

MAGMATISMO BÁSICO JURÁSICO-CRETÁCICO EN LOS ANDES FUEGUINOS Y SU RELACIÓN CON LA CUENCA MARGINAL ROCAS VERDES

Mauricio GONZÁLEZ GUILLOT^{1,2}, Ivana URRAZA³, Rogelio Daniel ACEVEDO¹ y Mónica ESCAYOLA⁴

¹ Centro Austral de Investigaciones Científicas - CONICET, Ushuaia. Email: g_guillot@cadic-conicet.gob.ar

² Instituto de Ciencias Polares, Recursos Naturales y Ambiente - Universidad Nacional de Tierra del Fuego, Ushuaia.

³ Universidad Nacional del Sur, Bahía Blanca.

⁴ Laboratorio de Tectónica Andina, Universidad de Buenos Aires - CONICET, Buenos Aires.

RESUMEN

Numerosos filones capa, diques y coladas básicas bordean las ofiolitas de la cuenca marginal Rocas Verdes, afectados por metamorfismo regional de bajo grado. Se distinguen tres variedades según su paragénesis primaria: lavas y filones de plagioclasa-piroxeno, lavas y filones de plagioclasa y filones con hornblenda. Las dos primeras se intercalan en la Formación Lemaire (Jurásico Superior) sin afectar unidades suprayacentes (Formaciones Yahgán y Beauvoir). Muchos filones de estas dos variedades presentan evidencias de emplazamiento en sedimentos no consolidados, indicando contemporaneidad con la Formación Lemaire y coladas basálticas. Las lavas de plagioclasa-piroxeno son semejantes químicamente con sus equivalentes intrusivos y serían co-genéticas. Las variedades de plagioclasa constituyen los bordes de algunos filones de plagioclasa-piroxeno, o bien filones independientes; su geoquímica sugiere que derivan de las variedades de plagioclasa-piroxeno por asimilación cortical. En base a la información de campo y geoquímica, el origen de las variedades de plagioclasa-piroxeno y plagioclasa es atribuido a las etapas iniciales del rifting, previo al desarrollo de la dorsal centro-oceánica, confirmando interpretaciones anteriores. En los sectores alejados del eje de la cuenca, las rocas básicas, excepto variedades con hornblenda, se emplazaron previamente a la depositación de la Formación Yahgán, que caracteriza la etapa más avanzada de la cuenca. Contrariamente, las diabasas con hornblenda cortan a la Formación Yahgán y tienen una petrografía y geoquímica distinta a las demás variedades. Todo indica que se trata de una unidad diferente y más moderna. Se adopta el nombre formacional de Gabro Puente Quemado para esta unidad.

Palabras clave: Rocas básicas, Estratigrafía, Petrografía, Geoquímica, Tierra del Fuego

ABSTRACT

Jurassic-Cretaceous basic magmatism in the Fuegian Andes and their relationship with the Rocas Verdes marginal basin

Several basic sills, dykes and lavas crop-out flanking the ophiolitic remnants of the Rocas Verdes marginal basin, affected by low-grade regional metamorphism. Three varieties are distinguished accordingly to their primary paragenesis: plagioclase-pyroxene lavas and sills, plagioclase lavas and sills, and hornblende-bearing sills. The former two are intercalated in the Late Jurassic Lemaire Formation, but do not extend into overlying units (Yahgán and Beauvoir Formations). Several sills of these two varieties show evidences of emplacement into unconsolidated sediments, which indicate they are coeval with Lemaire Formation and basaltic lavas. The plagioclase-pyroxene lavas and sills are chemically similar, suggesting they are co-genetic. The plagioclase varieties appear towards the margins of some pyroxene-plagioclase varieties or as independent sills; its geochemistry suggests they derive from the pyroxene-plagioclase varieties by crustal assimilation. Based on field relations and chemistry, the origin of the plagioclase-pyroxene and plagioclase varieties is related to the initial stages of rifting, before the development of the oceanic spreading ridges. This interpretation, along with the field observation, suggests that in areas away from the axis of the basin all basic rocks, except the hornblende diabases, were emplaced prior to the deposition of the Yahgán Formation, which represents the most evolved stage of the marginal basin. Contrarily, the hornblende diabases cut the Yahgán Formation and are petrographically and chemically distinct from the other varieties. Thus they constitute a different, younger unit. The formal name Puente Quemado Gabbro is adopted for this unit.

Keywords: Basic rocks, Stratigraphy, Petrography, Geochemistry, Tierra del Fuego

INTRODUCCIÓN

Se ha mencionado ampliamente en la li-

teratura geológica que las unidades volcánicas del Jurásico-Cretácico de los Andes Fueguinos, representadas por las

Formaciones Lemaire y Yahgán, presentan intercalaciones de coladas, filones capa y diques de composición básica, defor-

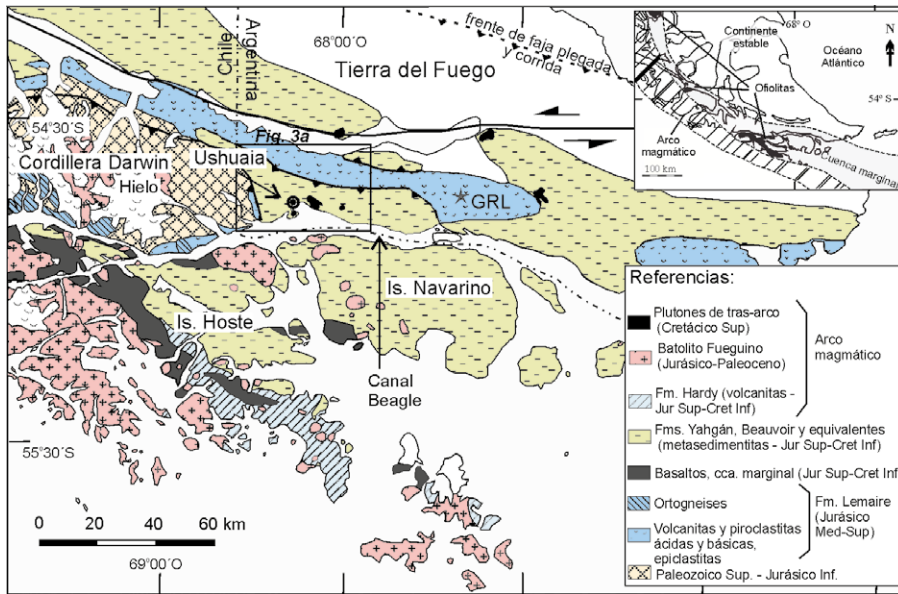


Figura 1: Mapa geológico regional de Tierra del Fuego. Se indica la ubicación de la figura 3a. La figura interior muestra la distribución del arco magmático y cuenca marginal durante el Jurásico y Cretácico Temprano. GRL: Gabro Rancho Lata. Modificado de Suárez *et al.* (1985), SERNAGEOMIN (2003) y Olivero y Malumián (2007).

madras y metamorfizadas, atribuidas tanto al magmatismo de la cuenca marginal Rocas Verdes como al arco magmático (Katz y Watters 1966, Suárez 1977, Bruhn *et al.* 1978, Caminos 1980, Stern 1980, Quartino *et al.* 1989, González Guillot *et al.* 2010, González Guillot 2014).

Lo enunciado en el párrafo anterior representa una generalización sobre el magmatismo básico fueguino que aún se mantiene desde los trabajos pioneros del siglo pasado (*e.g.* Kranck 1932). Escasos trabajos versan exclusivamente sobre estas rocas, y muchos menos aun han intentado hacer una discriminación entre sus distintas posibles filogenias (véase Bruhn *et al.* 1978, Stern 1980). Resulta incompatible, por ejemplo, que si los diques que bordean el eje de la cuenca marginal se emplazaron en un estadio incipiente en el desarrollo de ésta (Bruhn *et al.* 1978), puedan intruir unidades que caracterizan estadios más avanzados, como la Formación Yahgán. Aún no quedan completamente resueltas cuestiones tales como: (1) si estas rocas básicas representan realmente dos procesos magmáticos distintos -arco y cuenca marginal- o (2) si existe alguna diferencia genética y/o temporal entre cuerpos básicos asociados a las Formaciones Lemai-

re o Yahgán.

En este trabajo se presentan datos de campo, petrográficos y geoquímicos detallados, resultado de varias campañas de mapeo y muestreo, de tres sectores de los Andes Fueguinos en el flanco norte de la cuenca marginal que resultan claves para comprender las relaciones estratigráficas entre las rocas básicas y las unidades hospedantes y suprayacentes. Estos sectores son el tramo oriental del cordón Vinciguerra y extremo occidental de la sierra Sorondo; el tramo central de la sierra Alvear y el extremo oeste de los montes Martial y laguna del Caminante (Figs. 1 y 3a). Los objetivos de esta contribución son brindar información de campo sobre el modo de emplazamiento de las rocas básicas de la cordillera Fueguina que bordean la cuenca marginal y sus relaciones estratigráficas con las unidades jurásico-cretácicas, y caracterizarlas desde el punto de vista petrográfico y geoquímico. Con esto se intenta responder total o parcialmente a los interrogantes anteriormente planteados y ofrecer posibles bases para futuras investigaciones. Se busca, además, contribuir al esclarecimiento de cuestiones de índole más regional, como ser la duración del magmatismo básico en

los flancos de la cuenca marginal.

GEOLOGÍA REGIONAL

Un evento extensional gobernó la Patagonia y península Antártica durante el Jurásico Medio - Cretácico Temprano caracterizado por un importante volcanismo bimodal silíceo-basáltico/andesítico (*Chon Aike/West Antarctica LIP*), cuyo extremo ácido habría derivado de fusión parcial de corteza continental (Bruhn *et al.* 1978, Pankhurst *et al.* 2000) o por diferenciación a partir de precursores andesíticos, también de origen cortical (Pankhurst y Rapela 1995). La continuación de los esfuerzos distensivos derivó en el desarrollo de una cuenca marginal ensiálica, denominada Rocas Verdes, a lo largo de una angosta franja que bordeaba el margen continental (Dalziel *et al.* 1974). Sobre el margen oceánico se emplazó un arco magmático calco-alcalino representado por el Batolito Fueguino-Surpatagónico y la Formación Hardy (Fig. 1).

El magmatismo silíceo en Tierra del Fuego está representado por la Formación Lemaire (o Tobífera en Chile), integrada por una sucesión volcanosedimentaria predominantemente marina, depositada por debajo del nivel de acción de olas de tormenta (Hanson y Wilson 1991, Olivero y Martinioni 2001), y por ortogneises en la Cordillera Darwin (Fig. 1). Esta unidad también posee un carácter bimodal, dado que incluye cuerpos lávicos e hipabísales basálticos (Hanson y Wilson 1991, este trabajo).

El relleno volcanoclástico de la cuenca marginal está representado por los depósitos turbidíticos, fangolíticos y tobáceos de la Formación Yahgán, de edad jurásica tardía-cretácica temprana (Suárez y Pettigrew 1976, Olivero y Martinioni 2001) (Fig. 1). Al sur del canal Beagle, esta unidad apoya sobre basaltos almohadillados de la cuenca marginal, aunque también presenta intercalaciones de estos últimos (Suárez *et al.* 1985, Miller *et al.* 1994), mientras que al norte de esta depresión se encuentra en contacto tectónico con la Formación Lemaire (Olivero y Martinioni 2001, Torres Carbonell y Dimieri 2013,

este trabajo). Más al norte, en la cuenca Austral, unidades equivalentes apoyan en discordancia sobre la Formación Lemaire (Biddle *et al.* 1986) (Fig. 2). La Formación Yahgán engrana lateralmente con las pizarras negras de la Formación Beauvoir, hacia el norte de la Isla Grande, esta última depositada en ambiente de plataforma profunda, talud y planicie abisal durante el Cretácico Temprano (Olivero y Martinioni 2001).

La Formación Hardy forma parte del arco magmático y está integrada por rocas volcanoclásticas y flujos de lavas. En sectores está cubierta por basaltos de la cuenca marginal y engrana lateralmente con la Formación Yahgán (Miller *et al.* 1994).

El arco estuvo activo desde el Jurásico Tardío hasta el Neógeno, como lo atestiguan las edades radimétricas del Batolito Fueguino-Surpatagónico (Suárez *et al.* 1985, 1986, Bruce *et al.* 1991, Hervé *et al.* 2007) y Formación Hardy, y fósiles del Jurásico Superior - Cretácico Inferior en esta última (Suárez *et al.* 1985, Miller *et al.* 1994). Esto evidencia que durante el desarrollo de la cuenca marginal existía actividad en el arco magmático. De todos modos, la existencia de un arco activo para el inicio de apertura de la cuenca fue puesta en duda por Alabaster y Storey (1990), quienes proponen un modelo de apertura de cuenca a lo largo de un margen de desplazamiento oblicuo, tipo golfo de California.

Las rocas básicas intercaladas en las unidades del Jurásico - Cretácico Inferior (Formaciones Lemaire y Yahgán) y en el basamento pre-Jurásico, son principalmente filones capa y diques, y en menor proporción stocks gábricos, coladas, piroclásticas y depósitos volcanoclásticos. Representan tanto el volcanismo bimodal de la Formación Lemaire como unidades independientes (ver más adelante).

El magmatismo de la cuenca marginal fue contemporáneo con al menos parte del magmatismo de la Formación Lemaire (Bruhn *et al.* 1978, este trabajo). La actividad ígnea de la cuenca ocurrió inicialmente de manera dispersa, con inyecciones de basalto en corteza continental, para luego focalizarse en centros de expansión y for-

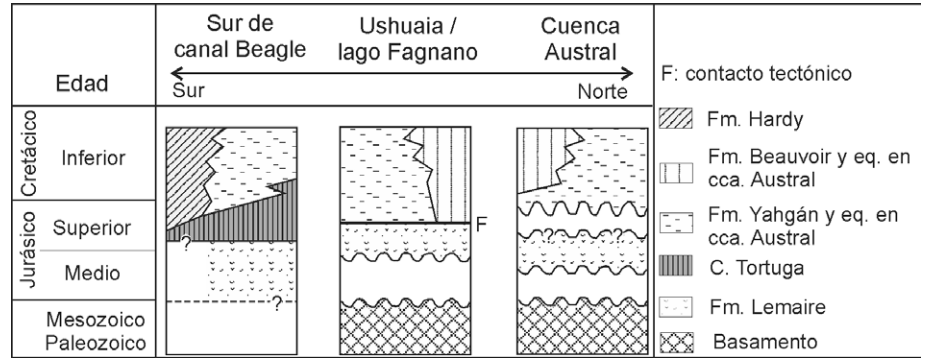


Figura 2: Cuadro estratigráfico simplificado de Tierra del Fuego. Basado en Suárez *et al.* (1985), Biddle *et al.* (1986), Miller *et al.* (1994) y Olivero y Martinioni (2001).

mar verdadera corteza oceánica (Bruhn *et al.* 1978). Los remanentes de esta cuenca están representados por los complejos ofiolíticos Tortuga (56° LS, Suárez 1977, Stern 1980), Capitán Aracena (54° LS, Calderón *et al.* 2013), Sarmiento (51° LS, Saunders *et al.* 1979, Calderón *et al.* 2007) y Larsen Harbour (Islas Georgias del Sur, Alabaster y Storey 1990, Storey y Alabaster 1991).

En la parte media del Cretácico se produjo el cierre de la cuenca marginal. Este evento contraccional involucró plegamiento con vergencia hacia el continente, corrimientos y un pico en el metamorfismo regional (Dalziel *et al.* 1974), en facies de anfibolita en la Cordillera Darwin y de prehnita-pumpellyita hasta la porción baja de esquistos verdes en territorio argentino y sur del canal Beagle. La deformación tuvo además un marcado carácter dinámico y desarrollo de clivaje penetrativo (Camino 1980). Este metamorfismo de bajo grado y deformación afectan a las Formaciones Lemaire, Yahgán y a las rocas básicas aquí estudiadas. Al sur del canal Beagle, ambos fenómenos fueron menos intensos (*e.g.* Bruhn 1979).

METODOLOGÍA ANALÍTICA

Los análisis geoquímicos de roca total fueron realizados en ACME Analytical Labs. LTD mediante ICP-ES para elementos mayores e ICP-MS para elementos traza y tierras raras (más detalle de la metodología puede obtenerse de la página web del laboratorio: www.acmelab.com).

La composición mineral fue obtenida mediante microsonda electrónica Jeol JXA-8230 en la Universidad de Brasilia (Brasil). Se utilizó un haz de electrones con diámetro de 3 µm, corriente de ~10 nA con voltaje de aceleración de 15 kV. El tiempo de medición fue de 10 s para todos los elementos excepto para el estroncio que fue de 20 s.

GEOLOGÍA DEL ÁREA DE ESTUDIO

Las unidades geológicas identificadas son las Formaciones Lemaire, Yahgán y Beauvoir. Numerosos filones capa, diques, coladas, piroclásticas y depósitos volcanoclásticos básicos ocurren intruidos o intercalados en la Formación Lemaire, a excepción de unos pocos filones (aunque de gran extensión) intruidos en la Formación Yahgán. Están afectados por deformación y metamorfismo regional de bajo grado, de todos modos es posible reconocer sus características texturales y mineralógicas primarias en muchos casos. De aquí en adelante se describen esas características primarias, salvo en los casos en que se indique explícitamente lo contrario. Por ello, si bien el prefijo meta- podría emplearse para referirse a estas rocas y su encajante, se decide utilizar la nomenclatura del protolito.

Sector cordón Vinciguerra - sierra Sorondo

Estratigrafía: La Formación Lemaire está conformada aquí por bancos estratificados de brechas y areniscas volcanoclásticas

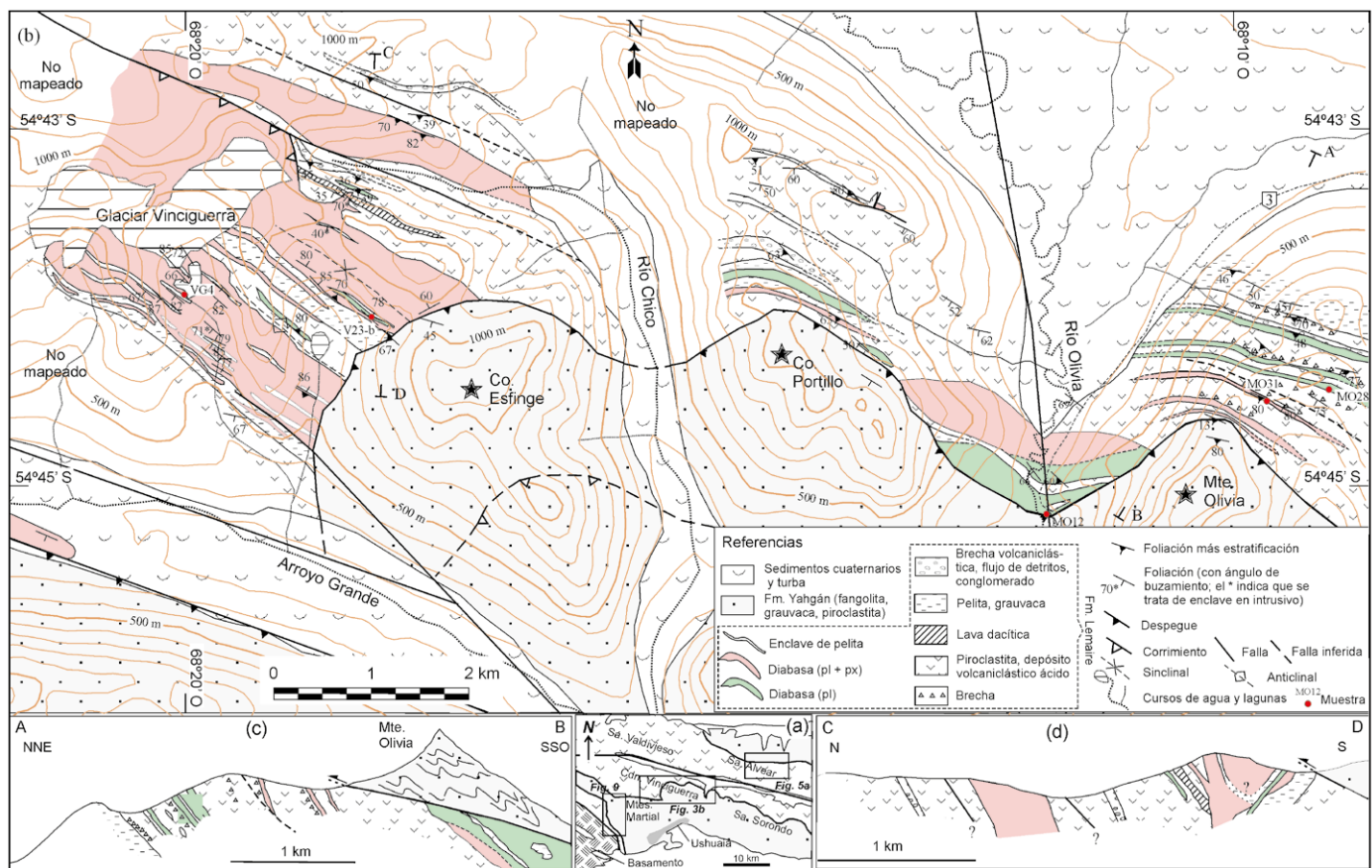


Figura 3: a) Mapa geológico del tramo SO de los Andes Fuego Argentinas en territorio Argentino, con las unidades orográficas y geológicas mencionadas en el texto. Se indica la ubicación de las figuras 3b, 5a y 9; b) Mapa geológico del sector Cordón Vinciguerra - Sierra Sorondo (px: piroxeno, pl: plagioclasa); c) y d) Perfiles geológicos A-B y C-D, respectivamente.

cas, volcanitas ácidas, posibles flujos piroclásticos y rocas epiclásticas, de 0,2-4 m de potencia (Fig. 3). Poseen recrystalización metamórfica de bajo grado y clivaje pizarreño bien desarrollado en las facies más finas. Los términos volcaniclásticos incluyen areniscas tobáceas y depósitos de flujos de detritos. Algunos de estos últimos contienen abundantes intraclastos de lutitas sugiriendo que en parte pudieron haber sido transportados por corrientes de turbidez. También se han observado en el monte Olivia fajas de brechas hidrotermales con clastos de piroclastitas y matriz silícea negra muy fina. Al norte del glaciar Vinciguerra se observó un banco de pocos metros de potencia de volcanitas dacíticas porfíricas. Los posibles depósitos de flujo piroclástico (ignimbritas) contienen abundantes cristales y cristaloclastos de cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita, con texturas en rompecabezas

(cuarzo y ambos feldespatos) y engolfamientos (cuarzo, feldespato potásico) de reacción con la pasta, escasos litoclastos y pasta felsítica. Los niveles epiclásticos incluyen pelitas negras, grauvacas y conglomerados polimícticos.

La Formación Yahgán está representada por una sucesión rítmica de fangolitas, grauvacas y piroclastitas con fragmentos de volcanitas mesosilíceas. Está débilmente metamorfozada, tiene marcado clivaje pizarreño y aflora en el flanco sur del cordón orográfico.

Las rocas básicas objeto de este estudio, en este sector, corresponden principalmente a filones capa con espesores desde un metro hasta centenares de metros emplazados en la Formación Lemaire (Figs. 3b-d). Contienen numerosos enclaves del encajante paralelos a la estructura regional, especialmente al SSE del glaciar Vinciguerra (Fig. 4a). Los mismos poseen

longitudes desde 5 cm hasta más de 500 m. En el filón capa al sur del glaciar mencionado, los enclaves son progresivamente más numerosos hacia el contacto SO, hasta que finalmente dominan pelitas y depósitos volcaniclásticos, con escasos filones de diabasa (Fig. 3b). Tanto los enclaves como la roca de caja en los contactos con los filones muestran cambios de color por oxidación de sulfuros de hierro, que evidencian una débil perturbación térmica. Las diabasas muestran disminución de tamaño de grano en el contacto con los enclaves más potentes. En ciertos casos se observan contactos entre diabasa y pelita muy irregulares, con mezcla de componentes ígneos y sedimentarios, que sugieren que el sedimento estaba poco consolidado al momento de la intrusión (peperitas) (Fig. 4b). Hanson y Wilson (1993) también mencionan filones básicos con desarrollo de peperitas en los márgenes

nes a los 51° LS en Chile.

Se han observado además filones y diques cortando a otros filones de la misma composición.

En muchos casos los filones muestran márgenes de hasta 10 m de ancho de menor granulometría, producto de una mayor tasa de enfriamiento, y una importante foliación y orientación de cristales paralela al contacto, indicadora de flujo magmático. Se descarta un origen tectónico para esta foliación dado que no se observan diferencias en la intensidad de deformación inter o intracristalina respecto al centro del filón.

Estructura: Las unidades estratigráficas aquí descritas se encuentran plegadas y con importante desarrollo de clivaje de plano axial de rumbo ONO e inclinación al SSO. Las capas de la Formación Lemaire inclinan por lo general al SSO, aunque en el sector del glaciar Vinciguerra éstas muestran también inclinaciones al NNE (Fig. 3b). Bruhn (1979) describe plegamiento isoclinal para los niveles más profundos de la secuencia jurásico-cretácica (i.e. Formación Lemaire). En la Formación Yahgán el plegamiento es más notorio y más abierto.

El contacto entre la Formaciones Yahgán y Lemaire (y filones básicos asociados) es tectónico (Fig. 3) (Olivero y Malumián 2007, Torres Carbonell y Dimieri 2013, este trabajo). Este contacto tectónico se extiende al este del área estudiada (Broilli *et al.* 2000) y al oeste a lo largo del faldeo norte de los Montes Martial (ver más adelante). Torres Carbonell y Dimieri (2013) correlacionan esta estructura con un despegue regional con vergencia al NNE que separa estas mismas unidades aún más al oeste, en el Parque Nacional Tierra del Fuego y en el flanco norte de Cordillera Darwin (despegue Río Jackson, Klepeis 1994).

Petrografía de las rocas básicas: Las texturas primarias varían a uno y otro lado del río Chico. Al oeste, donde los filones y diques son de mayor espesor, las texturas son principalmente microgranudas, mientras que al este son porfíricas a afáníticas.

Desde el punto de vista composicional

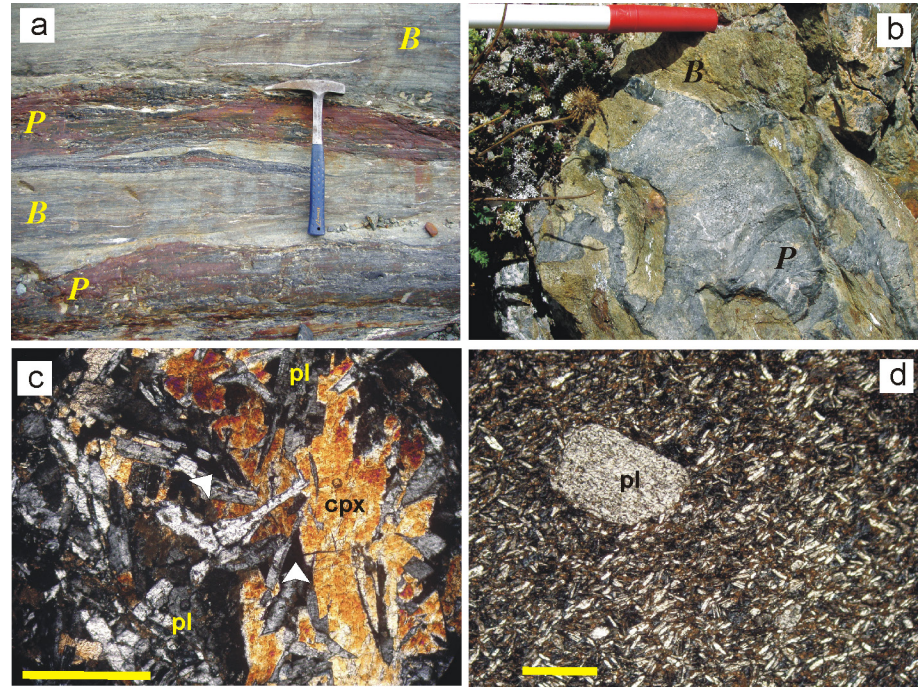


Figura 4: Filones básicos en cordón Vinciguerra - sierra Sorondo. a) Enclaves longitudinales de pelita (P) en filón básico (B); b) Relación de contacto muy intrincada entre basalto (B) y pelita (P), interpretado como intrusión en sedimento no consolidado (peperitas) (contactos marcados con línea punteada en la versión blanco y negro); c) Basalto de plagioclasa (pl) y piroxeno (cpx) con textura subofítica. Los espacios intercrystalinos están ocupados por clorita que reemplaza vidrio (flechas). Nícoles cruzados, barra 500 μm ; d) Textura porfírica con fenocristales exclusivamente de plagioclasa en matriz intersertal compuesta por plagioclasa, grupos de titanita y vidrio intersticial reemplazado por clorita. Nícoles cruzados, barra 500 μm .

se reconocen dos variedades petrográficas intrusivas (Fig. 3): una compuesta de clinopiroxeno (augita *sensu* Morimoto (1989), $\text{Wo}_{41.6}\text{En}_{46.8}\text{Fs}_{11.6}$) y plagioclasa, y otra con plagioclasa sin piroxeno. La primera posee texturas subofítica (Fig. 4c), microgranuda y porfírica; en este último caso la pasta es afánítica (intergranular) a microgranuda; la segunda variedad es afírica a levemente porfírica (Fig. 4d) con fenocristales de plagioclasa en pasta afieltrada, traquíutica o intersertal. Los bordes foliados que se mencionaron más arriba pertenecen a la variedad de plagioclasa, mientras que el centro de esos filones contiene piroxeno y plagioclasa. Quartiño *et al.* (1989) y Cerredo *et al.* (2008) hacen una distinción también entre variedades con y sin piroxeno, pero no dan a conocer ninguna relación entre ellas. Otros minerales primarios reconocidos son pirrotina y titanita. El vidrio volcánico puede aparecer en las dos variedades, inalterado (taquilita?) o cloritizado, tanto

en bordes enfriados como en los cuerpos más delgados.

La plagioclasa primaria se encuentra albitizada. Junto a la albita están presentes clorita, carbonatos, actinolita, titanita de aspecto grumoso, epidoto, clinzoisita, cuarzo y opacos, paragénesis metamórfica típica de facies de esquistos verdes.

Sector sierra Alvear

Estratigrafía: La Formación Lemaire en este sector también se compone de una alternancia de epiclastitas y depósitos volcánico-clásticos en bancos estratificados desde 1 a 40 metros de espesor. Incluye además lavas e intrusiones hipabisales riolíticas-riodacíticas (Fig. 5).

Los bancos epiclásticos están conformados por lutitas negras y grises. Los depósitos volcánico-clásticos son de composición ácida y básica. Los primeros están interstratificados con bancos de lutitas negras de 0,5-4 m de espesor; consisten en bancos finos laminados, o bien con matriz

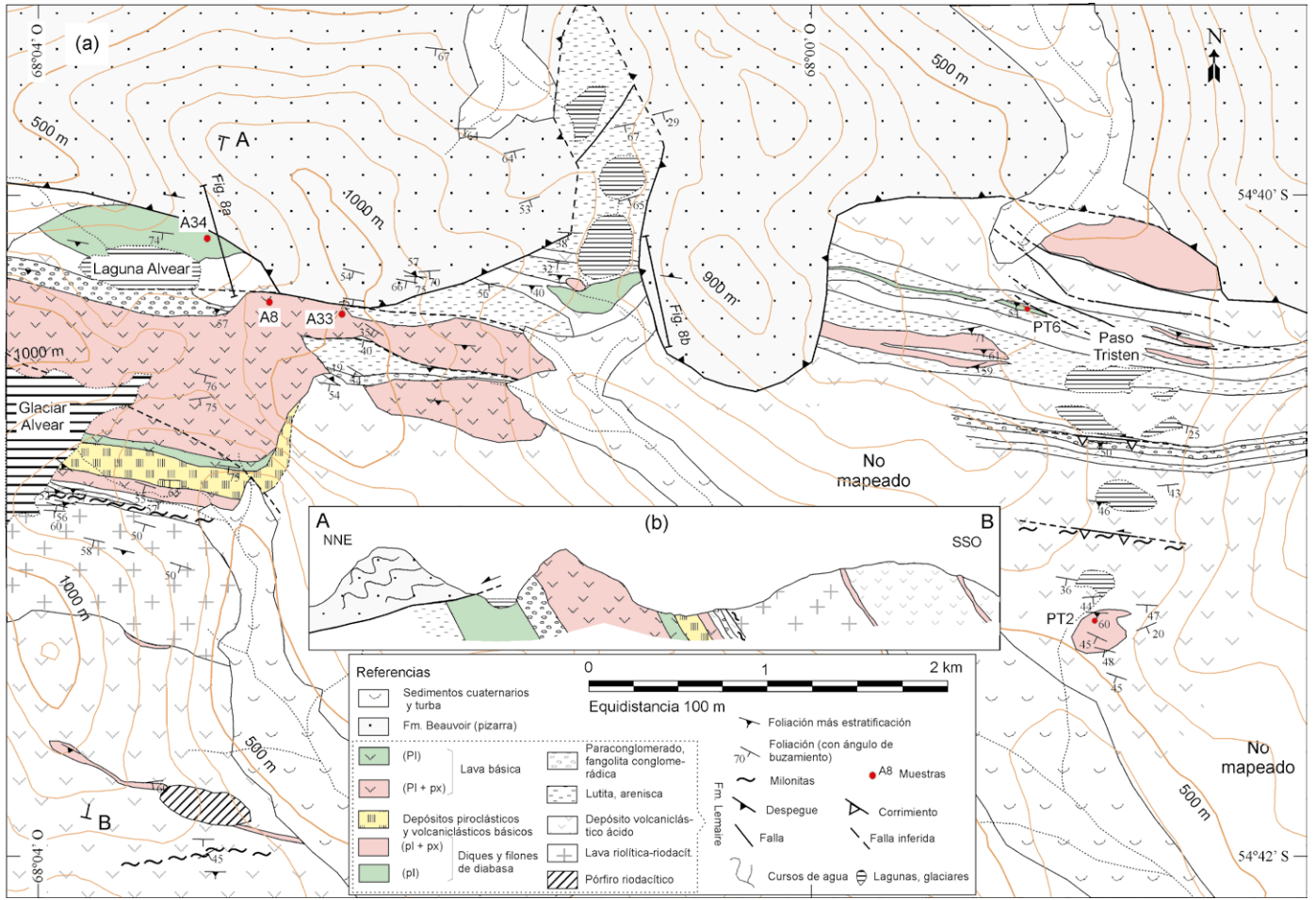


Figura 5: a) Mapa y b) Perfil geológico de un sector de la sierra Alvear (indicado en Fig. 3a) (px: piroxeno, pl: plagioclasa).

tamaño arena gruesa, clastos de volcánitas e intraclastos de lutitas que sugieren un origen a partir de depósitos piroclásticos redepositados por corrientes de turbidez. Al sur de la laguna Alvear aflora un paraconglomerado con abundantes clastos (desde guijarros a bloques) deformados, no estratificado. Hacia arriba se disponen bancos de arenisca y pelita de 0,3-1 m de potencia. Dicho paraconglomerado se interrumpe al este en contacto con lavas básicas, pero el contacto está cubierto y no se pudo determinar si es un fenómeno tectónico o estratigráfico. Setecientos metros más al este y en el sector del paso Tristen aparecen bancos similares (Fig. 5a). Al este del glaciar Alvear, interestratificado en esta secuencia, aflora un banco de 20 m de potencia de fangolitas conglomerádicas verdes con clastos de volcánitas dacíticas (comparables a las dacitas observadas en el cordón Vinciguerra), tobas

riolíticas y limolitas.

Inmediatamente al sur del glaciar Alvear afloran volcánitas riolíticas a riolíticas porfíricas. El espesor del paquete volcánico es de 550 m, aunque existen intercalaciones clásticas delgadas no representadas en la figura 5. Hacia el extremo SO del área relevada (Fig. 5) aflora un intrusivo hipabasal riolítico con textura porfírica. Hacia el norte del sector aflora la Formación Beauvoir, conformada por pizarras negras que conservan la laminación sedimentaria.

Las rocas básicas en este sector comprenden lavas, brechas volcánicas, depósitos piroclásticos primarios y resedimentados, filones capa y un pequeño stock en el extremo SE.

En las inmediaciones del glaciar Alvear aflora una potente secuencia de coladas de basalto porfírico y en menor medida afírico. Los espesores individuales de cada

colada al este de la laguna Alvear se estiman cercanos a los 7 m en base a intercalaciones clásticas intereruptivas y superposición de flujos con y sin disyunción columnar (Fig. 6a). En otros sectores se observan características típicas de depositación subácea, como ser hialoclastitas (Fig. 6b).

Los depósitos piroclásticos y volcanoclásticos básicos afloran intercalados entre las coladas basálticas (Fig. 5). En muchos casos no se han detectado evidencias de emplazamiento caliente (texturas soldadas, cocción de sedimentos de la base o incluidos, disyunción, etc.), por lo tanto serían depósitos de flujos piroclásticos fríos (*e.g.* flujos de detritos), desde clasto sostén a matriz sostén, derivados de la resedimentación de las hialoclastitas o de erupciones explosivas que rápidamente se mezclan con agua marina (Fig. 7). Estos depósitos son monomíticos y presentan estratifica-

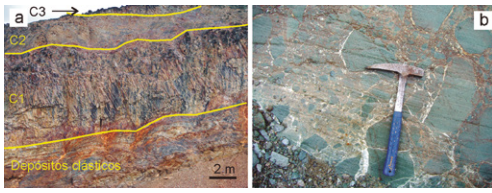


Figura 6: Lavas básicas en la sierra Alvear. a) Superposición de 3 coladas (C1-C3), la inferior y superior con disyunción columnar, apoyando sobre rocas clásticas de la Fm. Lemaire; b) Hialoclastita. Obsérvense las formas lobuladas de los fragmentos de basalto y las texturas en rompecabezas (*jig-saw*).

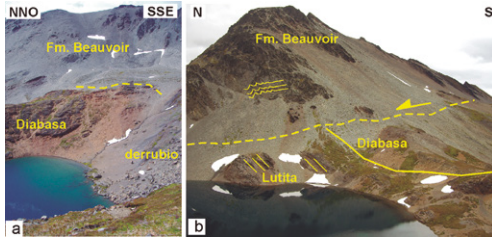


Figura 8: Pizarras de la Formación Beauvoir montadas tectónicamente (despege) sobre filones de diabasa y lutitas de la Formación Lemaire. a) Sector laguna Trinidad. Con líneas onduladas en b) se indica la inclinación de las capas y plegamiento. Posición de a) y b) indicada en figura 5.

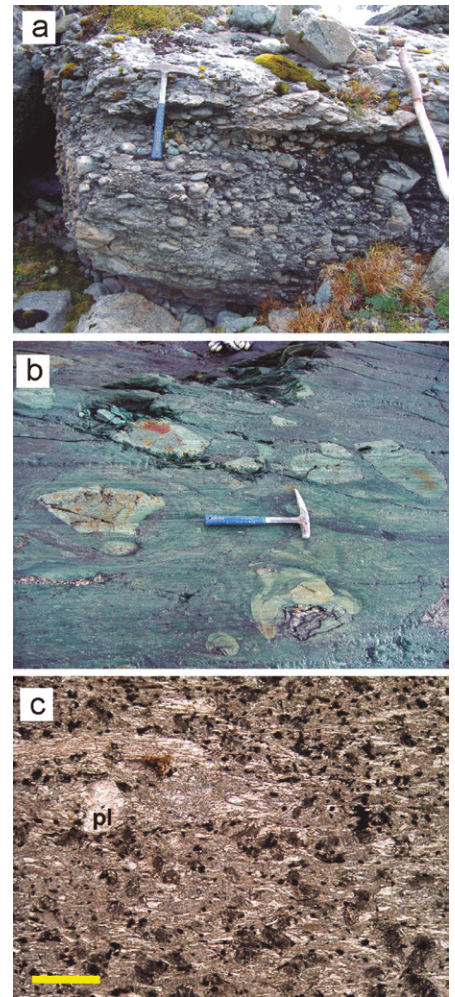


Figura 7: Facies volcánicas en sierra Alvear. a) Depósito clasto sostenido interpretado como posible flujo de detritos; b) Depósito matriz sostenido con bloques de basalto vesiculado. Los clastos están estirados por deformación; c) Detalle de matriz de afloramiento anterior, compuesta por cristoclastos de plagioclasa (pl), vitroclastos porfíricos y abundantes trizas vítreas (cloritizadas). Nícoles paralelos, barra 250 μm .

ción sedimentaria centimétrica en los casos de granulometría más fina. Evidencias de emplazamiento caliente surgen a partir de afloramientos compuestos de clastos ecuanes de lapilli y bloques muy vesiculados, prácticamente sin matriz, y en contacto directo con lavas coherentes, que sugieren un origen a partir de flujos de escoria.

Los filones capa afloran principalmente en la porción septentrional y oriental del sector relevado (Fig. 5a). Estas rocas se intruyen en niveles volcánoclasticos y epiclasticos de la Formación Lemaire. Uno de estos filones (extremo SO en la figura 5a) es cortado a su vez por una intrusión riódacítica. Los espesores individuales de estos cuerpos oscilan entre 2 y 20 m, y en la mayoría de los casos presentan bordes foliados paralelos al rumbo. Se han observado contactos con estructuras lobuladas en la diabasa y enclaves de lutitas con geometría muy irregular que sugieren también la intrusión en sedimentos no consolidados (peperitas).

Estructura: La Formación Lemaire y las rocas basálticas en este sector conforman una aparente secuencia homoclinal con inclinación moderada a fuerte al SSO (Fig. 5b), como consecuencia del plegamiento isoclinal que afecta a esta unidad (Bruhn 1979).

La deformación en estas unidades es muy intensa. Las rocas de grano fino presentan foliación penetrativa de plano axial de rumbo ONO e inclinación al SSO, asociada a recristalización metamórfica

de bajo grado. Esta orientación es paralela a la estratificación. Están además fuertemente cizalladas y en sectores hay desarrollo de milonitas en fajas de decenas de metros de espesor, paralelas a la estratificación, y foliación regional (Fig. 5).

Los estratos de la Formación Beauvoir están plegados y la superficie envolvente presenta una suave inclinación al norte, contraria a la actitud de la Formación Lemaire (Fig. 8). El contacto entre estas dos unidades es tectónico, con suave inclinación al norte que monta a la Formación Beauvoir sobre filones básicos y capas volcánoclasticas de la Formación Lemaire (Figs. 5 y 8). De acuerdo a Torres Carbonell y Dimieri (2013) este contacto representa un despege de techo de un dúplex de primer orden con vergencia al nortnoreste, la misma estructura que separa las Formaciones Lemaire y Yahgán en la sierra Sorondo (Fig. 3), la cual está plegada por un anticlinorio, y que se continúa hacia el oeste en el anticlinal Cerro Verde (Klepeis 1994).

Petrografía de las rocas básicas: Desde el punto de vista mineralógico existe una variedad dominante de lavas basálticas porfíricas compuestas por fenocristales de clinopiroxeno (augita *sensu* Morimoto 1989: $\text{Wo}_{39.5}\text{En}_{48.3}\text{Fs}_{12.2}$) y plagioclasa, en matriz con las mismas fases minerales más vidrio ocasional, con texturas variables entre intersertal, intergranular, afieltrada y traquílica. Las lavas en el contacto con niveles piroclásticos carecen de piroxeno tanto en matriz como en fenocrista-

les (Fig. 5), y en algunos casos son, además, afíricas.

Las rocas filonianas también presentan dos variedades mineralógicas compuestas por plagioclasa sin y con piroxeno (augita) (Fig. 5), tal como ocurre en la sierra Sorondo y cordón Vinciguerra. Las primeras muestran texturas afíricas y porfíricas, y las segundas subofíticas y microgranudas. Es común también la presencia de vesículas. En el tramo sur del paso Tristen aflora un pequeño stock compuesto por plagioclasa y clinopiroxeno entre sus componentes primarios.

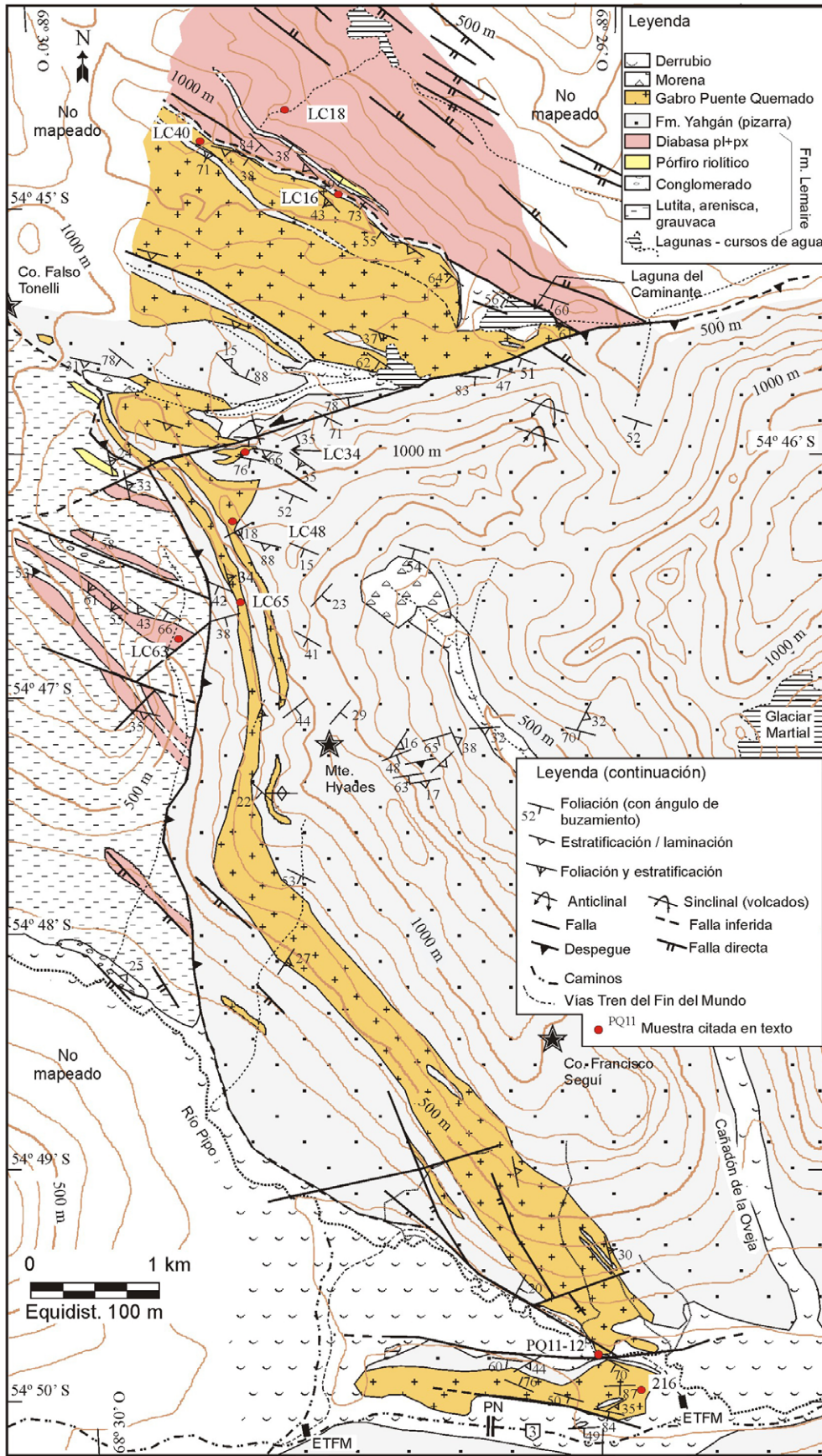


Figura 9: Mapa geológico del sector laguna del Caminante y tramo occidental de los montes Martial (indicado en Fig. 3a) (px: piroxeno, pl: plagioclasa), ET-FM: estación Tren del Fin del Mundo, PN: entrada a Parque Nacional

La deformación y recristalización metamórfica de las rocas básicas es variable, en sectores es intensa, con parcial o total obliteración de texturas primarias, en otros, en cambio, las texturas y paragénesis primarias son identificables. La paragénesis metamórfica es la misma que la mencionada para el sector Vinciguerra, incluida la albitización de la plagioclasa en las rocas básicas.

Sector occidental de los montes Martial y laguna del Caminante

Estratigrafía: En este sector también afloran las Formaciones Lemaire y Yahgán, a las que se suman extensos asomos de gabro con hornblenda que representan una unidad independiente (Figs. 3a y 9). Como se aclaró previamente, todas fueron afectadas por bajo grado de metamorfismo regional y clivaje de plano axial bien desarrollado en las facies más finas.

La Formación Lemaire aquí está dominada por lutitas grises y verdosas, con intercalaciones menores de conglomerados, areniscas, grauvacas y lentes de pórfiros riolíticos. Tanto los conglomerados como los pórfiros forman cuerpos lenticulares, elongados cuyos asomos se extienden entre 50 y 200 metros, paralelos a la estratificación y estructura regional (rumbo NO). Los conglomerados son polimícticos, clasto sostén, con clastos de hasta 10 cm de areniscas y lutitas con matriz tamaño arena y más fina, con abundantes cristaloclastos de cuarzo. Los pórfiros riolíticos poseen espesores desde 3 m a más de 20 m, poseen contactos irregulares con el encajante metapelítico y contienen numerosos enclaves de éste, con forma irregular y con orientación variable. Todo ello también sugiere emplazamiento en sedimentos no consolidados (peperitas). Otras peperitas en intrusiones hipabisales riolíticas fueron descritas más al oeste, en Chile (Hanson y Wilson 1991, 1993). Las rocas básicas alojadas en la Formación Lemaire en este sector se componen de filones capa y en menor medida diques (Fig. 9). Al igual que en el cordón Vinciguerra, contienen numerosos enclaves del encajante paralelos a la estructura regional, especialmente al noroeste de la laguna

del Caminante, con cambio de coloración, fractura concoide y recristalización que evidencian metamorfismo de contacto. Son enclaves elongados de 0,1 a 20 m de longitud y septos metasedimentarios de 15-20 m de potencia entre filones.

La Formación Yahgán se compone de una sucesión monótona de pizarras negras con pliegues decamétricos volcados con planos axiales de inclinación al SSO. Está en contacto tectónico con la Formación Lemaire, tal como se describió en el cordón Vinciguerra. La continuidad de la Formación Yahgán entre el cerro Falso Tonelli y la laguna del Caminante, al norte de la falla de orientación ENE-OSO que afecta a esa misma unidad, no pudo determinarse con certeza, por eso el trazo con línea punteada en la figura 9.

Intruyendo a la Formación Yahgán aparecen potentes filones capa de gabro, composicionalmente diferentes a todas las rocas básicas mencionadas previamente (Fig. 9). Los filones más potentes afloran de manera continua a lo largo de 9 km siguiendo el faldeo occidental de los montes Martial, y son la continuación de los asomos que describieron Olivero *et al.* (1997) próximos a la entrada del Parque Nacional Tierra del Fuego, a los cuales Villar *et al.* (2007) denominaron Gabro Punteado (GPQ). Los afloramientos continúan más al norte (entre el cerro Falso Tonelli y laguna del Caminante) intruyendo posiblemente allí también a la Formación Yahgán (Fig. 9). Se trata de una intrusión múltiple de dos o más filones separados por septos de pizarra delgados y discontinuos, cuyo espesor en conjunto alcanza los 500 m. Al sur de la Ruta 3 continúan los afloramientos de diabasa (fuera del mapa de la figura 9, ver figura 2 en Olivero *et al.* 1997), pero estas rocas no pertenecen al Gabro Punteado Quemado, sino que corresponden a las variedades de piroxeno y plagioclasa como las descritas en el cordón Vinciguerra y sierras Sorondo y Alvear (ver además la sección Geoquímica). **Petrografía de las rocas básicas:** Las diabasas intruidas en la Formación Lemaire contienen piroxeno (augita) y plagioclasa albitizada, y son similares a las de los dos sectores descritos más arriba.

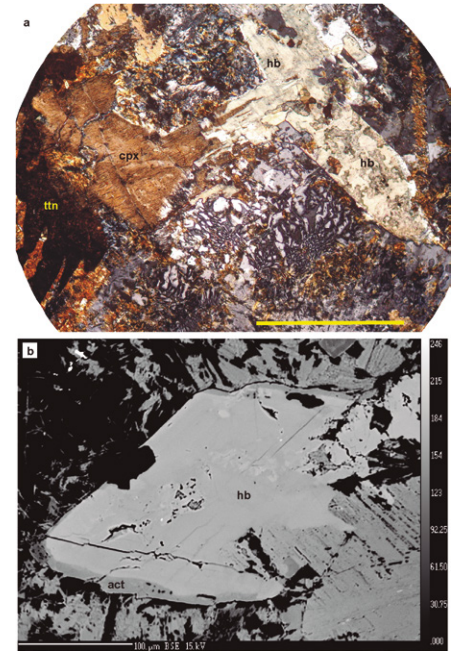


Figura 10: Microfotografía del Gabro Punteado Quemado. a) Clinopiroxeno subhédrico (cpx), titanita esqueletal (tn) y hornblenda (hb, cristales individuales y reborde sobre piroxeno) junto a intercrecimientos vermiculares de cuarzo-albita. Nícoles cruzados, barra 100 μm ; b) Imagen retrodispersada de cristal subhédrico de hornblenda (magmática) con reborde de actinolita (act).

De especial interés resulta el Gabro Punteado Quemado, por su composición y posición estratigráfica, intruyendo a la Formación Yahgán. La paragénesis primaria incluye clinopiroxeno, plagioclasa, ilmenita, titanita, hornblenda, sumados a apatita, cuarzo e intercrecimientos vermiculares cuarzo-albita intersticiales (Fig. 10). Villar *et al.* (2007) indicaron además la presencia de ortopiroxeno y olivina (determinados ópticamente), aunque en las muestras estudiadas en este trabajo no se detectó la presencia de estas dos fases.

La hornblenda, un rasgo distintivo respecto a las diabasas alojadas en la Formación Lemaire, es de crecimiento tardío, intersticial, en cristales individuales subhédricos, o coronando cristales de piroxeno (Fig. 10). La composición es principalmente ferro-edenita y en menor medida ferro-hornblenda (de acuerdo a Leake *et al.* 1997). El hecho de que la hornblenda se presente como cristales subhédricos individuales junto a otras fases intersticiales, como los intercreci-

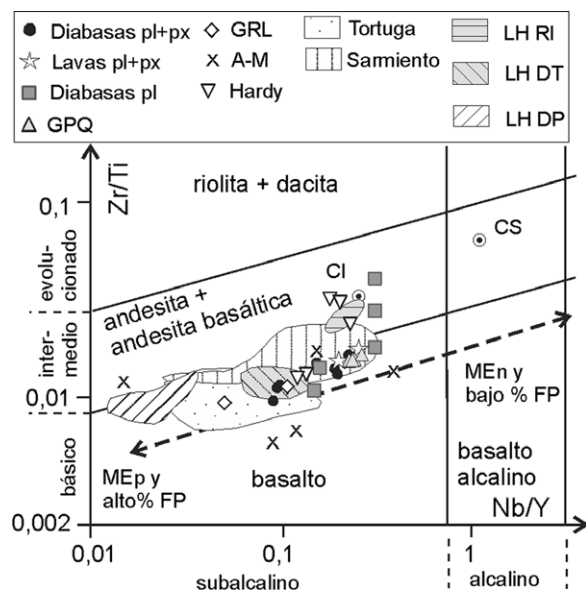


Figura 11: Diagrama Nb/Y - Zr/Ti (modificado de Pearce 1996). Se grafican datos de basaltos de plagioclasa (pl), de plagioclasa-piroxeno (px) y Gabro Puente Quemado (GPQ). Se presentan además, para posteriores comparaciones, valores de otras diabasas de plagioclasa-piroxeno alojadas en la Formación Lemaire (Gabro Rancho Lata, GRL, González Guillot *et al.* 2010), de los Complejos Tortuga (Suárez 1977, Calderón *et al.* 2013), Sarmiento (Saunders *et al.* 1979, Fildani y Hessler 2005) y Larsen Harbour (RI, DT y DP, Storey y Alabaster 1991), de basaltos del Complejo Tortuga intercalados en las Formaciones Yahgán y Hardy al sur del Canal Beagle (A-M, Miller *et al.* 1994, Avendaño 2008) y de la Fm. Hardy (Miller *et al.* 1994). RI, DT y DP: rift inicial, deriva temprana y deriva principal, respectivamente, CI y CS: corteza inferior y superior, respectivamente, MEn y MEp: manto enriquecido y empobrecido, respectivamente, FP: fusión parcial.

mientos cuarzo albita, sugiere su cristalización a partir de un magma residual, y no en condiciones subsólidas. Los clinopiroxenos tienden a formar cristales muy elongados, y poseen rebordes más oscuros, con un contenido de Fe en promedio ($Wo_{46.6}En_{26.8}Fs_{26.6}$) levemente mayor que en los centros ($Wo_{47.4}En_{28.7}Fs_{23.9}$). Los análisis individuales corresponden principalmente a augita y diópsido (clasificación de Morimoto 1989). Se destaca un mayor contenido de Fe en general respecto a los piroxenos de las variedades de plagioclasa y piroxeno. La titanita es abundante (3-5 %), de hábito esquelético y semiopaca. Las texturas son granudas, microgranudas a porfíricas, y en ocasiones subofítica. La composición mineral de esta roca permite clasificarla como gabro/diorita cuarzosa; y la hornblenda tardía, y especialmente los intercrecimientos cuarzo-albita, sugieren una importante diferenciación del líquido intersticial.

Estas rocas también se encuentran deformadas y metamorizadas, con una paragénesis de cuarzo, albita (reemplazan-

do plagioclasa primaria), clorita, epidoto, actinolita (#Mg 0,53) y ferro-actinolita (#Mg 0,43) (*sensu* Leake *et al.* 1997), titanita gruesa, sericita, carbonatos, piritita, pirrotina y abundante estilpnomelano.

GEOQUÍMICA DE ROCA TOTAL

Se presentan datos de química de roca total de las variedades petrográficas descritas de los tres sectores estudiados aquí: diabasas y lavas de piroxeno y plagioclasa, diabasas de plagioclasa y Gabro Puente Quemado (GPQ). Los resultados se presentan en el cuadro 1 y la ubicación de las muestras analizadas en las figuras 3, 5 y 9. Las muestras K16 y SPG17 fueron tomadas en la sierra Alvear, fuera del área de la figura 3, a 12 km y 17 km al SO del glaciar homónimo, respectivamente (ver Olivero *et al.* 1997, para la ubicación de las muestras 171 y 191).

Stern y Elthon (1979) y Stern (1980) han indicado que el metamorfismo que afectó a las lavas y diques de los complejos ofio-

líticos y los diques laterales de la cuenca marginal Rocas Verdes provocó removilización de SiO_2 , Na_2O , K_2O , CaO , Rb y Sr , pero con una mínima a nula variación de FeO/MgO , TiO_2 , P_2O_5 , Zr , Y y 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 o menor (Pearce y Cann 1973). En este trabajo se hace hincapié en la geoquímica de elementos poco móviles. A su vez, para los gráficos y discusión con elementos mayores se han recalculado los valores al 100%, sobre una base anhidra.

Todas las variedades clasifican como basaltos en un diagrama Nb/Y *vs.* Zr/Ti (Pearce 1996), excepto los filones de plagioclasa que incluyen andesitas y basandesitas (un filón africo (V23-b) y otro levemente porfírico (MO28)), además de basaltos (Fig. 11). La tendencia hacia valores más altos de Zr/Ti de estos filones puede ser indicadora de asimilación cortical, o bien cristalización fraccionada (Pearce 1996), aunque contenidos de $Cr > 100$ en la mayoría de ellos (Cuadro 1) indica que no son rocas diferenciadas.

Tomando al Zr como indicador de diferenciación, como es usual para basaltos con escasa variación de SiO_2 , se observa un enriquecimiento sostenido en Ti y en la relación FeO/MgO con el incremento de Zr para todas las variedades petrográficas estudiadas aquí (Fig. 12). Esta tendencia es característica de magmas toleíticos. Se destacan, por un lado, los mayores valores en las tres variables en el Gabro Puente Quemado (la mayor relación FeO/MgO debido a mayor FeO y menor MgO), y por otro que las lavas y diabasas de piroxeno y plagioclasa siguen una única tendencia, las lavas hacia valores mayores de Zr y FeO/MgO , lo que sugiere una relación genética entre ellas. Algunas diabasas de plagioclasa se ubican dentro de la misma tendencia que las lavas y filones de piroxeno y plagioclasa, mientras que otras (muestras V23-b y MO28) poseen valores mayores en las tres variables.

El contenido en Al_2O_3 es muy diferente entre el Gabro Puente Quemado (12,24-

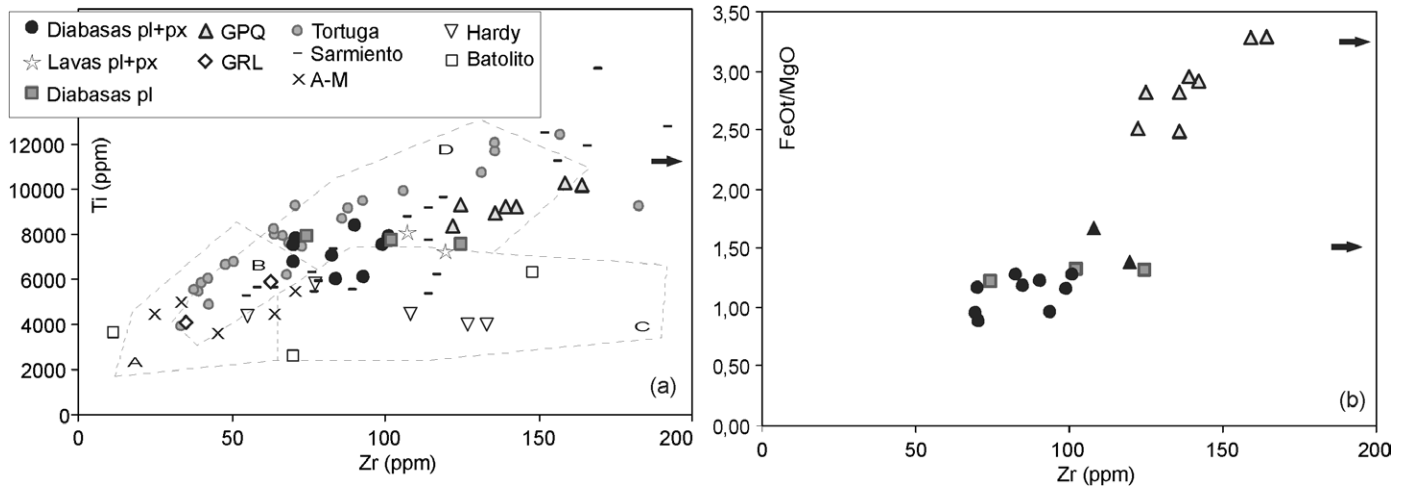


Figura 12: Variación de a) Ti y b) FeO/MgO, frente a Zr (mismas referencias que en figura 11). Las flechas apuntan hacia muestras de diabasas de plagioclasa con elevado tenor de Zr. a) Se presentan valores del Complejo Capitán Aracena (Calderón *et al.* 2013) y de gabros/dioritas con hornblenda del Batolito Patagónico (Hervé *et al.* 2007). Los datos del Complejos Tortuga son de Stern (1980) y Calderón *et al.* (2013). Campos A) toleitas de islas oceánicas, B) transicional, C) basaltos calco-alcalinos y D) MORB de Pearce y Cann (1973).

12,92 % Al_2O_3) y las demás variedades básicas (>14,88 % Al_2O_3) (Cuadro 1). Por su parte, las lavas de piroxeno y plagioclasa poseen mayor contenido de Al_2O_3 (16,85-17,13 %) respecto de sus equivalentes intrusivos (14,88-16,16 %), que podría deberse a mayor acumulación de piroxeno en estas últimas. No obstante, no se observan diferencias significativas en los contenidos de elementos mayoritarios entre lavas y filones de piroxeno y plagioclasa.

Los elementos traza normalizados y graficados en un diagrama multielemental (Fig. 13) muestran patrones aserrados con enriquecimiento en elementos litófilos de gran radio (LILE) respecto al MORB de normalización. Ese enriquecimiento es mayor en las diabasas de plagioclasa y en el Gabro Puente Quemado, comparado con lavas y diabasas de plagioclasa y piroxeno. Respecto a estas últimas dos, no se observan diferencias significativas en este gráfico. Los elementos de elevado potencial iónico (HFSE) tienen un comportamiento más homogéneo y relativamente aplanado en la figura 13; éstos muestran valores muy próximos a MORB para lavas y diabasas de plagioclasa y piroxeno, y ligeramente más enriquecidos para las demás variedades. Las diabasas de plagioclasa muestran nuevamente una gran variabilidad en su composición química, algunas de ellas (las dos muestras mencio-

nadas previamente, V23-b y MO28) presentan marcado enriquecimiento en todos los elementos, especialmente Th, Nb, Pb, Zr y en tierras raras livianas (LREE) y medianas (MREE) respecto a diabasas de piroxeno y plagioclasa (Fig. 13c).

Se destaca además una anomalía negativa en Nb y Ta respecto a U y K, especialmente para las diabasas de plagioclasa y Gabro Puente Quemado, aunque si se lo toma respecto a U y La (omitiendo el K) dicha anomalía no es tan notoria. Estas anomalías negativas caracterizan a rocas de arco magmático como así también a la corteza continental, y pueden implicar un aporte de componentes de subducción, ya sea por proximidad a un arco magmático o por herencia de la fuente, o bien aporte cortical (Rollinson 1993). La relación La/Nb (una estimación de la anomalía en Nb en diagramas araña) es menor en el Gabro Puente Quemado (<1,64) que en las demás unidades (La/Nb 1,83-2,58; Cuadro 1).

Los elementos de las tierras raras (REE) normalizadas a condrito muestran distintas tendencias en diagramas multielemento para las diferentes variedades estudiadas (Fig. 14). Las diabasas de piroxeno y plagioclasa (Fig. 14a) muestran en general un patrón relativamente plano o levemente empinado para LREE, con valores de 20 a 30 veces el condrito, con nulo a su-

til enriquecimiento relativo entre LREE y HREE (La_N/Yb_N 1,4-3,2), mientras que las lavas de piroxeno y plagioclasa muestran un fraccionamiento de LREE respecto a HREE levemente mayor (La_N/Yb_N 3,6-4,1). No se observa una anomalía sistemática en Eu (Eu/Eu^* 1,26-0,79 para ambas unidades) (ecuación y valores en Cuadro 1), indicando posiblemente que el fraccionamiento de plagioclasa no ha sido importante. Las diabasas de plagioclasa (Fig. 14b), por el contrario, muestran un patrón de REE más empinado (La_N/Yb_N 2,7-6,4), ligeramente cóncavo, y algunas de ellas (V23-b y MO28) con marcado enriquecimiento en todas las REE comparado con las variedades de piroxeno. La anomalía en Eu es nula a marcadamente negativa en las diabasas de plagioclasa (Eu/Eu^* 1,02-0,58). El Gabro Puente Quemado (Fig. 14d) muestra también un patrón propio, con HREE planas y LREE empinadas, con mayor enriquecimiento en todas las REE comparado con diabasas y lavas de piroxeno y algunas diabasas de plagioclasa. El fraccionamiento entre LREE y HREE es intermedio entre variedades de piroxeno y variedades de plagioclasa (La_N/Yb_N 2,36-2,76), con una sistemática, aunque leve, anomalía negativa en Eu (Eu/Eu^* 0,82-0,89) (Cuadro 1). La relación entre LREE respecto a HREE es constante con el aumento de REE tota-

CUADRO 1: Elementos mayoritarios, trazas y REE de las rocas básicas de los tres sectores estudiados en este trabajo.

Muestra Sector	Diabasas px + pl									Lavas px + pl	
	PT2 Alv	M031 Sor-Vi	VG4 Sor-Vi	LC18 L Cam	LC63 L Cam	K16 Alv	SPG17 Alv	171* PN	191* PN	A8 Alv	A33 Alv
Elementos Mayoritarios (%)											
SiO ₂	49,95	49,42	46,56	50,02	46,65	48,96	49,23	46,58	47,66	37,08	49,43
TiO ₂	1,27	1,20	1,08	1,26	1,34	0,96	0,98	1,18	1,13	1,22	1,16
Al ₂ O ₃	14,88	16,08	15,07	14,78	15,03	15,84	16,02	15,91	16,16	17,13	16,85
Fe ₂ O _{3t}	10,05	10,84	10,83	10,34	11,50	10,06	9,07	8,58	10,48	11,48	11,61
MnO	0,11	0,19	0,18	0,15	0,19	0,15	0,14	0,24	0,15	0,31	0,22
MgO	7,01	8,34	10,33	10,44	8,46	7,70	8,49	6,68	7,38	6,16	7,54
CaO	9,83	4,87	8,88	4,92	9,42	8,30	9,17	11,05	10,32	16,04	4,35
Na ₂ O	3,00	4,39	1,94	4,18	2,54	4,22	3,02	3,85	2,25	0,90	3,48
K ₂ O	0,14	0,22	0,91	0,05	0,41	0,27	0,52	0,06	0,89	0,04	0,04
P ₂ O ₅	0,22	0,22	0,17	0,14	0,18	0,18	0,21	0,19	0,17	0,26	0,24
LOI	3,20	3,80	3,70	3,40	4,00	3,30	3,10	5,70	3,20	9,10	4,70
SUMA	99,66	99,57	99,65	99,68	99,72	99,94	99,95	100,15	99,91	99,72	99,62
FeOt/MgO	1,29	1,17	0,94	0,89	1,22	1,18	0,96	1,16	1,28	1,68	1,39
Elementos traza (ppm)											
Cr	260,00	328,42	451,58	157,37	314,74	314,74	225,79	232,63	212,11	328,42	266,84
Ni	59,00	120,00	163,00	44,00	59,00	73,00	41,00	82,00	78,00	92,00	77,00
Sc	45,00	37,00	38,00	49,00	48,00	44,00	39,00	33,00	27,00	38,00	39,00
Ba	69,00	661,00	307,00	37,00	284,00	42,60	200,40	80,00	99,00	26,00	388,00
Cs	0,30	0,60	1,30	0,20	1,20	1,20	1,50	-	-	0,30	0,30
Hf	2,80	2,90	1,70	1,90	2,40	2,60	2,30	-	-	2,50	3,10
Nb	5,00	5,10	2,20	2,30	2,70	3,80	4,80	-	-	5,00	5,90
Rb	2,10	4,70	20,60	0,60	6,40	4,30	10,20	-	-	1,40	0,80
Sr	351,50	598,30	331,70	160,60	236,10	194,20	251,10	283,00	159,00	50,30	343,10
Ta	0,20	0,30	0,20	0,20	0,20	0,30	0,30	-	22,00	0,30	0,40
Th	1,20	2,70	0,50	0,60	0,90	1,20	1,90	-	-	2,00	2,20
U	0,20	0,60	0,20	0,10	0,20	0,20	0,30	-	-	0,50	0,50
V	308,00	255,00	269,00	311,00	306,00	250,00	256,00	-	-	266,00	265,00
Zr	101,60	99,00	70,10	70,70	90,60	84,30	93,40	70,00	83,00	107,90	120,00
Y	24,70	26,00	22,50	25,00	26,40	24,10	20,80	21,00	21,00	24,10	22,60
Pb	1,30	3,20	0,60	0,50	1,00	0,40	0,80	-	-	0,90	2,80
Tierras Raras (ppm)											
La	9,20	12,40	5,60	5,00	6,60	7,50	8,60	-	-	12,90	14,10
Ce	20,80	26,70	13,80	11,90	16,80	19,20	23,30	20,00	21,00	26,80	30,90
Pr	2,97	3,68	2,06	1,87	2,40	2,50	2,95	-	-	3,67	4,01
Nd	14,60	16,90	10,50	8,50	12,00	11,70	13,60	-	-	16,40	18,10
Sm	3,65	4,05	2,84	2,88	3,33	3,40	3,30	-	-	3,80	3,83
Eu	1,26	1,12	1,05	1,08	1,13	1,23	1,43	-	-	1,32	1,45
Gd	4,43	4,64	3,85	3,93	4,15	3,83	3,63	-	-	4,47	4,04
Tb	0,71	0,75	0,65	0,67	0,76	0,64	0,57	-	-	0,71	0,64
Dy	4,19	4,76	4,15	4,55	4,78	4,10	3,56	-	-	4,14	3,76
Ho	0,94	1,00	0,93	1,00	0,99	0,90	0,74	-	-	0,99	0,81
Er	2,82	3,04	2,73	2,89	3,00	2,63	2,02	-	-	2,61	2,57
Tm	0,38	0,44	0,39	0,37	0,45	0,39	0,32	-	-	0,40	0,37
Yb	2,63	2,74	2,36	2,62	2,78	2,71	2,11	-	-	2,60	2,45
Lu	0,39	0,43	0,38	0,38	0,42	0,39	0,31	-	-	0,38	0,35
La/Nb	1,84	2,43	2,55	2,17	2,44	1,97	1,79	-	-	2,58	2,39
Eu/Eu*	0,96	0,79	0,97	0,98	0,93	1,04	1,26	-	-	0,98	1,13
La _N /Yb _N	2,51	3,25	1,70	1,37	1,70	1,99	2,92	-	-	3,56	4,13
La _N /Sm _N	1,63	1,98	1,27	1,12	1,28	1,42	1,68	-	-	2,19	2,38
Ce _N /Yb _N	2,20	2,71	1,62	1,26	1,68	1,97	3,07	-	-	2,86	3,50

Eu/Eu*: $Eu(N)/\sqrt{[Sm(N)*Gd(N)]}$. Factor de normalización de REE: condrito CI de Sun y McDonough (1989).

* Muestras de Acevedo (inédito). Abreviaturas: Alv: sierra Alvear, Sor-Vi: sierra Sorondo - cordón Vinciguerra, L Cam: laguna del Caminante, Mart: montes Martial, PN Parque Nacional TdF.

CUADRO 1: Continuación.

Muestra Sector	Diabasas pl					Gabro Puente Quemado							
	A34 Alv	PT6 Alv	V23-B Sor-Vi	M028 Sor-Vi	M012 Sor-Vi	LC34 Mart	LC48 Mart	PQ11 Mart	PQ12 Mart	LC16 L Cam	LC40 Mart	LC65 Mart	216* Mart
Elementos Mayoritarios (%)													
SiO ₂	47,36	40,70	43,85	49,99	46,09	49,53	50,37	50,22	50,87	50,85	49,81	50,09	51,05
TiO ₂	1,19	1,17	1,65	1,84	1,23	1,66	1,50	1,50	1,64	1,44	1,44	1,36	1,50
Al ₂ O ₃	16,46	15,31	19,30	16,32	20,61	12,92	12,74	12,65	12,24	12,68	12,74	12,54	12,88
Fe ₂ O _{3t}	10,28	6,76	13,35	14,11	10,00	16,65	15,90	15,61	15,91	15,23	15,83	14,85	14,86
MnO	0,16	0,16	0,10	0,20	0,09	0,31	0,28	0,25	0,22	0,36	0,23	0,26	0,22
MgO	7,08	5,00	7,78	3,88	6,78	4,56	4,90	4,75	4,37	5,47	5,03	5,29	4,77
CaO	7,88	17,80	2,82	4,37	4,67	8,15	7,65	8,77	8,25	7,61	8,69	10,05	8,99
Na ₂ O	1,97	0,91	3,54	3,57	2,67	2,19	2,63	1,86	1,92	1,88	2,19	2,05	1,98
K ₂ O	2,13	1,02	1,75	0,59	2,76	0,62	0,87	1,05	0,70	0,46	0,63	0,73	0,44
P ₂ O ₅	0,30	0,21	0,47	0,55	0,28	0,20	0,18	0,18	0,21	0,17	0,16	0,14	0,21
LOI	4,80	10,70	4,80	4,30	4,60	2,90	2,50	2,80	3,40	3,50	2,80	2,40	2,70
SUMA	99,61	99,74	99,41	99,72	99,78	99,69	99,52	99,64	99,73	99,65	99,55	99,76	99,75
FeOt/MgO	1,31	1,22	1,54	3,27	1,33	3,29	2,92	2,96	3,28	2,51	2,83	2,53	2,80
Elementos traza (ppm)													
Cr	294,21	130,00	109,47	-	232,63	13,68	34,21	34,21	20,53	41,05	47,89	61,58	82,11
Ni	81,00	36,00	37,00	<20	50,00	45,00	48,00	44,00	38,00	44,00	41,00	46,00	81,00
Sc	41,00	41,00	37,00	34,00	40,00	45,00	45,00	43,00	44,00	43,00	43,00	43,00	32,00
Ba	822,00	867,00	2496,00	591,00	1706,60	444,00	1467,00	1014,00	281,00	542,00	998,00	331,00	200,00
Cs	5,10	1,80	0,70	0,90	3,90	6,40	0,70	2,10	0,90	0,40	4,70	1,10	-
Hf	3,00	1,80	10,10	7,50	2,60	4,70	4,10	4,20	4,70	3,90	3,60	3,30	-
Nb	6,80	3,30	18,70	13,00	5,60	10,70	9,10	9,00	10,90	8,30	8,30	7,50	-
Rb	36,50	15,70	26,80	13,00	82,60	16,10	14,20	18,00	12,20	10,80	15,70	18,00	-
Sr	568,40	157,10	358,00	183,90	487,40	205,90	249,20	181,30	150,70	146,80	252,90	194,20	145,00
Ta	0,40	0,20	1,20	0,80	0,50	0,70	0,60	0,40	0,60	0,60	0,50	0,50	32,00
Th	1,70	1,10	17,40	8,40	2,20	2,60	2,20	2,30	2,90	2,10	2,20	1,90	-
U	0,60	1,00	4,00	2,10	1,20	0,60	0,60	0,40	0,60	0,50	0,40	0,50	-
V	289,00	281,00	158,00	181,00	251,00	481,00	448,00	439,00	454,00	396,00	396,00	383,00	-
Zr	124,50	74,20	383,30	293,00	102,20	158,80	142,60	139,40	164,40	136,20	136,10	122,30	125,00
Y	21,30	21,90	57,80	40,30	34,10	44,50	40,00	38,20	41,60	34,40	33,80	31,50	31,00
Pb	0,80	1,50	19,90	10,40	1,00		0,90	2,70	0,60	1,20	1,80	2,40	1,20 -
Tierras Raras (ppm)													
La	12,50	7,90	47,90	23,80	13,10	16,50	14,70	14,80	16,90	12,70	13,50	12,20	-
Ce	28,60	17,40	109,30	56,20	33,50	35,50	32,60	31,50	36,20	28,10	29,00	27,10	37,00
Pr	3,80	2,54	14,18	7,57	4,13	4,78	4,35	4,25	4,90	3,97	3,96	3,55	-
Nd	17,00	12,30	54,50	32,70	18,80	22,00	17,10	20,10	22,10	17,40	17,40	15,90	-
Sm	3,86	2,80	13,08	7,50	4,70	6,05	4,87	5,08	5,54	4,48	4,41	4,08	-
Eu	1,26	0,91	2,44	2,59	1,35	1,78	1,58	1,58	1,78	1,32	1,38	1,29	-
Gd	4,37	3,61	12,72	7,98	4,99	7,02	6,51	6,11	6,82	5,40	5,38	5,00	-
Tb	0,65	0,60	2,10	1,33	0,90	1,19	1,07	1,05	1,18	1,01	1,00	0,93	-
Dy	4,50	3,80	12,50	7,87	6,24	7,61	6,54	6,70	7,31	6,16	6,18	5,61	-
Ho	0,88	0,82	2,44	1,55	1,21	1,66	1,52	1,50	1,66	1,27	1,27	1,16	-
Er	2,44	2,20	6,58	4,41	3,65	4,88	4,59	4,26	4,83	3,80	3,70	3,42	-
Tm	0,37	0,35	0,89	0,66	0,53	0,71	0,64	0,62	0,69	0,57	0,56	0,53	-
Yb	2,25	2,06	5,38	4,20	3,51	5,02	4,39	4,16	4,40	3,73	3,67	3,35	-
Lu	0,37	0,34	0,83	0,68	0,55	0,68	0,62	0,63	0,64	0,58	0,56	0,51	-
La/Nb	1,84	2,39	2,56	1,83	2,34	1,54	1,62	1,64	1,55	1,53	1,63	1,63	-
Eu/Eu*	0,94	0,88	0,58	1,02	0,85	0,84	0,86	0,87	0,89	0,82	0,87	0,87	-
La _N /Yb _c	3,98	2,75	6,39	4,06	2,68	2,36	2,40	2,55	2,76	2,44	2,64	2,61	-
La _N /Sm _N	2,09	1,82	2,36	2,05	1,80	1,76	1,95	1,88	1,97	1,83	1,98	1,93	-
Ce _N /Yb _N	3,53	2,35	5,64	3,72	2,65	1,96	2,06	2,10	2,29	2,09	2,19	2,25	-

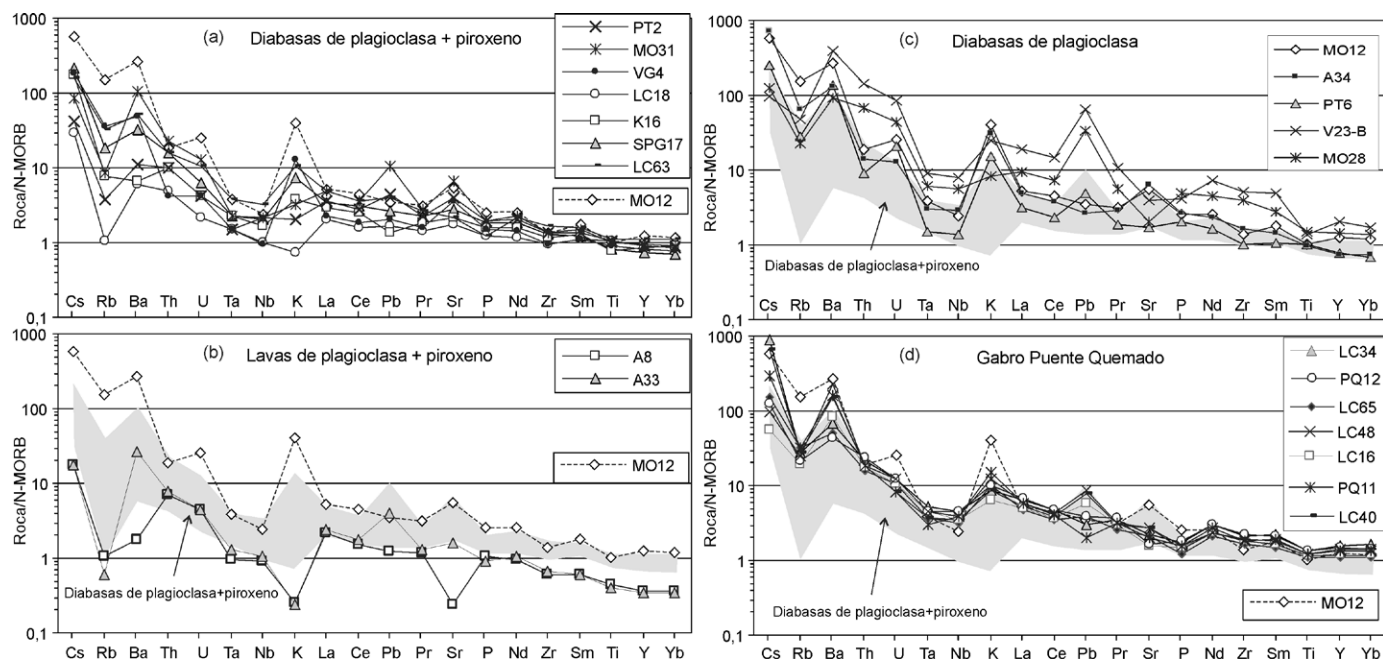


Figura 13: Diagramas multielemento normalizados a N-MORB (Sun y McDonough 1989) para las distintas variedades petrográficas analizadas en este trabajo. Se pone como referencia una diorita de plagioclasa (MO12) en las cuatro figuras.

les para el Gabro Puente Quemado, mientras que las diabases y lavas de piroxeno y las diabases de plagioclasa muestran un aumento en esta relación con el aumento de REE totales.

Respecto a los diagramas de ambiente tectónico, tanto las variedades de piroxeno como las de plagioclasa y el Gabro Puente Quemado arrojan resultados variables entre arco magmático y N-MORB. Algunos de ellos se muestran en las figuras 12a y 15. La impronta de arco fue previamente sugerida en base a los diagramas multielementos normalizados (Fig. 13). En el diagrama Zr-Ti-Y (Fig. 15a) todas las muestras caen en el campo transicional entre MORB, basaltos calco-alcalinos y toleítas de arcos de islas, excepto algunas diabases de plagioclasa que se ubican en el campo de basaltos calco-alcalinos (CAB). Sin embargo, un desplazamiento hacia el vértice de Zr (CAB) puede indicar contaminación cortical (Pearce 1996), como fue sugerido más arriba. Por otro lado, la aparición de plagioclasa temprana respecto al piroxeno es afín a magmas toleíticos. En el diagrama Ti vs. Zr (Fig. 12a), las muestras caen principalmente en el campo MORB, aunque las tendencias son intermedias entre la serie calco-alcalina de la Formación

Hardy y la serie toleítica de los Complejos Tortuga y Sarmiento. Por otro lado, una afinidad con basaltos calco-alcalinos de arco es visible en el diagrama Th-Hf-Nb (Fig. 15b). En el diagrama Nb/Yb vs. Th/Yb (Fig. 15c) las muestras se ubican por encima del arreglo de MORB-OIB (basaltos de islas oceánicas), desplazadas hacia el arreglo de las rocas de arco. Un incremento en la relación Th/Nb, es decir una disposición de las series por encima del arreglo MORB-OIB, es indicador de adición de componentes de subducción a la fuente o bien asimilación cortical (Pearce 2008). En este gráfico, el Gabro Puente Quemado se ubica más próximo al espacio MORB que las lavas y diabases de plagioclasa y piroxeno-plagioclasa. En un diagrama Ti-V (Shervais 1982, no mostrado) todas las muestras caen en el campo de MORB + CFB (basaltos continentales). Más detalle sobre este tema se da en la sección siguiente.

DISCUSIÓN

Identidad de las rocas básicas de Tierra del Fuego

Resulta necesario hacer una distinción entre las distintas rocas máficas de la cor-

dillera Fueguina y darles identidad para lograr un ordenamiento crono-estratigráfico más adecuado.

La más distintiva de todas las unidades estudiadas aquí es el Gabro Puente Quemado. Éste intruye a la Formación Yahgán, por lo tanto su edad sería más moderna respecto a las diabases de plagioclasa y de plagioclasa y piroxeno, que se alojan únicamente en la Formación Lemaire (y unidades más antiguas). La edad mínima para todas estas rocas la otorga el metamorfismo sobrepuesto, establecido a los 100-90 Ma (*e.g.* Kohn *et al.* 1995, Klepeis *et al.* 2010). El Gabro Puente Quemado posee, además, una mineralogía primaria diferente, caracterizada por hornblenda, diópsido y augita (más rica en Fe que en las demás variedades), titanita y simplectitas de albita-cuarzo intersticiales. Desde el punto de vista geoquímico, ya se ha indicado que el GPQ posee mayores valores de Zr, Ti, FeO_t/MgO, FeO_t, LILE, REE_t y menores de MgO, Al₂O₃ y La/Nb que las demás rocas básicas analizadas en este trabajo; y además un patrón de REE normalizadas diferente y relación La_N/Yb_N muy constante (Figs. 12 a 14 y Cuadro 1). Las razones de elementos altamente incompatibles con coefi-

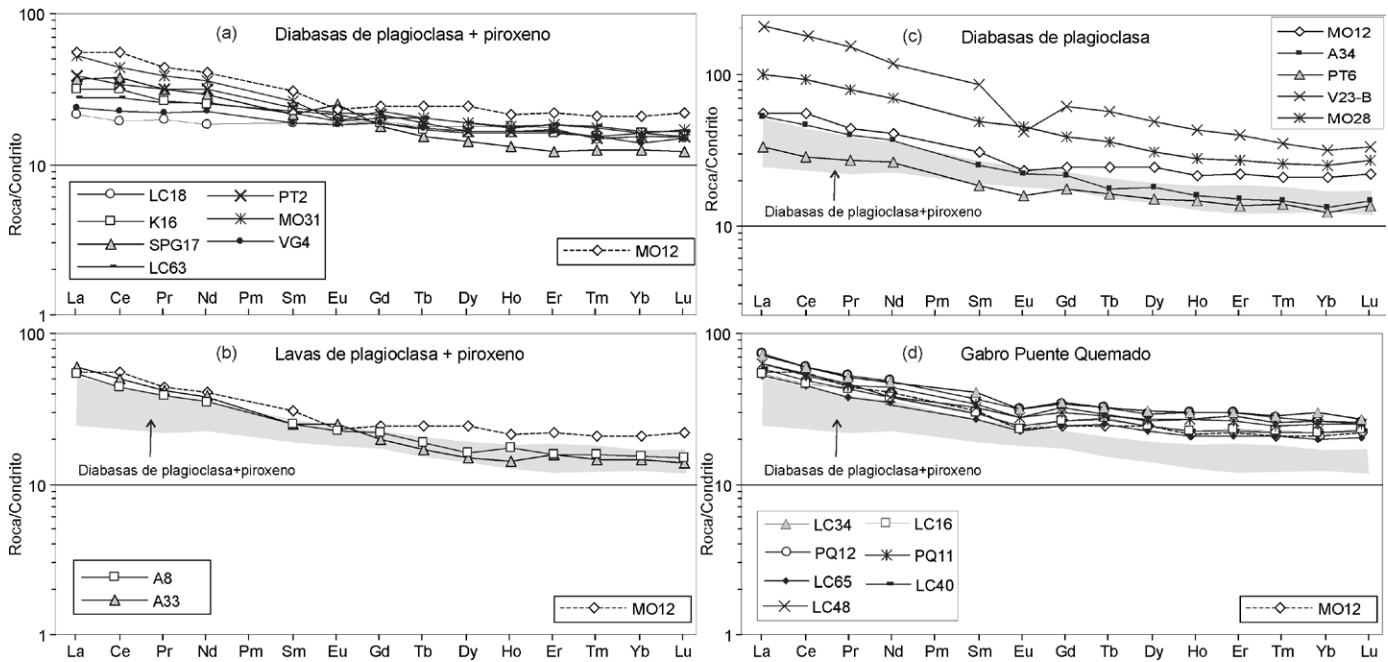


Figura 14: Diagramas de elementos de las tierras raras normalizados a condrito (Sun y McDonough 1989) para las distintas variedades petrográficas analizadas en este trabajo. Se pone como referencia una diabasa de plagioclasa (MO12) en las cuatro figuras.

ciente de partición global similares, como es el caso de La/Nb en basaltos toleíticos, son independientes del grado de fusión parcial y de procesos de diferenciación, por ello pueden ser indicadoras de variaciones en la fuente (Rollinson 1993, Sun y McDonough 1989). Por ejemplo, una alta relación La/Nb (o La/Ta) es indicadora de una fuente enriquecida por componentes de subducción (Kay y Mpodzis 2002). Asimismo, elevados valores de Th/Nb marcan también participación de componentes de subducción en la fuente, o bien interacción magma-corteza (Pearce 2008). Por otro lado, elevados valores de Ta/Sm y Nb/Y pueden ser indicadores también de una fuente mantélica enriquecida o de bajo grado de fusión parcial en ambos casos (Storey y Alabaster 1991, Pearce 1996). En la figura 16 se presentan algunos de estos cocientes, y se ve claramente una agrupación de los datos del Gabro Puente Quemado hacia los valores más bajos de La/Nb y mayores de Ta/Sm respecto a las demás unidades estudiadas aquí. Eso, junto a los valores más altos de Nb/Y (Fig. 11) y más bajos de Th/Nb (Fig. 15c), indicaría que los magmas que dieron origen a este gabro provienen de una fuente más empobrecida y a un porcentaje de fusión parcial menor (ver apartado siguiente). En la figura 16 se presentan a modo comparativo datos de las lavas del arco magmático cretácico (Formación Hardy), con elevada relación La/Nb (componentes de subducción en la fuente), y de la cuenca marginal (Complejo Tortuga), con bajos valores de Ta/Sm (fuente más empobrecida y mayor porcentaje de fusión parcial). Respecto a las unidades alojadas en la Formación Lemaire, se han identificado variedades con plagioclasa y variedades con piroxeno y plagioclasa. En algunos casos se ha visto que filones de piroxeno y plagioclasa presentan bordes foliados con plagioclasa, sin piroxeno, de menor granulometría y ocasionalmente con vidrio, o bien lavas de plagioclasa y piroxeno con transición a bordes de plagioclasa. Puede asumirse entonces que las variedades de plagioclasa son los bordes enfriados de aquellas con piroxeno y plagioclasa, y representan el magma congelado que ya había comenzado a fraccionar plagioclasa, mientras que el centro del filón o colada representa magma más evolucionado. La presencia de foliación en bordes enfriados de diques o filones es indicadora de flujo laminar limitado o de corta du-

ración, de otro modo el régimen térmico se mantendría alto y se suprimiría el borde enfriado y se homogeneizaría la composición del filón (Holness y Humphreys 2003). Las diabases de plagioclasa son el grupo más heterogéneo desde el punto de vista químico. En particular, los dos filones más delgados muestreados (MO28 y V23-b) son los que presentan una mayor diferencia composicional respecto a las demás. Sin tener en cuenta estas muestras particulares, las demás poseen composiciones semejantes a las diabases con piroxeno y plagioclasa (Figs. 11-15, Cuadro 1). La heterogeneidad composicional de estas diabases es posiblemente debida a asimilación cortical, como lo sugieren los elevados cocientes de Zr/Ti (Fig. 11), de Th/Nb (Fig. 15c) y el desplazamiento hacia el vértice Th en el diagrama Th-Hf-Nb (Fig. 15b) (cf. Wood 1980, Pearce 1996, 2008). Dentro de las variedades de piroxeno y plagioclasa se identificaron facies intrusivas y facies efusivas (estas últimas solo en la sierra Alvear). Desde el punto de vista químico, las lavas poseen contenidos levemente mayores de Zr, FeOt/MgO, Al₂O₃, Zr/Ti, Nb/Y, La_N/Yb_N, La_N/Sm_N

ración, de otro modo el régimen térmico se mantendría alto y se suprimiría el borde enfriado y se homogeneizaría la composición del filón (Holness y Humphreys 2003). Las diabases de plagioclasa son el grupo más heterogéneo desde el punto de vista químico. En particular, los dos filones más delgados muestreados (MO28 y V23-b) son los que presentan una mayor diferencia composicional respecto a las demás. Sin tener en cuenta estas muestras particulares, las demás poseen composiciones semejantes a las diabases con piroxeno y plagioclasa (Figs. 11-15, Cuadro 1). La heterogeneidad composicional de estas diabases es posiblemente debida a asimilación cortical, como lo sugieren los elevados cocientes de Zr/Ti (Fig. 11), de Th/Nb (Fig. 15c) y el desplazamiento hacia el vértice Th en el diagrama Th-Hf-Nb (Fig. 15b) (cf. Wood 1980, Pearce 1996, 2008). Dentro de las variedades de piroxeno y plagioclasa se identificaron facies intrusivas y facies efusivas (estas últimas solo en la sierra Alvear). Desde el punto de vista químico, las lavas poseen contenidos levemente mayores de Zr, FeOt/MgO, Al₂O₃, Zr/Ti, Nb/Y, La_N/Yb_N, La_N/Sm_N

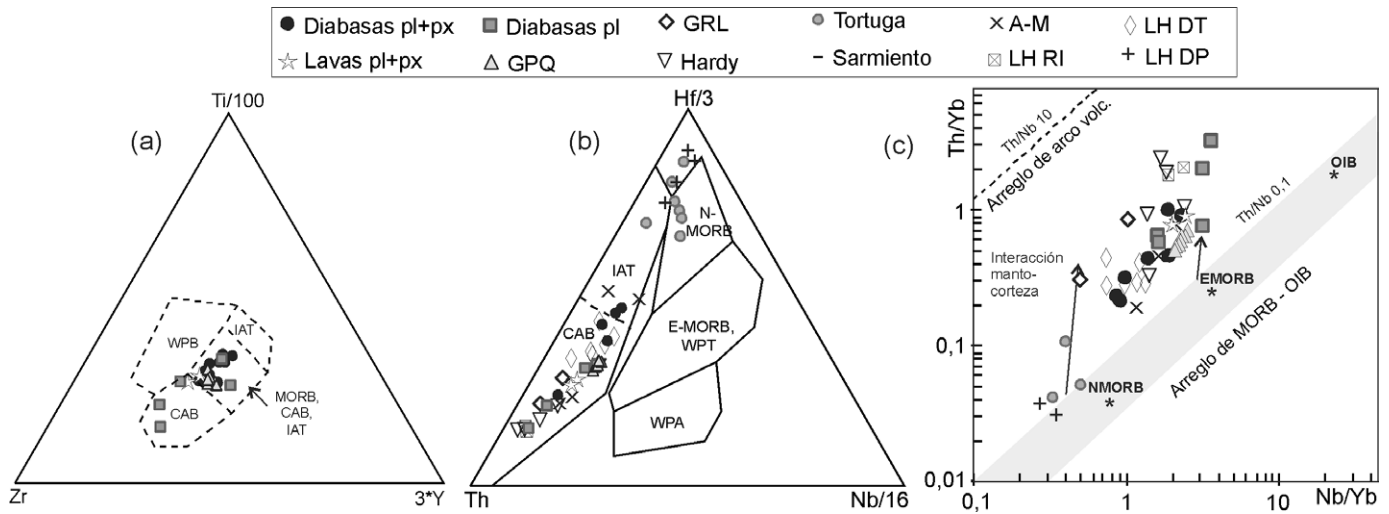


Figura 15: Diagramas de ambiente tectónico a) de Pearce y Cann (1973); b) de Wood (1980) y c) de Pearce (2008) (mismas referencias que en figuras 11 y 12).

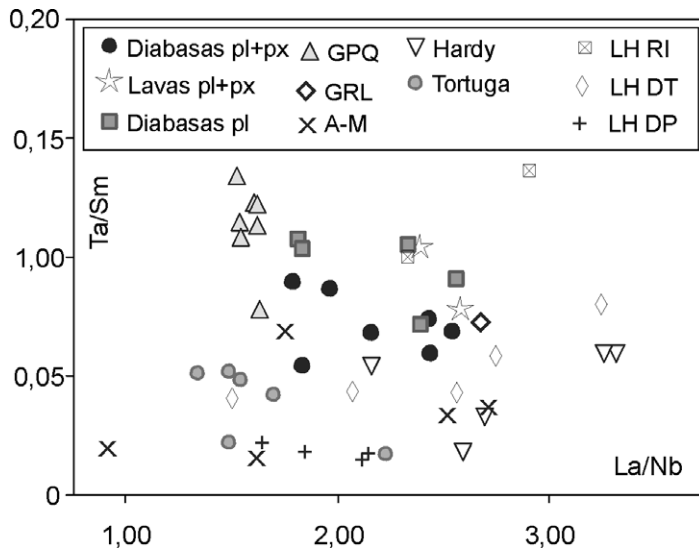


Figura 16: Razones La/Nb vs. Ta/Sm para las distintas variedades petrográficas analizadas en este trabajo y otras unidades máficas de la cuenca marginal y arco magmático (mismas referencias que en figuras 11 y 12).

y REEt que sus equivalentes intrusivos (Figs. 11 y 12, Cuadro 1). Esto sugiere que podrían representar líquidos levemente más diferenciados a partir de un mismo magma parental. En parte, la diferenciación podría explicarse mediante fraccionamiento de piroxeno, dado que esta fase tiende a incorporar MREE y HREE respecto a LREE. Se mencionó previamente que la escasa a nula anomalía en Eu (Fig. 14, Cuadro 1) sugiere que la participación de plagioclasa en la asociación fraccionante no ha sido importante. Bruhn *et al.* (1978) compararon las lavas y filo-

nes máficos intercalados en la Formación Lemaire en la sierra Alvear y concluyeron que las primeras tienen mayor contenido de SiO₂, Al₂O₃, Sr y Ce_N/Yb_N, y menor FeOt, MgO, CaO e Yb_N que los filones. Nada de eso se observa entre las lavas y filones de piroxeno estudiadas en este trabajo, excepto por el mayor contenido de Al₂O₃ y, aunque muy sutil, de Ce_N/Yb_N (Cuadro 1).

Se destaca, por otro lado, que los filones situados al sur de la figura 9 (171 y 191 en el Cuadro 1), emplazados en la Formación Lemaire, son equivalentes químicamen-

te a las diabasas de plagioclasa y piroxeno de los tres sectores estudiados en este trabajo.

Correlación con otras unidades

La cuenca marginal Rocas Verdes registra una etapa más avanzada de evolución en su extremo sur que en su extremo norte. Es así que los remanentes ofiolíticos a los ~56° LS (Complejo Tortuga) poseen un carácter más oceánico (geoquímica similar a MORB) que aquellos a los ~54° LS y 51° LS (Complejos Capitán Aracena y Sarmiento, respectivamente), estos últimos con una geoquímica transicional entre toleitas continentales y oceánicas (Saunders *et al.* 1979, Stern 1980, Stern y de Wit 2003, Calderón *et al.* 2013). Basaltos del Complejo Tortuga próximos al arco magmático poseen una fuerte impronta de éste (Miller *et al.* 1994). Storey y Alabaster (1991) discriminaron basaltos del Complejo Larsen Harbour en tres estadios evolutivos: basaltos de rift inicial con características de intraplaca (Th/Ta ~10 y Ta/Sm 0,15), basaltos de deriva temprana (Th/Ta ~5 y Ta/Sm 0,06) y basaltos del estadio principal de expansión oceánica (Th/Ta ~1,1 y Ta/Sm 0,02), en base a las relaciones Th/Ta y Ta/Sm que reflejan una medida del enriquecimiento en LILE respecto a HFSE y diferencias de composición de la fuente y/o grado de fusión parcial, respectivamente. De acuerdo a Bruhn *et al.* (1978) las ro-

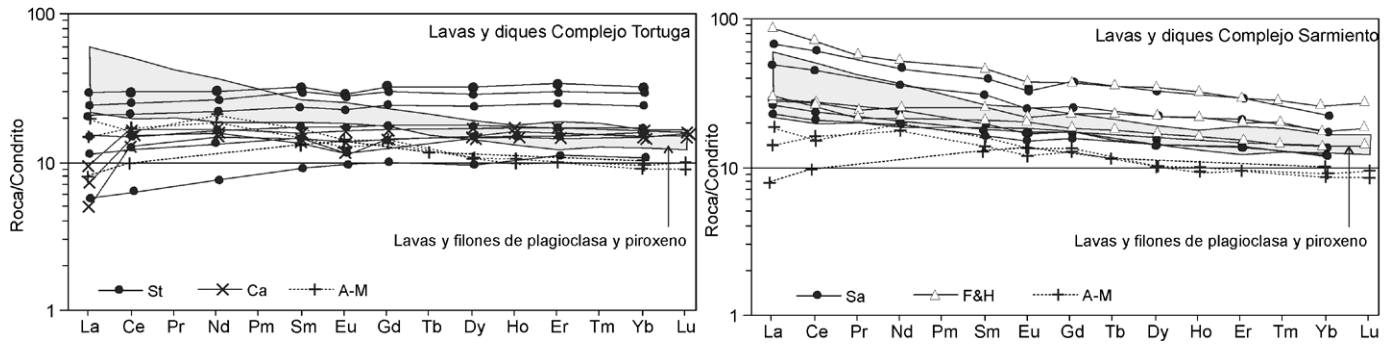


Figura 17: Diagramas de REE normalizados a condrito (Sun y McDonough 1989) de los Complejos Tortuga (St: Stern 1980, Ca: Calderón *et al.* 2013) y Sarmiento (Sa: Saunders *et al.* 1979, F&H: Fildani y Hessler 2005) y de basaltos intercalados en las Formaciones Yahgán y Hardy próximos a los remanentes ofiolíticos (A-M: Avendaño 2008, Miller *et al.* 1994), comparados con los basaltos de plagioclasa y piroxeno de este trabajo.

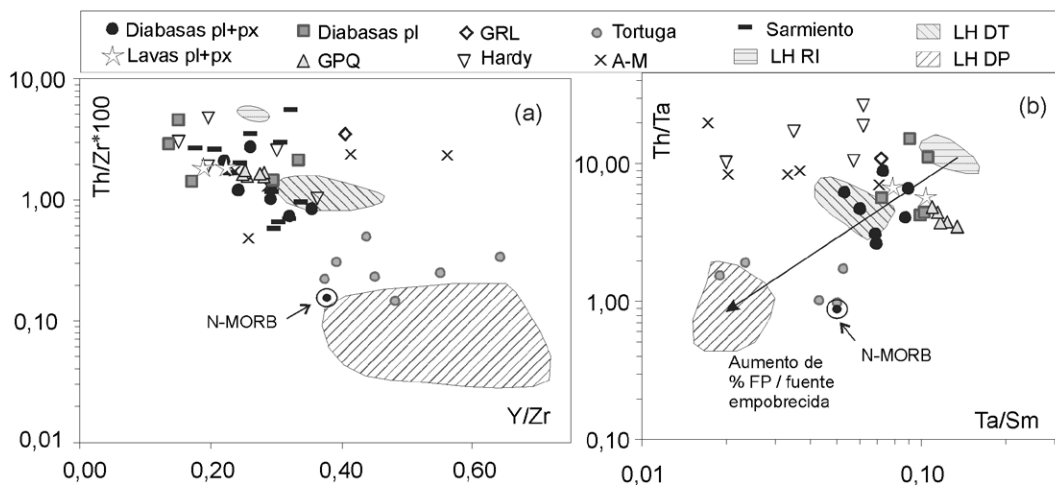


Figura 18: Cocientes Y/Zr vs. Th/Zr (a) y Ta/Sm vs. Th/Ta (b). Se utilizan las mismas referencias que en figuras 11 y 12. Además, se muestra la composición del N-MORB de Sun y McDonough (1989). a) Modificado de Fitton *et al.* (1995); b) Modificado de Storey y Alabaster (1991).

cas efusivas básicas que bordean la cuenca marginal intercaladas en la Formación Lemaire son afines geoquímicamente con el arco magmático, mientras que los filones y diques que intruyen a esta formación se asocian con el magmatismo toleítico de la cuenca marginal, durante las etapas iniciales de su apertura. En este trabajo no hemos encontrado esta distinción sino que tanto lavas como filones capa y diques de plagioclasa y piroxeno son unidades cogenéticas (ver sección anterior). Las evidencias que plantean Bruhn *et al.* (1978), Stern (1980) y González Guillot *et al.* (2010) sobre un origen durante la etapa inicial de apertura de la cuenca marginal para filones y diques emplazados en la Formación Lemaire (en otros sectores de los Andes Fueguinos y Patagónicos) incluyen una mayor afinidad geoquímica con la porción menos evolucionada del cinturón ofiolítico (extremo norte, $\sim 51^\circ$ LS), la presencia de componentes de subducción en su fuente mantélica, y el hecho

de estar alojados en corteza continental. Esa última situación y las evidencias de depositación/intrusión simultánea con la Formación Lemaire indican que las lavas y filones de diabasa de plagioclasa y piroxeno-plagioclasa estudiados en este trabajo tuvieron asimismo su origen durante las etapas iniciales del rifting. Desde el punto de vista geoquímico, estas rocas también poseen mayor afinidad con la porción menos evolucionada de la cuenca Rocas Verdes, que con su porción más evolucionada. El patrón de tierras raras normalizadas de lavas y diabasas de piroxeno y plagioclasa es similar al del Complejo Sarmiento y diferente al del Complejo Tortuga, con enriquecimiento de LREE y mayores contenidos de REE totales (Fig. 17). En particular se destacan, tanto en los filones y lavas de plagioclasa y piroxeno como en los Complejos Sarmiento, Capitán Aracena y Larsen Harbour (basaltos de deriva temprana), menores relaciones Ti/Zr e Y/Zr , y

mayores relaciones Th/La , Th/Nb , Th/Ta , Ta/Sm , La_N/Yb_N , La_N/Sm_N y Ce_N/Yb_N que en el Complejo Tortuga y basaltos de deriva principal del Complejo Larsen Harbour (Cuadro 2, ver también Figs. 11, 12a y 18). En términos de los cocientes Th/Ta y Ta/Sm , cuyo significado se explicó más arriba, es claro que las lavas y diabasas de plagioclasa y piroxeno son composicionalmente idénticas al estadio de deriva temprana del Complejo Larsen Harbour (Fig. 18b, Cuadro 2), mientras que el Complejo Tortuga es equivalente al estadio principal de expansión (Fig. 18b, Cuadro 2). Las variaciones en los cocientes de elementos altamente incompatibles con coeficiente de partición global similares, como Ti/Zr , Y/Zr , Th/La , Th/Nb y Th/Ta , indican que las lavas y diabasas de plagioclasa y piroxeno se han generado en una fuente diferente a la de los Complejos Tortuga y Larsen Harbour (basaltos de deriva principal). Una mayor relación Y/Zr en estos últimos (Fig.

CUADRO 2: Cocientes de elementos traza de basaltos de la Fm. Lemaire, Rocas Verdes, arco magmático y Gabro Puente Quemado (GPQ).

	Fm. Lemaire ¹		Rocas Verdes							
	Variedades pl-px		C. Tortuga ²		C. Sarmiento ³		Cap. Aracena ²		LH IR ⁴	
	rango	prom.	rango	prom.	rango	prom.	rango	prom.	rango	prom.
Ti/Zr	61-111	80,5	128-145	138	44-103	76	57-112	90,5	37-46	41,5
Y/Zr	0,19-0,35	0,27	0,37-0,64	0,50	0,18-0,44	0,28	0,27-0,43	0,34	0,25-0,27	0,26
Th/La	0,09-0,22	0,15	0,02-0,15	0,07	0,05-0,50	0,25	-	-	0,30-0,43	0,37
Th/Nb	0,23-0,53	0,34	0,05-0,27	0,12	0,17-1,50	0,77	-	-	0,87-0,99	0,93
Th/Ta	3,0-9,0	5,3	1,0-2,0	1,3	-	-	-	-	9,0-14,6	10,0
Ta/Sm	0,05-0,10	0,08	0,02-0,05	0,03	-	-	-	-	0,10-0,16	0,15
La/Yb(N)	1,37-4,13	2,57	0,35-0,84	0,58	1,51-3,08	2,15	0,95-3,62	2,01	3,08-4,92	4,00
La/Sm(N)	1,12-2,38	1,66	0,36-0,65	0,54	1,14-3,59	1,7	0,93-2,02	1,45	2,18-3,06	2,62
Ce/Yb(N)	1,26-3,50	2,32	0,89-1,09	1,01	1,53-2,75	2,16	0,97-3,07	1,84	2,62-4,06	3,34

	Rocas Verdes				Arco magmático		GPQ ¹	
	LH ED4		LH MD4		Fm. Hardy ⁵		rango	prom.
	rango	prom.	rango	prom.	rango	prom.		
Ti/Zr	86-110	93,5	89-141	111,6	30-80	52	62-66	65
Y/Zr	0,31-0,45	0,36	0,38-0,71	0,54	0,15-0,36	0,24	0,25-0,28	0,26
Th/La	0,11-0,18	0,15	0,02-0,06	0,03	0,10-0,44	0,26	0,15-0,17	0,16
Th/Nb	0,22-0,59	0,34	0,03-0,13	0,07	0,25-1,43	0,77	0,24-0,27	0,25
Th/Ta	3,9-7,8	5,0	0,5-2,0	1,1	10,0-25,4	16,6	3,5-5,8	4,2
Ta/Sm	0,04-0,08	0,06	0,02	0,02	0,02-0,06	0,05	0,08-0,13	0,11
La/Yb(N)	1,24-1,86	1,58	0,21-0,48	0,40	2,59-4,45	3,48	2,36-2,76	2,54
La/Sm(N)	1,09-1,40	1,23	0,30-0,48	0,41	1,34-2,47	1,90	1,76-1,98	1,90
Ce/Yb(N)	1,22-1,95	1,68	0,31-0,66	0,53	2,20-3,45	2,85	1,96-2,29	2,14

Variedades pl-px: diabasas y lavas de plagioclasa y piroxeno.

1: este trabajo, 2: Calderón *et al.* (2013), 3: Saunders *et al.* (1979), Stern (1980), Fildani y Hessler (2005), 4: C. Larsen Harbour, RI rift inicial, DT deriva temprana, DP deriva principal de Storey y Alabaster (1991), 5: Miller *et al.* (1994). Factor de normalización de REE: condrito CI de Sun y McDonough (1989).

18a) podría implicar una fuente más somera (Iherzolita de espinela o plagioclasa) (Fitton *et al.* 1995), por mayor desarrollo del rift, adelgazamiento de litósfera y subsecuente ruptura, mientras que menores valores de Th/Zr reflejan menor interacción del magma con corteza o litósfera continental. De todos modos, no hay diferencias en los contenidos de HREE entre los Complejos Tortuga y Sarmiento, ni con las diabasas de piroxeno y plagioclasa de la Formación Lemaire (Fig. 17), lo que implica generación de magmas a una misma profundidad (somera) pero en una fuente enriquecida en LREE para las últimas dos.

Los basaltos del rift inicial del Complejo Larsen Harbour son más afines químicamente con las diabasas de plagioclasa descritas en este trabajo, en términos de contenidos de Zr, Ti, Th, Nb, Hf y cocientes Ti/Zr, Nb/Y, Th/Nb, Th/Zr, Ta/Sm y Th/Ta (Figs. 11, 12a, 15, 16 y 18), lo cual implicaría que poseen mayor partici-

pación cortical en su génesis respecto a las diabasas y lavas de piroxeno y plagioclasa. Si bien las lavas y diabasas de piroxeno y plagioclasa poseen características transicionales entre un arco magmático y MORB (ver Geoquímica), su composición muestra diferencias significativas con la Formación Hardy (c.f. origen en arco magmático). Por ejemplo, esta última no muestra comportamientos transicionales en los diagramas de ambiente tectónico (Fig. 15), sigue un tren calco-alcalino en el diagrama Zr-Ti (Fig. 12a), posee menores contenidos de FeO_T y MgO (para igual Zr), menores relaciones Ti/Zr y Ta/Sm, y, en promedio, mayores cocientes de La/Nb, Th/Ta y La_N/Yb_N (Cuadro 2, Figs. 15, 16 y 18b).

En resumen, el enriquecimiento en LILE y LREE en las lavas y filones de plagioclasa y piroxeno (Figs. 13, 14), picos negativos en Nb y Ta en el diagrama araña, características observables también en el Complejo Sarmiento (Calderón *et al.*

2007), y los diagramas de ambiente tectónico (Fig. 15), sugieren aportes de componentes de subducción a su fuente, en un estadio temprano en la etapa de rifting en el que el arco magmático se encontraba aún próximo a esta región, o bien heredados de eventos subductivos previos, o incluso por aporte cortical, esto último especialmente en las variedades de plagioclasa. Esta situación es característica de ambientes bajo extensión con litósfera atenuada, donde típicamente se da un magmatismo bimodal basáltico-riolítico (*e.g.* Pearce 1996), como ocurre en la Formación Lemaire.

La composición de las lavas y filones de plagioclasa-piroxeno es además idéntica a la de filones del Gabro Rancho Lata (Figs. 11, 12a, 15, 16 y 18, González Guillot *et al.* 2010), emplazado en la Formación Lemaire más al este de la figura 3 (ver ubicación en Fig. 1).

Aún queda establecer una correlación entre el Gabro Puente Quemado (GPQ) y

alguna de las unidades máficas de la región. Villar *et al.* (2007) vincularon a este gabro con las ofiolitas de la cuenca Rocas Verdes y con las rocas básicas de la sierra Alvear y la diabasa del monte Olivia (Fig. 3). Sin embargo, se ha demostrado en una sección previa que no existe afinidad petrográfica ni química entre el GPQ y las demás rocas básicas al norte del canal Beagle. Tampoco es posible una correlación con rocas del arco magmático del Jurásico Superior - Cretácico Inferior, como ser la Formación Hardy (Miller *et al.* 1994) o los gabros con hornblenda pre-tectónicos que afloran al sur del canal Beagle (Suárez *et al.* 1985) o del Batolito Sur Patagónico (Hervé *et al.* 2007), dadas las diferentes tendencias, toleítica y calco-alcalina para el GPQ y las unidades del arco, respectivamente (Fig. 12a), junto a mayores contenidos de FeOt y menor Al₂O₃ en el GPQ. El GPQ posee además mayor contenido de Nb, Yb_N y razón Ta/Sm, y en general menores razones La/Nb, Th/La, Th/Nb, Th/Ta, La_N/Yb_N y Ce_N/Yb_N (Figs. 16, 18b y Cuadro 2). Katz y Watters (1966) citaron filones básicos alojados en la Formación Yahgán al sur del canal Beagle, en el centro de la isla Navarino (Fig. 1), con hornblenda, intercrecimientos cuarzo-feldespato ácido y apatita, además de piroxeno y plagioclasa. Al menos desde el punto de vista petrográfico, dado que no existen datos químicos de esas rocas, los filones de Navarino serían las únicas rocas comparables al GPQ.

Condiciones de depositación de la Formación Lemaire

Hanson y Wilson (1991) propusieron que durante la depositación de la Formación Lemaire el ambiente tenía un relieve importante, permitiendo que algunos conductos de alimentación emergieran del nivel del mar o fueran bastante someros. Esta paleotopografía habría facilitado el desarrollo de flujos piroclásticos calientes, como los detectados en este trabajo (ignimbritas ácidas, flujos de escoria básicos), que de otra manera se habrían mezclado con agua de mar y redepositado como flujos piroclásticos fríos. De todos modos, se han citado ejemplos de flujos

piroclásticos calientes aún en aguas profundas (Kokelaar y Busby 1992, Kano *et al.* 1994). Sin embargo, la falta de indicadores de emplazamiento caliente en la mayoría de los depósitos, tanto ácidos como básicos, sugiere que el transporte primario (soportado por gas) del material piroclástico rápidamente interactuaba con el agua de mar dando como resultado depósitos de flujos piroclásticos sin eruptivos resedimentados, principalmente flujos de detritos, corrientes de turbidez y de sedimentación de partículas en suspensión para los depósitos más finos y bien seleccionados.

Por otro lado, muchos de los filones capa de diabasa intruidos en la Formación Lemaire, como así también las intrusiones riolíticas, muestran evidencias de intrusión en sedimento no consolidado (peperitas), indicando que su intrusión ocurrió en niveles someros y fue contemporánea con la sedimentación de la unidad encajante. Además, la presencia de vesículas en muchos de ellos, es otra evidencia a favor de un emplazamiento somero, situación que explicaría la dominancia de filones capa básicos respecto a diques. Hanson y Wilson (1993) propusieron que los magmas ácidos (y también básicos) de la Formación Lemaire debieron poseer baja viscosidad (en comparación con muchas erupciones riolíticas subaéreas) para formar y preservar peperitas de grandes extensiones e intrusiones de alta relación superficie:volumen. La retención de volátiles, causada por el peso de la columna de agua y sedimentos por encima, pudo haber favorecido la baja viscosidad de los magmas. Más detalle sobre la formación de peperitas en intrusiones hipabisales submarinas puede encontrarse en Hanson y Wilson (1993). El hecho de que algunas intrusiones riodacíticas corten a filones de basalto (Fig. 5) es otro indicador de que el magmatismo básico, tanto filones como lavas, y el ácido fueron contemporáneos.

Posición estratigráfica de las rocas básicas

Se ha mencionado en la literatura geológica que las rocas básicas como las estu-

diadas aquí se alojan tanto en el basamento pre-Jurásico como en las Formaciones Lemaire y Yahgán. De particular interés resulta su presencia en la Formación Yahgán, la más joven de las unidades hospedantes. El origen de los filones básicos que flanquean la cuenca marginal durante los estadios iniciales de su formación (excluido el Gabro Puente Quemado), tal como se discutió en una sección anterior, pone en duda que tales rocas puedan cortar a la Formación Yahgán, la cual representa el estadio más avanzado del desarrollo de la cuenca marginal. Por ese motivo, tampoco podrían cortar a su equivalente lateral, la Formación Beauvoir.

Las observaciones en el área de estudio muestran que todas las rocas básicas de las variedades de plagioclasa y de piroxeno-plagioclasa se intruyen o se intercalan únicamente en la Formación Lemaire y que las Formaciones Yahgán y Beauvoir apoyan en contacto tectónico por encima de esta secuencia, desprovistas de estas rocas (Figs. 3, 5, 8 y 9). Esto es válido incluso para la diabasa al pie del monte Olivia, originalmente citada como una intrusión en la Formación Yahgán (*e.g.* Kranck 1932, Quartino *et al.* 1989). Varias transectas realizadas fuera del área de estudio en los montes Martial, sierras Sorondo y Alvear, confirman la ausencia de rocas ígneas básicas en estas dos unidades, y por el contrario, la presencia de innumerables intrusiones básicas en la Formación Lemaire. Por su parte, Stern (1980), Wilson (1991) y Hanson y Wilson (1993) también encontraron que intrusiones hipabisales de basalto cortan a la Formación Lemaire pero no a las unidades suprayacentes (Yahgán y equivalentes) en la sierra Alvear (Argentina) y región de Última Esperanza, Chile (51° LS).

Una excepción a lo anterior es el Gabro Puente Quemado, pero se ha demostrado en una sección anterior que éste es una unidad independiente, diferente petrográfica y químicamente de las demás rocas básicas de las sierras Alvear, Sorondo y Vinciguerra, y posiblemente más moderna. No obstante, se han mencionado otros ejemplos en el flanco sur de la cuenca marginal de filones básicos alojados

en la Formación Yahgán que requieren una explicación dentro de este contexto. Se descartan en la discusión siguiente los filones que describieron Katz y Waters (1966) en la isla Navarino por su posible filiación con el Gabro Puente Quemado (ver sección “Correlación...”). Suárez (1977), Miller *et al.* (1994) y Avendaño (2008) citaron lavas y filones básicos vinculados a la cuenca Rocas Verdes, alojados en las Formaciones Yahgán y Hardy al sur del canal Beagle, próximos a los remanentes ofiolíticos. De acuerdo a Suárez (1977) estos basaltos son químicamente más afines a la porción más evolucionada de la cuenca (extremo sur, Complejo Tortuga), y por lo tanto representan pulsos tardíos del magmatismo básico de la cuenca marginal. Así, su yacencia en la Formación Yahgán podría explicarse por su posición sobre el eje de los remanentes de la cuenca, por ende más próximos a los centros de expansión oceánica. Por el contrario, Miller *et al.* (1994) indicaron que algunos basaltos ubicados entre el arco magmático contemporáneo y la cuenca marginal poseen leve enriquecimiento en LILE y LREE y pertenecen a pulsos iniciales de la cuenca. Nuevamente, si representan un estadio temprano en la evolución de la cuenca su intercalación en la Formación Yahgán resulta problemática. Los basaltos citados por Miller *et al.* (1994) y Avendaño (2008) muestran algunas diferencias químicas entre sí y con las lavas y diabasas de plagioclasa y piroxeno de las sierras Alvear, Sorondo y Vinciguerra. Comparados con estas últimas, poseen en general menores valores de Zr, Ti e Yb_N (Figs. 12a y 17 -muestras A-M-) y menores relaciones La_N/Yb_N y La_N/Sm_N (Fig. 17), mientras que los cocientes Zr/Ti son en unos casos similares y en otros muy inferiores (Fig. 11). Comparados con otras unidades de la región, muestran un patrón de REE plano a empobrecido en LREE, similar al Complejo Tortuga (Fig. 17), aunque poseen mayores relaciones Th/Zr, Th/Nb, Th/Ta, Ta/Sm (Fig. 18) más afines con el arco magmático (Formación Hardy). Por lo tanto, sus características poco evolucionadas, tal como describen Miller *et al.* (1994), podrían de-

berse más bien a mayor participación de componentes corticales y/o de subducción, por su proximidad al arco magmático, y no necesariamente a su génesis temprana en la evolución de la cuenca.

CONCLUSIONES

La proporción de facies epiclásticas finas respecto a facies volcánicas y volcanoclásticas en la Formación Lemaire aumenta de NNE a SSO, mientras que la distribución de rocas básicas en dicha unidad resulta indistinta a esa variación litológica. Se destaca además una gran abundancia de intercalaciones básicas en la Formación Lemaire. Estas rocas se presentan a modo de coladas, depósitos piroclásticos y volcanoclásticos, pero principalmente como intrusiones hipabisales, con dominancia de filones capa respecto a diques. Independientemente del modo y unidad en que se emplazan, se reconocen tres variedades petrográficas: una compuesta por clinopiroxeno y plagioclasa, otra con plagioclasa sin piroxeno y otra con hornblenda (más clinopiroxeno y plagioclasa), entre los componentes primarios. Las evidencias petrográficas y químicas indican que tanto lavas y filones de piroxeno y plagioclasa son cogenéticos, a diferencia de los resultados de Bruhn *et al.* (1978). Las diabasas de plagioclasa constituyen los bordes enfriados de variedades con piroxeno, o bien intrusiones independientes. Su variabilidad geoquímica indica que derivan de las anteriores posiblemente por asimilación cortical. El gran espesor de algunos filones (de las tres variedades), en particular aquellos con texturas faneríticas en el cordón Vinciguerra, sugiere una alta tasa de magmatismo concentrada en sectores localizados, posiblemente vinculada a discontinuidades tectónicas comunicadas con el manto.

Las lavas y filones de plagioclasa y piroxeno alojadas en la Formación Lemaire poseen una geoquímica más afín con los componentes menos evolucionados de la cuenca Rocas Verdes (Complejos Sarmiento, Capitán Aracena y basaltos de deriva temprana del Complejo Larsen Harbour), de acuerdo con lo planteado

por Bruhn *et al.* (1978) y Stern (1980). Su origen (y el de las variedades con plagioclasa) tuvo lugar durante la etapa inicial de rifting y atenuamiento litosférico, previo al desarrollo de los centros de expansión de la cuenca marginal, con aporte de componentes de subducción a la fuente mientras el arco magmático aún se encontraba cercano. La asimilación cortical también ha tenido participación en la diversificación de estos magmas, especialmente en las variedades de plagioclasa.

Las evidencias de campo muestran que al norte del canal Beagle, es decir, bordeando los remanentes de la cuenca marginal, las rocas básicas, tanto variedades de plagioclasa como piroxeno-plagioclasa, se intercalan o intruyen exclusivamente en la Formación Lemaire, sin afectar unidades suprayacentes (Formaciones Yahgán y Beauvoir), de acuerdo a su vez con su generación temprana en la evolución de la cuenca. Más al sur, a lo largo del eje de la cuenca marginal o hacia la transición con el arco magmático contemporáneo, en cambio, existen intrusiones básicas en las Formaciones Yahgán y Hardy pero con una geoquímica diferente.

Las variedades de plagioclasa-piroxeno y plagioclasa serían contemporáneas entre sí y con la Formación Lemaire, a juzgar por relaciones de campo, y por ende no requieren de una denominación formacional independiente. Así ambas variedades representan el magmatismo bimodal que caracteriza a esta unidad (*e.g.* Hanson y Wilson 1991). Por el contrario, el gabro con hornblenda del Puente Quemado es petrográfica y químicamente diferente a las demás rocas básicas, y dado que corta a la Formación Yahgán, representaría un evento magmático más moderno. Esta identidad propia del gabro merece tratarlo como una unidad independiente, así se sugiere el nombre formacional de Gabro Puente Quemado, siguiendo la denominación original de Villar *et al.* (2007).

AGRADECIMIENTOS

M. González Guillot agradece a J. Fede Ponce (CADIC), Sofi Llopiz (UNSJ), Ale Montes (CADIC), Tomy Luppó (UBA),

Fer Santiago (CADIC), Ariel Giamporzone (CADIC), Fede González (UNTDF), Juan Seco Pon (UNMDP), Mariano "Moto" Albano (UNMDP), Marina Arbetman (UNComa), Marcela Liljestrom (CADIC), Steve Daltrey, Pancho Zangrando (CADIC), Hernán DeAngelis (CADIC), Mariano Ferhmann (UNC), Luis Jara (UNC), Fede Zuck (UNTDF), Jesica Omar (UNLP) y Manuela Benítez (UNLP) por la asistencia en el campo. J.F. Ponce proveyó la topografía incluida en los mapas. Se agradece también al Parque Nacional Tierra del Fuego por permitir el trabajo de campo en su jurisdicción, y a los Técnicos Miguel Barbagallo (CADIC) y José L. Molina (INREMI, UNLP) por la confección de cortes delgados. Un especial agradecimiento al Prof. Nilson Francisquini Botelho y al Téc. Ricardo Lívio por su colaboración con las sesiones de microsonda en la Universidad de Brasilia, y a dos revisores anónimos que ayudaron a mejorar la calidad del manuscrito. Este trabajo fue en parte financiado por el FONCYT, PICT 2010-1937.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Alabaster, T. y Storey, B.C. 1990. Modified Goulf of California model for South Georgia, north Scotia Ridge, and implications for the Rocas Verdes back-arc basin, southern Andes. *Geology* 18: 497-500.
- Avendaño, V. 2008. Petrología del Complejo Ofolítico Tortuga, Magallanes Chile: evidencias de un metamorfismo cretácico inferior. Memoria para optar al título de grado, Universidad de Chile (inérita), 168 p., Santiago.
- Biddle, K., Uliana, M., Mitchum Jr., R., Fitzgerald, M. y Wright, R. 1986. The stratigraphic and structural evolution of the central and eastern Magallanes Basin, southern South America. En: Allen, P.A. y Homewood, P. (eds.) *Foreland Basins*. International Association of Sedimentologists Special publication 8: 41-61, Oxford.
- Broili, C., Klohn, M. y Odre, R. 2000. Exploration, Geology and mineral deposits in the Fin del Mundo project, Tierra del Fuego, Argentina. En: Sherlock, R. y Logan, M.A. (eds.) *VMS Deposits of Latin America*. Geological Association of Canada: 567-591, Ontario.
- Bruce, R., Nelson, E., Weaver, S. y Lux, D. 1991. Temporal and spatial variations in the Southern Patagonian Batholith; constraints on magmatic arc development. En: Harmon, R. y Rapela, C. (eds.) *Andean Magmatism and its tectonic setting*. Geological Society of America Special Paper 265: 1-12, Boulder.
- Bruhn, R.L. 1979. Rock structures formed during back-arc basin deformation in the Andes of Tierra del Fuego. *Geological Society of America Bulletin* 90: 998-1012.
- Bruhn, R.L., Stern, C.R. y 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: 32-46.
- Calderón, M., Hervé, F., Cordaní, U. y Massonne, H. 2007. Crust-mantle interactions and generation of silicic melts: insights from the Sarmiento Complex, southern Patagonian Andes. *Revista Geológica de Chile* 34: 249-275.
- Calderón, M., Prades, C., Hervé, F., Avendaño, V., Fanning, C., Massonne, H., Theye, T. y Simonetti, A. 2013. Petrological vestiges of the Late Jurassic-Early Cretaceous transition from rift to back-arc basin in southernmost Chile: New age and geochemical data from the Capitán Aracena, Carlos III, and Tortuga ophiolitic complexes. *Geochemical Journal* 47: 201-217.
- Caminos, R. 1980. Cordillera Fueguina. En: Turner, J. (coord.) *Segundo Simposio de Geología Regional Argentina*. Academia Nacional de Ciencias 2: 1463-1501, Córdoba.
- Cerredo, M., Menichetti, M., Remesal, M. y Tassone, A. 2008. Rheological control on the development of shear zones: a case study of the ophiolitic assemblages in central Tierra del Fuego, Argentina. 17° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 82, Jujuy.
- Dalziel, I., de Wit, M.F. y Palmer, K. 1974. Fossil marginal basin in the southern Andes. *Nature* 250: 291-294.
- Fildani, A. y Hessler, A. 2005. Stratigraphic record across a retroarc basin inversion: Rocas Verdes-Magallanes Basin, Patagonian Andes, Chile. *GSA Bulletin* 117: 1596-1614.
- Fitton, J., Saunders, A., Larsen, L., Fram, M., Demant, A. y Sinton, C. 1995. Magma sources and plumbing systems during break-up of the SE Greenland margin: preliminary results from ODP Leg 152. *Journal of the Geological Society of London* 152: 985-990.
- González Guillot, M. 2014. Magmatismo básico Jurásico-Cretácico de los Andes Fueguinos. 19° Congreso Geológico Argentino, T8 Petrología Ígnea y Metamórfica: 21, Córdoba.
- González Guillot, M., Acevedo, R. y Escayola, M. 2010. El gabro Rancho Lata: magmatismo mesozoico off-axis de la cuenca marginal Rocas Verdes en los Andes Fueguinos de Argentina. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 27: 431-448.
- Hanson, R. y Wilson, T. 1991. Submarine rhyolitic volcanism in a Jurassic proto-marginal basin; southern Andes, Chile and Argentina. En: Harmon, R. y Rapela, C. (eds.) *Andean Magmatism and its tectonic setting*. Geological Society of America Special Paper 265: 13-27, Boulder.
- Hanson, R. y Wilson, T. 1993. Large-scale rhyolite peperites (Jurassic, southern Chile). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 54: 247-264.
- Hervé, F., Pankhurst, R., Fanning, C., Calderón, M. y Yaxley, G. 2007. The South Patagonian Batholith: 150 my of granite magmatism on a plate margin. *Lithos* 97: 373-394.
- Holness, M. y Humphreys, M. 2003. The Traigh Bhàn na Sgùrra Sill, Isle of Mull: Flow Localization in a Major Magma Conduit. *Journal of Petrology* 44: 1961-1976.
- Kano, K., Orton, G. y Kano, T. 1994. A hot Miocene subaqueous scoria-flow deposit in the Shimane peninsula, SW Japan. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 60: 1-14.
- Katz, H.R. y 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: 323-359.
- Kay, S. y Mpodozis, C. 2002. Magmatism as a probe to the Neogene shallowing of the Nazca plate beneath the modern Chilean flat-slab. *Journal of South American Earth Sciences* 15: 39-57.
- Klepeis, K. 1994. Relationship between uplift of the metamorphic core of the southernmost Andes and shortening in the Magallanes foreland fold and thrust belt, Tierra del Fuego, Chile. *Tectonics* 13: 882-904.
- Klepeis, K., Betka, P., Clarke, G., Fanning, M., Hervé, F., Rojas, L., Mpodozis, C. y Thomson, S. 2010. Continental underthrusting and obduction during the Cretaceous closure of the

- Rocas Verdes rift basin, Cordillera Darwin, Patagonian Andes. *Tectonics* 29: TC3014, doi: 10.1029/2009TC002610.
- Kohn, M., Spear, F., Harrison, T. y Dalziel, I. 1995. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology and P-T-t paths from the Cordillera Darwin metamorphic complex, Tierra del Fuego, Chile. *Journal of Metamorphic Geology* 13: 251-270.
- Kokelaar, P. y Busby, C. 1992. Subaqueous explosive eruption and welding of pyroclastic deposits. *Science* 257: 196-201.
- Kranck, E.H. 1932. Geological investigations in the Cordillera of Tierra del Fuego. *Acta Geographica* 4: 1-231.
- Leake, B., Woolley, A., Arps, C., Birch, W., Gilbert, M., Grice, J., Hawthorne, F., Kato, A., Kisch, H., Krivovichev, V., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J., Maresch, W., Nickel, E., Rock, N., Schumacher, J., Smith, D., Stephenson, N., Ungaretti, L., Whittaker, E. y Youzhi, G. 1997. Nomenclature of amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the IMA. *American Mineralogist* 82: 1019-1037.
- Miller, C., Barton, M., Hanson, R. y Fleming, T. 1994. An Early Cretaceous volcanic arc / marginal basin transition zone, Peninsula Hardy, southernmost Chile. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 63: 33-58.
- Morimoto, N. 1989. Nomenclature of Pyroxenes. *Canadian Mineralogy* 27: 143-156.
- Olivero, E. y Malumián, N. 2007. Mesozoic-Cenozoic stratigraphy of the Fuegian Andes, Argentina. *Geologica Acta* 6: 5-18.
- Olivero, E. y Martinioni, D. 2001. A review of the geology of the Argentinian Fuegian Andes. *Journal of South American Earth Sciences* 14: 175-188.
- Olivero, E., Acevedo, R. y Martinioni, D. 1997. Geología del Mesozoico de Bahía Ensenada, Tierra del Fuego. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 52: 169-179.
- Pankhurst, R. y Rapela, C. 1995. Production of Jurassic rhyolites by anatexis of the lower crust of Patagonia. *Earth and Planetary Science Letters* 134: 23-26.
- Pankhurst, R.J., Riley, T.R., Fanning, C.M. y 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: 605-625.
- Pearce, J. 1996. A User's guide to basalt discrimination diagrams. En: Wyman, D. (ed.) *Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks: Applications for Massive Sulphide Exploration*. Geological Society of Canada, Short Course Notes 12: 79-113.
- Pearce, J. 2008. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and search for Archean oceanic crust. *Lithos* 100: 14-48.
- Pearce, J. y Cann, J. 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analysis. *Earth and Planetary Science Letters* 19: 290-300.
- Quartino, B., Acevedo, R. y 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: 328-335.
- Rollinson, H.R., 1993. *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. Longman Scientific and Technical, 352 p., London.
- Saunders, A., Tarney, J., Stern, C. y Dalziel, I. 1979. Geochemistry of Mesozoic marginal basin floor igneous rocks from southern Chile. *GSA Bulletin* 90: 237-258.
- SERNAGEOMIN. 2003. Mapa Geológico de Chile. Servicio Nacional de Geología y Minería 4. Santiago. CD-ROM versión 1.0.
- Shervais, J. 1982. Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth and Planetary Science Letters* 59: 101-118.
- 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: 955-966.
- Stern, C.R. y Elthon, D.L. 1979. Vertical variations in the effects of hydrothermal metamorphism in Chilean ophiolites: Their implications for ocean floor metamorphism. *Tectonophysics* 55: 179-213.
- Stern, C.R. y 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. y Robinson, P. (eds.) *Ophiolites in Earth History*. Geological Society of London Special Publication 218: 665-683, Bath.
- Storey, B. y Alabaster, T. 1991. Tectonomagmatic controls on Gondwana break-up models: Evidence from the proto-Pacific margin of Antarctica. *Tectonics* 10: 1274-1288.
- 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. y Pettigrew, T.H. 1976. An upper Mesozoic island-arc back-arc system in the southern Andes and South Georgia. *Geological Magazine* 113: 305-400.
- Suárez, M., Hervé, M. y Puig, A. 1985. Hoja Isla Hoste e islas adyacentes, XII Región. *Carta Geológica de Chile* 1:250.000, 65. Servicio Nacional de Geología y Minería, 113 p., Santiago.
- Suárez, M., Puig, A., y Hervé, M. 1986. K-Ar dates on granitoids from Archipiélago Cabo de Hornos, southernmost Chile. *Geological Magazine* 123: 581-584.
- Sun, S. y McDonough, W. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. En: Saunders, A. y Norry, M. (eds.) *Magmatism in Ocean Basins*, Geological Society of London Special Publication 42: 313-345.
- Torres Carbonell, P. y Dimieri, L. 2013. Cenozoic contractional tectonics in the Fuegian Andes, southernmost South America: a model for the transference of orogenic shortening to the foreland. *Geologica Acta* 11: 331-357.
- Villar, L., Acevedo, R. y Lagorio, S. 2007. The Puente Quemado gabbro, to the west of Ushuaia, Tierra del Fuego, Argentina. *International Congress on the Geology and Geophysics of the Southern Hemisphere (GeoSur)*, Actas 1: 172, Santiago de Chile.
- Wilson, T.J. 1991. Transition from back-arc to foreland basin development in the southernmost Andes: stratigraphic record from the Última Esperanza District, Chile. *GSA Bulletin* 103: 98-111.
- Wood, D. 1980. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. *Earth and Planetary Science Letters* 50: 11-30.

Recibido: 26 de agosto, 2014

Aceptado: 13 de enero, 2016