.
- Hervé, M., Suárez, M., Puig, A., 1984, The Patagonian Batholith south of Tierra del Fuego, Chile. Timing and tectonic implications: *Geological Society of London Bulletin*, 141(5), 909-917.
- Humphris, S.E., Thompson, G., Schilling, J.G., Kingsley, R.A., 1985, Petrological and geochemical variations along the Mid-Atlantic Ridge between 46°S and 32°S: influence of the Tristan da Cunha mantle plume: *Geochemica et Cosmochemica Acta*, 49(6), 1445-1464.
- Katz, H.R., 1972, Plate tectonics and orogenic belts in the south-east Pacific: *Nature*, 237, 331-332.
- Katz, H.R., 1973, Contrasts in tectonic evolution of orogenic belts in the southwest Pacific: *Journal of the Royal Society of New Zealand*, 3(3), 333-362.
- Katz, H.R., Watters, W.A., 1966, Geological investigations of the Yahgán Formation (Upper Mesozoic) and associated igneous of Navarino island, southern Chile: *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 9(3), 323-359.
- Kraemer, P.E., 2003, Orogenic shortening and the origin of the Patagonian orocline (56°S.Lat): *Journal of South American Earth Sciences*, 15, 731-748.
- Kranck, E.H., 1932, Geological investigations in the Cordillera of Tierra del Fuego: *Acta Geographica*, 4(2), 231 pp.
- Miller, C.A., Barton, M., Hanson, R.E., Fleming, T.H., 1994, An Early Cretaceous volcanic arc / marginal basin transition zone, Peninsula Hardy, southernmost Chile: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 63(1-2), 33-58.
- Miyashiro, A., 1974, Volcanic rock series in island arcs and active continental margins: *American Journal of Sciences*, 274, 321-355.
- Morimoto, N., 1989, Nomenclature of pyroxenes: *Canadian Mineralogist*, 27, 143-156.
- Mukasa, S.B., Dalziel, I.W.D., 1996, Southernmost Andes and South Georgia Island, North Scotia Ridge: Zircon U-Pb and muscovite ⁴⁰Ar/³⁹Ar age constraints on tectonic evolution of Southwestern Gondwanaland: *Journal of South American Earth Sciences*, 9, 349-365.
- Nelson, E.P., Dalziel, I.W.D., Milnes, A.G., 1980, Structural geology of the Cordillera Darwin-collisional-style orogenesis in the southernmost Chilean Andes: *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 73(3), 727-751.
- Neuman, H., Mead, J., Vitaliano, C.J., 1954, Trace-element variation during fractional crystallization as calculated from the distribution law: *Geochemica et Cosmochimica Acta*, 6, 90-100.
- Olivero, E., Malumán, N., 2007, Mesozoic-Cenozoic stratigraphy of the Fuegian Andes, Argentina: *Geologica Acta*, 6(1), 5-18.
- Pankhurst, R.J., Leat, P.T., Sruoga, P., Rapela, C.W., Marquez, M., Storey, B.C., Riley, T.R., 1998, The Chon Aike province of Patagonia and related rocks in West Antarctica: A silicic large igneous province: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 81(1-2), 113-136.
- Pankhurst, R.J., Riley, T.R., Fanning, C.M., Kelley, S.P., 2000, Episodic silicic volcanism in Patagonia and the Antarctic Peninsula: chronology of magmatism associated with the break-up of Gondwana: *Journal of Petrology*, 41(5), 605-625.
- Pearce, J.A., 1983, Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins, en Hawkesworth, C.J., Norry, M.J. (eds.), *Continental basalts and mantle xenoliths*: Nantwich, Shiva, 230-249.
- Pearce, J.A., Cann, J.R., 1973, Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace elements analysis: *Earth and Planetary Science Letters*, 19(2), 290-300.
- Petersen, C.S., 1949, Informe sobre los trabajos de relevamiento geológicos efectuados en Tierra del Fuego entre 1945 y 1948: Buenos Aires, Dirección General de Industria y Minería, reporte técnico, 50 pp.
- Quartino, B.J., Acevedo, R., Scalabrini-Ortiz, J., 1989, Rocas eruptivas volcánicas entre Monte Olivia y paso Garibaldi, isla Grande de Tierra del Fuego: *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 44(1-4), 328-335.
- Rollinson, H.R., 1993, *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*: England, Longman Scientific & Technical, 352 pp.
- Saunders, A.D., Tarney, J., Stern, C.R., Dalziel, I.W.D., 1979, Geochemistry of Mesozoic marginal basin floor igneous rocks from southern Chile: *Geological Society of America Bulletin*, 90(3), 237-258.
- Stern, C.R., 1979, Open and closed system igneous fractionation within two Chilean ophiolites and their tectonic implications: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 68(3), 243-258.
- Stern, C.R., 1980, Geochemistry of Chilean ophiolites, evidence for the compositional evolution of the mantle source of back-arc basin basalts: *Journal of Geophysical Research*, 85(B2), 955-966.
- Stern, C.R., Elthon, D.L., 1979, Vertical variations in the effects of hydrothermal metamorphism in Chilean ophiolites: Their implications for ocean floor metamorphism: *Tectonophysics*, 55(1-2), 179-213.

- Stern, C.R., de Wit, M.J., 2003, Rocas Verdes Ophiolites, southernmost South–America: remnants of progressive stages of development of oceanic-type crust in a continental margin back-arc basin, *en* Dilek, Y., Robinson, P.T., (eds.), *Ophiolites in Earth History*: London, Geological Society Special Publications, 218, 665-683.
- Stern, C.R., Mukasa, S.B., Fuenzalida, R., 1992, Age and petrogenesis of the Sarmiento ophiolite complex of southern Chile: *Journal of South American Earth Sciences*, 6(1-2), 97-104.
- Storey, B.C., Alabaster, T., 1991, Tectonomagmatic controls on Gondwana break-up models: evidence from the proto-Pacific margin of Antarctica: *Tectonics*, 10(6), 1274-1288.
- Storey, B.C., Mair, B.F., 1982, The composite floor of the Cretaceous back-arc basin of South Georgia: *Journal of the Geological Society of London*, 139(6), 729-737.
- Storey, B.C., Mair, B.F., Bell, C.M., 1977, The occurrence of Mesozoic ocean floor and ancient continental crust on South Georgia: *Geological Magazine*, 114(3), 203-208.
- Suárez, M., 1977, Aspectos geoquímicos del Complejo Ofiolítico Tortuga en la Cordillera Patagónica del sur de Chile: *Revista Geológica de Chile*, 4, 3-14.
- Suárez, M., Pettigrew, T.H., 1976, An upper Mesozoic island-arc back-arc system in the southern Andes and South Georgia: *Geological Magazine*, 113(4), 305-400.
- Suárez, M., Hervé, M., Puig, A., 1985, Hoja Isla Hoste e islas adyacentes, XII Región: Chile, Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile 1:250.000, No. 65, 1 mapa con texto.
- Sun, S.S., McDonnough, W.F., 1989, Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes, *en* Saunders, A.D., Norry, M.J. (eds.), *Magmatism in Ocean Basins*: Geological Society of London Special Publication, 42, 313-345.
- Taylor, S.R., McLennan, S.M., 1985, *The continental crust: its composition and evolution*: Oxford, Blackwell, 328 pp.
- Wilson, M., 1989, *Igneous Petrogenesis*: London, Unwin Hyman, 466 pp.

Manuscrito recibido: Diciembre 9, 2009

Manuscrito corregido recibido: Junio 28, 2010

Manuscrito aceptado: Julio 1, 2010