FACULTAD DE CIENCIAS NATURALES Y MUSEO UNIVERSIDAD NACIONAL DE LA PLATA





Director: Isidoro Bernardo Schalamuk

Co-Director: Rogelio Daniel Acevedo

La Plata, 2009

A mi familia (papá, mamá y Silvina) a Paula, por su amor y paciencia y a los amigos...

AGRADECIMIENTOS

En primer lugar quiero agradecer especialmente a los directores, tanto de tesis como de la beca concedida por el CONICET, los Dres. Mónica Escayola, Isidoro Schalamuk y Rogelio Acevedo, quienes fueron una guía fundamental para realizar este trabajo y contribuyeron enormemente a mejorar su calidad.

También deseo agradecer:

- A los Dres. Joaquín Proenza (Universitat de Barcelona) y Marcio Martins Pimentel (Instituto de Geociências, Universidade de Brasilia) por facilitar los análisis de microsonda electrónica e isotópicos, y por sus comentarios constructivos. Al Dr. Ignacio Subías (Universidad de Zaragoza) por realizarme fotomicrografías retrodispersadas de secciones pulidas en el SEM.
- A los Dres. Matías Ghiglione (UBA), Daniel Martinioni (CADIC), Marco Menichetti (Universidad de Urbino), Guillermo Corretgé (Universidad de Oviedo), Cees van Staal (Geological Survey of Canada), Joan Reche (Universitat Autónoma de Barcelona), Alejandro Tassone (UBA), Alejandro Ribot (UNLP), Eduardo Olivero (CADIC), Eduardo Llambías (UNLP) por sus comentarios y discusiones que también ayudaron a mejorar la calidad del trabajo.
- Al Dr. Alejandro Tassone por colaborar con uno de los trabajos de campo.
- Al Dr. Jorge Rabassa (CADIC) por sus comentarios y revisión de parte de esta Tesis (geomorfología glaciaria).
- A los Lic. Pablo Torres Carbonell (CADIC) y Daniel Martinioni (CADIC) por haberme facilitado algunas muestras de roca para estudios comparativos.
- Al Lic. Juan Carlos Gómez, quién ha colaborado en las tareas de georreferenciamiento de imágenes satelitales y fotos aéreas.
- A los compañeros de las numerosas salidas de campo: Gabriel Chianelli Seraphim, Tomi Luppo, Pancho Zangrando, Fernando Santiago, Germán Cabrera, Julieta Balderramas y Paulo Gea, Berna Urtubey, Ester Verdún, Marcos Cister, Juan Ponce, Juan Pérez, Paula Sotelano, Daniel Acevedo, Fede Tapella, Fede Ponce, Cecilia Ávalos, Ale Castro, Ale Valenzuela y Morgan.
- A los amigos del INREMI, quienes ayudaron con las observaciones en el microscopio calcográfico.
- A José Luis Molina (INREMI) y Álvar Sobral (CADIC) por la confección de secciones pulidas y cortes delgados.
- A la Subsecretaría de Planeamiento de TdF (Geóg. Mat. Roberto Aguero) por facilitarme las fotografías aéreas utilizadas para el mapeo en el campo.
- A los directivos del CETMIC, donde he realizado parte de los procesamientos de las muestras estudiadas.

- A los Dres. Calvin Miller (Vanderbilt University), Eric Nelson (Colorado School of Mines) y Marcelo Solari (Universidad de Chile) por colaborar en la recopilación bibliográfica.
- A los amigos de la facultad, por su calidez y hospitalidad: Joaquin Maltas y fila, Seba Sgoifo y fila, Paulina Abre y Gonzalo, Valentín Vázquez y Ceci, Guille Canioni, Flor Orsini, Alina Críncoli y Ariel, Ale Castilla y fila, Seba Martino y fila. También a Luis Guarracino y Flor Damonte. A los amigos de Ushuaia y de la infancia. Y al tren del éxito (con Joqui y la Gringa) que dio el primer paso para lograr este trabajo.
- A mi familia y Paula por su apoyo en todo momento.

ÍNDICE

Agradecimientos

Resumen

Capitulo 1- Introducción	1			
Capitulo 2- Aspectos Geográficos	5			
2.1- Ubicación y generalidades del área de estudio				
2.2- Influencia de las glaciaciones en la geomorfología y otros				
aspectos de TdF	7			
2.3- Clima	10			
2.4- Biota	11			
Capitulo 3- Metodología de Trabajo	14			
3.1- Introducción	14			
3.2- Trabajos de gabinete y laboratorio	14			
3.2.a- Interpretación de mapas aeromagnéticos	14			
3.2.b- Tratamiento de imágenes satelitales y fotos aéreas	17			
3.2.c- Microscopía petro y calcográfica	19			
3.2.d- Técnicas analíticas para análisis geoquímicos de roca total	21			
3.2.e- Técnicas analíticas para análisis isotópicos	21			
3.2.f- Técnicas analíticas para análisis geocronológicos	22			
3.2.g- Microsonda electrónica	22			
3.3- Trabajo de campo	22			
Capitulo 4- Geologia Regional	25			
4.1-Introducción	25			
4.2- Antecedentes	25			
4.3- Estratigrafia	28			
4.4- Evolución tectónica	43			
Capítulo 5- Las Rocas Plutónicas de Tierra del Fuego	54			
5.1- Introducción	54			
5.2- El Batolito Patagónico Austral	56			
5.3- Generalidades de los afloramientos de la provincia de TdF	60			
Capítulo 6- Plutón Diorítico Moat	64			
6.1- Introducción	64			
6.2- Geología del PDM	65			
6.2.a- Descripción litológica y petrográfica	67			
6.2.b- Relaciones mutuas entre los tipos litológicos	75			
6.2.c- La roca de caja y tipos de contacto	79			
6.3- Geoquímica de roca total	80			
6.4- Química mineral	85			
6.4.a- Características de las principales fases minerales	85			
6.4.b- Parámetros físicos de la cristalización	92			
6.4.b.1- Presión	92			
6.4.b.2- Temperatura	97			
6.4.b.3- Fugacidad de oxígeno	101			
6.5- Geoquímica isotópica	103			

6.6- Metamorfismo de contacto	104				
Capítulo 7- Sector Estancia Túnel y Península Ushuaia					
7.1- Introducción	107				
7.2- Antecedentes	109				
7.3- Geología de los plutones	110				
7.3.a- Sector Ea. Túnel	110				
7.3.a.1- Descripción litológica y petrográfica	111				
7.3.b- Sector península Ushuaia	123				
7.3.b.1- Hombelndita Ushuaia (MPF)	124				
7.3.b.2- La Suite calco-alcalina de la Península Ushuaia	125				
7.3.c- Relaciones entre los distintos tipos litológicos	129				
7.3.c.1- Ea. Túnel	129				
7.3.c.2- Península Ushuaia	134				
7.4- Geoquímica de roca total	138				
7.5- Química mineral	147				
7.5.a- Características de las principales fases minerales	147				
7.5.b- Parámetros físicos de la cristalización	151				
7.5.b.1- Presión	151				
7.5.b.2- Temperatura	152				
7.6- Metamorfismo de contacto	153				
Capítulo 8- Cerro Jeu-Jepén	156				
8.1- Introducción	15 6				
8.2- Antecedentes	157				
8.3- El cuerpo intrusivo del Cerro Jeu-Jepén	158				
8.3.a- Descripción litológica y petrográfica	159				
8.3.b- El perfil geológico y las relaciones mutuas entre las					
distintas litologías	169				
8.3.c- Enjambres de autolitos	170				
8.3.d- Facies con granate	171				
8.3.e- El techo de la intrusión	172				
8.4- Geoquímica de roca total	173				
8.5- Química mineral	176				
8.5.a- Caracteristicas de las principales fases minerales	176				
8.5.b- Parámetros físicos de la cristalización	182				
8.5.b.1- Presión	182				
8.5.b.2- Temperatura	183				
Capitulo 9- Intrusivo del Monte Kranck	184				
9.1- Introducción	184				
9.2- El Intrusivo del Monte Kranck	186				
9.2.a- Descripción litológica y petrográfica	186				
9.2.b- La roca de caja y el metamorfismo de contacto	199				
9.2.c- El mapa geológico y las relaciones mutuas entre las					
distintas litologias	200				
9.2.d- Comentarios sobre el Gabro 12	201				
9.2.e- Breve reseña petrogenética en base a las características					
petrográficas	202				
9.3- Estructura	203				

9.4- Geoquímica de roca total	204
9.5- Los diques del Cerro Rodríguez	207
Capítulo 10- Sector Cerro Trapecio	211
10.1- Introducción	211
10.2- Unidades geológicas del Co. Trapecio	212
10.3- Metamorfismo de contacto y mineralización	215
10.4- Consideraciones finales	215
Capítulo 11- Manifestaciones de Minerales Metálicos	218
11.1- Introducción	218
11.2- Solubilidad del azufre en magmas silicatados	219
11.3- Mecanismos de segregación de magma sulfurado	220
11.4- Comportamiento de los metales y concentración del	
magma sulfurado	223
11.4.a- Fraccionamiento de magmas sulfurados	223
11.4.a.1- El sistema Fe-Ni-S	224
11.4.a.2- El sistema Fe-Cu-S	225
11.4.b- Comportamiento de los EGP	226
11.5- Ejemplos de yacimientos de egp vinculados a	
ambientes orogénicos	228
11.6- Manifestaciones de minerales metálicos en el MPF	231
11.6.a- Descripción y composición química de las fases metálicas	233
Capítulo 12- Discusión	242
12.1- Intruducción	242
12.2- Evolución de los cuerpos ígneos del MPF	242
12.3- Las rocas ultrabásicas del MPF: el concepto de precursores	
básicos en la evolución de un batolito	253
12.4- MPF vs BPA	256
12.5- El carácter potásico del MPF: ¿Rasgo primario o adquirido?	263
12.6- Las variaciones geográficas	267
12.7- El origen de los magmas del MPF y evolución geodinámica	
de la cordillera Fueguina durante los ~115-93 Ma	276
12.7.a- Un único evento subductivo (relación K-h)	278
12.7.b- Un evento de doble subducción	283
12.7.c- Slab break-off	287
12.7.d- Otros: aumento del ángulo de subducción	
(slab roll-back negativo)	288
12.7.e- Modelo geodinámico definitivo durante la generación de	
magmas potásicos y calco-alcalinos en los Andes Fueguinos	289
12.8- La SPU en el enfoque geodinámico anterior	292
12.9- El potencial del MPF como fuente de mineralizaciones metálicas	296
Capitulo 13- Conclusiones	299
Referencias Bibliográficas	304
Anexo 1- Lista de abreviaturas utilizadas	
Anexo 2- Tablas de química mineral	
Anexo 3- Perfil geológico de la MJJ (sólo niveles superiores)	

Anexo 4- Algunos sistemas de petrología experimental aplicados al MPF

RESUMEN

Las rocas plutónicas estudiadas en este trabajo se enmarcan en el tramo argentino de la cordillera Fueguina, entre el lago Fagnano (por el Norte) y el canal Beagle (por el Sur). Las rocas se exponen desde el nivel del mar hasta las cumbres montañosas, entre los 900 m y 1100 msnm. Aquellos asomos por encima de los 600 msnm (por encima de la línea de bosques), muestran los mejores afloramientos, favorecidos por la erosión glacial que ha puesto al descubierto excelentes perfiles de roca fresca en las laderas de los circos.

El análisis de mapas aeromagnetométricos de la provincia relevados durante fines de los 90' ha permitido la identificación de nuevos afloramientos de rocas ígneas en la provincia de Tierra del Fuego. Con anterioridad a esta Tesis Doctoral sólo se conocían los cuerpos del cerro Jeu-Jepén (*MJJ*) y el de Estancia Túnel - península Ushuaia (HU), próximos a las ciudades de Tolhuin y Ushuaia, respectivamente. Durante el desarrollo de este trabajo fueron identificados una serie de diques y filones en el cerro Trapecio, sobre el canal Beagle; el *Plutón Diorítico Moat (PDM*), en la sierra Lucio López y el *Intrusivo del Monte Kranck (IMK*), en la sierra Beauvoir.

En contraposición a los escasos asomos en este tramo de la cordillera, al Sur del canal Beagle se expone el Batolito Patagónico Austral (BPA), caracterizado por numerosos plutones que abarcan un rango temporal desde los 141 Ma a los 34 Ma.

El estudio detallado de los afloramientos argentinos ha conducido a una reinterpretación de la geología ígnea de Tierra del Fuego. Los plutones del sector argentino han sido considerados en trabajos previos como pertenecientes al BPA, sin embargo la nueva información disponible ha permitido separar estas rocas (o al menos parte de ellas) de aquel grupo y reagruparlas en dos suites magmáticas diferentes: El *Magmatismo Potásico Fueguino (MPF)* y la *Suite de la Península Ushuaia (SPU)*, esta última de composición calco-alcalina.

La primera de estas suites (*MPF*) es la más importante volumétricamente. De todos modos, está conformada por plutones de escasa superficie (3-25 km²): HU, *PDM*, *IMK* y *MJJ*. Su presencia es estimada, a su vez, en el subsuelo del Co. Trapecio. Pueden incluirse dentro de esta suite, además, a otros asomos descriptos en la literatura (Co. Rodríguez, al Norte del *IMK*, y otros de la región chilena: islas Navarino y Gordon y península Barros Arana). Los plutones muestran un amplio rango composicional, desde piroxenitas y homblenditas hasta sienitas y sienitas alcalifeldespáticas, pasando por gabros, dioritas, monzogabros, monzodioritas y monzonitas, incluyendo algunas variedades cuarzosas. Los términos más leucocráticos siempre se presentan a modo de venas o relleno de brechas, e incluyen también escasos monzogranitos y granitos alcalifeldespáticos. Algunos plutones presentan estructura zonada con estratificación y laminación ígnea.

El rasgo más distintivo de la suite es su carácter potásico, definiendo una tendencia de alcalinidad media, afin con las series shoshoníticas-monzoníticas. Como tales, presenta además enriquecimiento en otros elementos incompatibles de elevado

radio iónico (LILE), con alta relación LILE/HFSE y LREE/HREE. Los datos geoquímicos e isotópicos sostienen una evolución de los magmas por cristalización fraccionada más asimilación de encajante metapelítico, con acumulación en cámaras magmáticas sujetas a sucesivos pulsos de rellenado de magma desde reservorios más profundos. Estos magmas fueron generados en un ambiente de arco magmático.

El MPF no sólo presenta mayores contenidos en LILE y relaciones de elementos como las indicadas arriba respecto al BPA (en roca total y algunas fases minerales), sino que esos valores se incrementan de Sur a Norte dentro de la misma suite, es decir, con la distancia a la trinchera. En el mismo sentido, se observa además una mayor relación de afloramientos de rocas diferenciadas respecto a menos diferenciadas.

La edad de esta suite abarca desde los 115 Ma a los 93 Ma, un intervalo temporal mucho más acotado que el del BPA, sugiriendo que su génesis representa un evento petrotectónico particular en la evolución geodinámica de Tierra del Fuego, y que no pudo repetirse en el tiempo.

La SPU está representada por afloramientos muy reducidos. La localidad tipo es la península Ushuaia, en donde se integra por escasas apófisis de melagabros cuarzosos, granodioritas y numerosos diques y filones de andesitas y dacitas. Otras manifestaciones de la suite calco-alcalina han sido observadas en el Co. Trapecio, también sobre el canal Beagle, en el *PDM* y en el *IMK*, siendo su abundancia progresivamente menor hacia el Norte de la provincia.

La SPU, cuya edad es de 100 Ma, se superpone espacialmente con el MPF, y sucede en el tiempo a esta última. Presentan texturas porfiroides a porfiricas, algunas con estructuras de autobrecha, y se han emplazado a modo de lacolitos arqueando el encajante metasedimentario suprayacente, que sugieren condiciones someras de emplazamiento. En la península Ushuaia, intruyen a la HU y se encuentran aflorando en el mismo nivel estructural que ésta.

Las composiciones mineralógica y geoquímica de la SPU son notoriamente distintas al MPF. La primera se caracteriza por presentar cuarzo abundante, junto a allanita y circón entre los accesorios y por la ausencia de clinopiroxeno. Su composición es calco-alcalina de alto potasio, con relación $K_2O/Na_2O < 0,5$. El contenido de LILE y relaciones LILE/HFSE y LREE/HREE son inferiores al MPF, pero superiores al BPA. Estas características de la SPU sugieren asimismo un origen por subducción, con cierta afinidad con el batolito al Sur del canal Beagle, o bien con adakitas.

El BPA y MPF se han generado en un mismo arco magmático, la segunda suite en las partes más distales (hacia el continente) del mismo. Los datos petrológicos y geoquímicos sugieren condiciones de fusión parcial decrecientes y a profundidades progresivamente mayores con la distancia a la trinchera. De esta manera se sugiere una fuente diferente para el BPA y MPF, en una misma cuña mantélica, pero con un metasomatismo controlado por fluidos (derivados de la deshidratación de la losa subducida) de distinta composición. Mientras que debajo del arco calco-alcalino (90-

110 km de profundidad) los fluidos contaminantes son pobres en potasio, a mayores profundidades (debajo del *MPF*) éstos son ricos en este elemento y otros LILE.

Este fenómeno tuvo lugar durante un período de horizontalización de la losa proto-Pacífica, durante un régimen compresivo que condujo finalmente al cierre de la cuenca marginal Rocas Verdes, debido a un aumento en la convergencia durante el inicio de la apertura del Atlántico Sur, hacia los 130 Ma. Este episodio trajo aparejado además un ensanchamiento del arco magmático y una migración del frente volcánico hacia el continente, hasta por los menos los 93 Ma, edad más moderna del *MPF*. Se infiere, por otro lado, que la cristalización de la suite ha sido en parte pre- a sin-cinemática, conjuntamente con levantamiento tectónico y denudación, y en parte post-cinemática.

El origen de la *SPU* entra en este modelo, aunque los datos disponibles han conducido a interpretaciones ambiguas. Considerando a esta unidad como un equivalente del BPA, su geoquímica más rica en K₂O, LILE, LILE/HFSE y LREE/HREE respecto a este último, pero empobrecida en estos parámetros respecto al *MPF*, se debe a su posición geográfica superpuesta a la suite potásica. Esto implica que los magmas se han generado a profundidades en la cuña astenosférica semejantes a la que se forman los magmas del BPA (con fluidos derivados de la losa libres de K), pero en un manto que había sido previamente metasomatizado por fluidos ricos en este elemento, cuando la losa se encontraba más inclinada. Otra alternativa es considerar a la *SPU* por fusión de losa oceánica e interacción de estos fundidos con el manto peridotítico, a juzgar por su composición intermedia entre verdaderas adakitas y las rocas del BPA, durante un período de transición entre subducción normal y horizontal, tal como ocurre en otras partes del mundo.

Las piroxenitas y homblenditas del *MPF* presentan algunas anomalías positivas de Pt y Pd (los únicos platinoides analizados en este trabajo), y escasas concentraciones de sulfuros (de Cu y Fe), de origen magmático y removilizados. Los sulfuros primarios están concentrados preferentemente en homblenditas y zonas de borde o de mezcla de magmas. Las semejanzas en muchos aspectos entre esta suite y complejos ultramáficos zonados plantean la posibilidad de programar una prospección por EGP desde este punto de vista. Sería posible esperar, por lo tanto, concentraciones de interés de Pt y Pd asociadas a sulfuros de Cu-Fe en homblenditas, tal como ocurre en algunos de estos complejos zonados, y también en zonas de borde o de mezcla de magmas. El carácter siderófilo de los EGP en ausencia de sulfuros, y los contenidos de estos elementos, por otro lado, sugieren que las piroxenitas constituyen también posibles fuentes de platinoides. Además, el potencial de la suite se ve incrementado si se considera que los plutones presentan raíces significativas, con posibles niveles peridotíticos, capaces de concentrar Pt y Pd, y en menor medida Ru y Rh, asociados a las fases silicatadas.

ABSTRACT

The plutonic rocks studied in this work are located in the Fuegian Andes of Argentina, between Fagnano lake (to the North) and Beagle channel (to the South). The rocks are exposed from sea level to the mountain summits, reaching 900-1100 masl. Those outcrops higher than 600 masl. (over timberline) show the best quality exposures, enhanced by glacial erosion that has created excellent profiles of fresh rocks along cirque sides.

Aeromagnetic map analysis from the study area published in 1998 has facilitated the identification of new outcrops of igneous rocks in Tierra del Fuego province. Before the initiation of this PhD. Thesis, only the Jeu-Jepén (MJJ) and Estancia Túnel – Ushuaia peninsula (HU) plutons were known, which are located near Tolhuin and Ushuaia cities, respectively. The outcrops discovered during the present investigation are: several dykes and sills on Trapecio hill, along the Beagle channel shore; the Moat Dioritic Pluton (PDM), in the Lucio López range; and the Kranck Mount Intrusive (IMK), in the Beauvoir range.

Contrary to the scarce outcrops in the Argentinean Tierra del Fuego, South of Beagle channel the Southern Patagonian Batholith (BPA) is exposed, characterized by many plutons elapsing from 141 Ma to 34 Ma.

The detailed study of the Argentinean outcrops has led to a reinterpretation of the igneous geology of Tierra del Fuego. Plutons from this area have been considered in previous works as belonging to the BPA. However, the new available information has allowed to group them (or at least part of them) into two different suites: the Fuegian Potassic Magmatism (*MPF*) and the Ushuaia Peninsula Suite (*SPU*), the last one of calc-alkaline composition.

The first of these suites (*MPF*) is volumetrically the most important. However, it is composed by small plutons (3-25 km²): HU, *PDM*, *IMK* and *MJJ*. Its presence underground on the top of Trapecio hill is also inferred. Other outcrops referred to in the literature (Rodríguez hill, North of *IMK*, and others form the Chilean region: Navarino and Gordon islands, and Barros Arana peninsula) could be considered as belonging to this suite as well. Plutons show a wide compositional range, from pyroxenites and homblendites to syenites and alkali feldspar syenites, including gabbros, diorites, monzogabbros, monzodiorites and monzonites, and some quartz bearing varieties. The most leucocratic facies occur as discordant veins, segregations or breccia infills. Among these lithologies are syenites and alkali feldspar syenites, and minor monzogranites and alkali feldspar granites. Some plutons show a zoned structure, with igneous bedding and layering.

The most distinctive feature of this suite is its potassic enrichment, which defines a mildly alkaline trend, akin to shoshonitic-monzonitic series. As such, it has enrichment in other LIL elements, and high LILE/HFSE and LREE/HREE ratios. Geochemical and isotopic data suggest that the magmas have evolved by fractional crystallization along with assimilation of metapelitic country rocks, and accumulation in magmatic chambers

subjected to successive pulses of magma replenishment from deeper reservoirs. These magmas were formed by subduction processes.

The MPF not only shows higher contents in LILE and element ratios, as those stated before, when compared with the BPA (in whole rock and some mineral phases), but also shows increasing values from South to North (i.e. with increasing distance from trench) among the plutons of this suite itself. In this same direction, the most differentiated rocks are more abundant with respect to the least differentiated lithologies.

The age of this suite encompasses the period from 115 Ma to 93 Ma, a time interval considerably shorter than that of the BPA, which suggests that the genesis of the potassic suite represents a particular and unique petrotectonic event in the geodynamic evolution of Tierra del Fuego, a process incapable of repeating itself.

The SPU is represented by very small outcrops. The type locality is the Ushuaia peninsula, where it is composed by scarce apophysis of quartz melagabbros and granodiorites, and several dykes and sills of andesite-dacite composition. Other outcrops of this suite where found on top of Trapecio hill, along the Beagle channel shore, and adjacent or intruding the *PDM* and *IMK* plutons. Its abundance decreases from South to North.

SPU rocks (100 Ma) are spatially superimposed on the MPF, and succeed it by a few million years. They show porphyroid and porphyritic textures, some of them with autobreccia structure, and were emplaced as laccoliths doming the overlying metasedimentary strata. These features suggest shallow conditions of emplacement. In Ushuaia peninsula, they intrude the HU and both crop out at the same structural level.

The mineralogical and geochemical compositions of the *SPU* are markedly different from that of the *MPF*. The first one is characterized by relatively high quartz content, the presence of allanite and zircon among the accessory phases, and the absence of clinopyroxene. Its chemical composition is high potassium calc-alkaline, with K_2O/Na_2O ratio < 0.5. The LILE content and LILE/HFSE and LREE/HREE ratios are lower than in the *MPF*, but higher when compared with the BPA. These features of the *SPU* rocks suggest an origin by subduction processes also for this suite, with certain affinity with the batholith South of Beagle channel, or with adakites.

The BPA and *MPF* were generated in the same magmatic arc, the last suite towards the rear part of it. The petrological and geochemical data suggest decreasing degrees of partial melting and at progressively greater depths in the mantle with distance to trench. Therefore, it is suggested a different source for both suites, in the same mantle wedge, but with a metasomatism controlled by fluids (released from the dehydrating slab) of different composition. While under the calc-alkaline arc (90-110 km depth) the contaminating fluids are poor in potassium, those intervening at greater depths (under the *MPF*) are richer in this element and other LIL.

This phenomenon occurred during a period of slab flattening, under a compressive regime that finally led to the Rocas Verdes marginal basin closure, due to an increase in the convergence rate during the initial stage of the opening of the South Atlantic ocean, 130 Ma ago. This episode also caused a widening of the magmatic arc, and the migration of the volcanic front towards the continent, to at least 93 Ma ago (age of the youngest pluton of the *MPF*). It is inferred, on the other hand, that the crystallization history of the suite has been in part pre- to syn-kinematic, concomitant to crustal uplift and denudation, and in part post-kinematic.

The genesis of the *SPU* could be related to this same scenario, although the available data have led to ambiguous interpretations. It could be considered as equivalent to the BPA, although with higher values in K_2O , LILE, LILE/HFSE and LREE/HREE with respect to the last mentioned, but lower when compared with the *MPF*. This is due to its geographic position superimposed on the potassic suite, and implies that the magmas were generated at similar depths in the asthenospheric mantle wedge as the BPA magmas did (with fluids released from the slab free of K), but in a region which had been previously metasomatized by fluids rich in this element, when the slab was in a steeper position. Another alternative is to consider the *SPU* as generated by partial melting of the oceanic slab and subsequent interaction of these melts with the peridotitic mantle. The composition of the *SPU* hybrid between true adakites and the BPA rocks, argue in favor of such an interpretation. The genesis of adakites during the transition from normal subduction to flat slab subduction has been reported elsewhere.

Pyroxenites and homblendites of the *MPF* show some positive anomalies in Pt and Pd (the only PGE analyzed in this work), and scarce sulfide (Cu-Fe) concentrations of primary and secondary origin. The primary sulfides are restricted preferentially to homblendites, and to zones of magma mingling and to the sides of the plutons. The close similarities in several aspects between this suite and some zoned ultramafic complexes favor to prospect the *MPF* from this point of view. It is expected, therefore, interesting concentrations of Pt and Pd associated to Cu-Fe sulfides in homblendites, as occurs in some of these zoned complexes, and also by the sides of the plutons or in zones of magma mingling. The siderophile behavior of PGE, in absence of sulfides, and the concentrations of these elements measured on the ultramafic rocks, on the other hand, suggest that pyroxenites represent also a possible source for PGE. In addition, the potential of the suite is enhanced when considering that the plutons have deep roots, possibly including peridotites, which are capable of concentrate Pt and Pd, and to a lesser extent, Ru and Rh, linked to silicate phases.



PDM, al Este del Mte. Rojo.

INTRODUCCIÓN

El sector argentino de la Cordillera Fueguina alberga escasos asomos de rocas intrusivas con impronta de arco magmático, los cuales constituyen cinco plutones aislados de pequeñas dimensiones (3 a 25 km²) alojados en metasedimentitas de las Formaciones Yahgán, Beauvoir y posiblemente Lemaire. Este esquema es muy diferente al que ocurre al Sur del Canal Beagle, en sector chileno, donde las rocas plutónicas son muy numerosas y conforman un extenso batolito (Batolito Patagónico Austral (BPA); e.g. Kranck, 1932; Suárez et al., 1985a), que ocupa el margen pacífico desde el cabo de Homos (56°S) hasta el golfo de Penas (47°S).

Además de estas diferencias en abundancia y posición geográfica, existen otras respecto a su composición modal y geoquímica. Las plutonitas argentinas muestran un amplio rango composicional desde ultramafitas (piroxenitas y homblenditas), gabros, dioritas, monzogabros, monzodioritas, monzonitas, sienitas y sienitas alcalifeldespáticas con una tendencia geoquímica de alcalinidad media (Middlemost, 1994), saturada en sílice y rica en K₂O. El BPA, por el contrario, está constituido por homblenditas, gabros, dioritas, tonalitas, granodioritas y monzogranitos, con geoquímica calcoalcalina, con contenido en K₂O medio.

Los plutones del sector argentino han sido considerados en numerosos trabajos como pertenecientes al BPA (e.g. Caminos, 1980, Caminos et al., 1981; Acevedo et al., 1989, 2002, 2004; Acevedo, 1990, 1992), subestimando las diferencias enumeradas arriba entre las rocas plutónicas al Norte y Sur del canal Beagle. Sin embargo, tales diferencias (entre otras) son muy significativas, y sugieren que los procesos formadores de ambos grupos litológicos han sido diferentes (también sugerido por Cerredo et al., 2000). Este supuesto constituye la principal hipótesis en la que se basa esta Tesis.

Al momento de comenzar las tareas de investigación por el presente autor (año 2004), en el tramo cordillerano argentino sólo se conocían dos de los plutones estudiados: la Hornblendita Ushuaia, en Ea. Túnel y península Ushuaia, sobre la margen Norte del canal Beagle (Acevedo et al., 1989; Acevedo, 1990), y el intrusivo del Co. Jeu-Jepén, en la cabecera del lago Fagnano (Camacho, 1948; Petersen, 1949). Con la ayuda de mapas aeromagnetométricos (Hojas 5569-II, 5566-I, 5566-II, SEGEMAR, 1998), pudieron identificarse durante el desarrollo de la Tesis tres nuevos afloramientos: Co. Trapecio (10 km al E de la Hornblendita Ushuaia, en la sierra de Sorondo), *Plutón Diorítico Moat (PDM*) en la Sierra de Lucio López y el *Intrusivo del Mte. Kranck (IMK*), en la sierra de Beauvoir.

Los datos analíticos que se obtuvieron de estos cuerpos han conducido a que se proponga a los plutones con geoquímica de alcalinidad media, saturada y rica en K₂O como una suite independiente del BPA, denominada aquí como *Magmatismo Potásico Fueguino (MPF*), en donde se incluyen además otros plutones del sur de la isla

Navarino y lavas básicas de la península Barros Arana (52°S), del sector chileno. El estudio detallado de las plutonitas fueguinas ha permitido diferenciar, dentro de la tendencia de alcalinidad media, dos series diferentes. Una de ellas sigue un tren comparable a las series alcalinas saturadas en sílice, propiamente dicha, mientras que la otra muestra una tendencia monzonítica (equivalente a las series efusivas shoshoníticas, Pagel y Leterrier, 1980), ambas caracterizadas por el enriquecimiento en K₂O. Este hecho condujo a la adopción del nombre *Magmatismo Potásico Fueguino*, para agrupar a las dos series, en reemplazo de la denominación *Complejo de Rocas Shoshoníticas* propuesto recientemente por González Guillot et al. (2007a, en prensa), ya que este último podría considerarse como referente únicamente a la última serie mencionada. De todos modos, como se verá en el Capítulo 12, desde el punto de vista petrotectónico, se considera a todo el conjunto litológico como una serie monzonítica.

Las investigaciones llevadas a cabo permitieron además la identificación de otra suite magmática, calco-alcalina, superpuesta espacialmente a la anterior (*MPF*), de menor volumen, que aflora principalmente en la península Ushuaia y Co. Trapecio. Esta unidad, denominada en este trabajo como *Suite de la Península Ushuaia* (*SPU*), había sido considerada previamente como una continuidad de los afloramientos de la Homblendita Ushuaia (Acevedo, 1990; Elztein, 2004). Las relaciones de intrusividad y una edad radimétrica (aportada por Acevedo et al., 2002) indican que esta suite es más moderna que el *MPF*.

Esta Tesis trata entonces de establecer los mecanismos por los cuales fueron originados los magmas que derivaron luego en las dos suites mencionadas (*MPF* y *SPU*), y los procesos que controlaron su evolución. Se tratan brevemente, además, algunos aspectos sobre las mineralizaciones de metales asociadas a las rocas básicas y ultrabásicas.

Los objetivos específicos planteados para resolver la hipótesis enunciada más arriba son:

 Realizar un estudio de campo y petrográfico detallado de los afloramientos de rocas plutónicas del área especificada, incluyendo las relaciones entre las distintas litologías y con el encajante.

Elaborar mapas geológicos a escalas entre 1:20.000 y 1:40.000.

Determinar los mecanismos de generación de los magmas que derivaron en estas rocas y su modo de emplazamiento, así como su evolución en la cámara magmática, mediante análisis geoquímicos (roca total y mineral) e isotópicos.

- Determinar edades en base a isocronas Rb/Sr (minerales y roca total).
- Contribuir a la reconstrucción de la historia geológica del margen SO de Gondwana y aportar datos conclusivos a las diversas hipótesis generadas respecto a su evolución. Aquí se pretende contrastar los datos obtenidos durante el desarrollo de la tesis con la información existente sobre el Batolito Patagónico al sur del canal Beagle, de modo de comprender la evolución del

magmatismo cretácico en toda la cordillera Fueguina.

Definir las fuentes de sulfuros metálicos asociados a las rocas máficas y ultramáficas y aportar datos a los modelos petrogenéticos relacionados a depósitos de sulfuros magmáticos en este tipo de rocas.

La estructura del trabajo presentado aquí queda conformado por cinco capítulos introductorios: 1-Introducción, 2-Aspectos Geográficos, 3-Metodología de Trabajo, 4-Geología Regional y 5-Las Plutonitas Cretácicas. El primero es el presente capítulo y en el segundo se presenta la situación geográfica (orografía, clima y biota) de la región, se indican las toponimias utilizadas en todo el trabajo y se comenta brevemente la influencia de las glaciaciones cenozoicas en el modelado del paisaje. En el tercer capítulo se especifica la manera en que se ha trabajado en el campo, laboratorio y gabinete, y se indican además las técnicas analíticas utilizadas. El capítulo cuatro trata sobre los antecedentes, estratigrafía y evolución tectónica del área de estudio y su entorno regional, con énfasis en los acontecimientos y unidades geológicas mesozoicas, es decir, contemporáneas y más antiguas que los plutones estudiados. Finalmente en el capítulo cinco se presenta nuevamente la disparidad composicional (modal y química) entre los plutones argentinos y el BPA, se trata en detalle esta última suite (en base a información existente en la bibliografía), y se presentan resumidamente las principales características de las dos suites del área de estudio (MPF y SPU).

Los capítulos 6 a 10 (6- *Plutón Diorítico Moat*, 7- Sector Ea. Túnel y península Ushuaia, 8- Cerro Jeu-Jepén, 9- *Intrusivo del Mte. Kranck* y 10-Sector Co. Trapecio) concentran casi toda la información obtenida durante los trabajos de campo, gabinete y laboratorio. Estos capítulos tratan, para cada localidad, los antecedentes (sólo en los capítulos 7 y 8), la geología de campo y petrografía, geoquímica de roca total y mineral (excepto en el capítulo 10), geoquímica isotópica (solo en el capítulo 6) y una breve reseña sobre el metamorfismo de contacto. No solo se aporta información inexistente sobre los plutones, desconocidos al momento de iniciar la Tesis (*PDM*, *IMK* y Co. Trapecio), sino que además se presentan nuevos datos sobre los ya conocidos, y además, datos de química mineral del Co. Jeu-Jepén, inexistentes en la literatura, cedidos al presente autor por R. D. Acevedo. El gran volumen de datos obtenidos condujo a la decisión de separar cada localidad en un capítulo diferente y tratar todos estos temas por separado, individualmente para cada una de ellas. De esta manera se considera que puede apreciarse más claramente la información de cada plutón, que de otro modo (en un capítulo de "Geoquímica" por ejemplo), podría quedar algo confusa.

El capítulo 11 (Manifestaciones de Minerales Metálicos) trata sobre las mineralizaciones asociadas a los plutones fueguinos, incluyendo las asociaciones minerales de óxidos, sulfuros y geoquímica de algunos elementos del grupo del platino.

En el capítulo 12 (Discusión) se hace hincapié sobre el MPF, integrando toda la información presentada en los capítulos anteriores. Se discuten los mecanismos

evolutivos que han experimentado los magmas generadores de esta suite, se plantean las variaciones geográficas observadas dentro de esta misma y se postulan y discuten una serie de modelos petrogenéticos capaces de generar este tipo de magmas, los cuales tienen implicancia en la evolución tectónica del Cretácico de la región. En este último punto se considera también a la suite calco-alcalina del sector cordillerano argentino (SPU). Se considera también el potencial del MPF como fuente de platinoides.

Finalmente se llega a las conclusiones (Capítulo 13), donde se enumeran los resultados más relevantes de este trabajo.

Se presentan al final una lista de referencias bibliográficas y una serie de anexos con perfiles geológicos, abreviaturas utilizadas en el presente trabajo, tablas con análisis de química mineral y algunos comentarios sobre algunos sistemas de petrología experimental aplicados al *MPF*.

Esta investigación fue realizada a través de una beca conferida por el Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET) en el Centro Austral de Investigaciones Científicas (CADIC) de la cuidad de Ushuaia, dependiente de aquella institución. Las investigaciones referentes a las mineralizaciones metálicas fueron llevadas a cabo en el Instituto de Recursos Minerales de la Facultad de Ciencias Naturales y Museo perteneciente la Universidad Nacional de La Plata (UNLP).

Los proyectos PICT-BID 10-17348 (Director Responsable Dr. Isidoro Schalamuk), PIP CONICET 6535 (Director Responsable Dra. Mónica Escayola) y otro financiado por el Consejo Federal de Inversiones (Prospección de rocas ornamentales en la isla Grande de Tierra del Fuego. Resolución del Directorio del Conicet nº 1502 del 16/09/2005. Director Responsable Dr. Rogelio Acevedo) hicieron posible esta investigación.



Bahía Rancho, lago Fagnano. Al pie del Mte. Kranck.

ASPECTOS GEOGRÁFICOS

2. ASPECTOS GEOGRÁFICOS

2.1- UBICACIÓN Y GENERALIDADES DEL ÁREA DE ESTUDIO

La cordillera de los Andes en el sector patagónico se divide en dos segmentos a los 46°30'S, en base a diferencias geográficas y estructurales y estilo magmático (Suárez, 1976a; Ramos, 1989a). Esta línea de división se corresponde con el punto triple entre las placas Nazca, Sudamericana y Antártica, en donde la dorsal de Chile es actualmente subducida bajo la placa Sudamericana. El segmento al Norte de los 46°30'S, los Andes Nordpatagónicos, se caracteriza por un relieve relativamente bajo, fallas normales de alto ángulo, depósitos sinorogénicos cenozoicos de poco espesor y un arco volcánico activo (la Zona Volcánica Sur, la cual se extiende en forma continua hasta los 33°30'S). Al Sur del punto triple, los Andes Surpatagónicos poseen un relieve relativamente alto, una faja plegada y corrida, un espeso paquete de depósitos sinorogénicos cenozoicos, un gap en la actividad volcánica entre los 46°30' y 49°S, y una extensa superficie cubierta por mesetas basálticas del Mioceno medio - Reciente. Al Sur de los 49°S el volcanismo activo se reanuda, con los conos de la Zona Volcánica Austral, vinculados a subducción de la dorsal de Chile. Entre estos conos se destaca el volcán Cook, ubicado en el archipiélago Fueguino. Este volcanismo austral es de características adakíticas, vinculado a fusión parcial de la cuña astenosférica como así también de la placa oceánica (Stern y Kilian, 1996).

Al sur de los 52°S, donde se ubica el punto triple entre las placas Sudamericana, Antártica y Scotia, la cordillera Surpatagónica comienza a cambiar de dirección, pasando de una orientación N-S a otra ortogonal, E-O (ver Capítulo 4). Éste es el ámbito de la cordillera Fueguina, que involucra a todo el sector insular sudamericano al sur de esta latitud, excepto la porción septentrional de la Isla Grande de Tierra del Fuego (fig. 2.1). Este cordón se caracteriza por poseer alturas promedios en el orden de los 1000 msnm, a excepción de su parte central, la cordillera Darwin, que promedia los 2000 msnm (con máximos de 2850 msnm).

La Isla Grande de Tierra del Fuego es la isla principal del archipiélago Fueguino, perteneciente a las repúblicas de Argentina y Chile. El territorio argentino de la isla (Incluyendo Isla de los Estados) corresponde a la provincia de Tierra del Fuego, Antártida e islas del Atlántico Sur (TdF).

La provincia de TdF fue creada el 1º de junio de 1991, y sus dos localidades más importantes son su capital, Ushuaia (fundada en Octubre de 1884), ubicada al Sur, y Río Grande, al Norte. Ambas poseen una población del orden de los 50000 habitantes.

Ushuaia en lengua Yámana (antiguos habitantes de la región) significa "bahía que mira o penetra al poniente", es conocida a nivel mundial como la ciudad más austral del mundo, y es además, la única ciudad argentina trasandina.

Ambas ciudades están unidas por la Ruta Nacional 3, que nace en la Capital Federal y muere en el Parque Nacional Tierra del Fuego, a 25 km al O de Ushuaia, a los 3050 km. A mitad de camino entre estas dos ciudades, en la cabecera del lago Fagnano (el mayor de Tierra del Fuego), se ubica el poblado de Tolhuin, de ~2500 habitantes.



Fig. 2.1. Mapa del extremo austral de Sudamérica con los principales topónimos utilizados en este trabajo. El recuadro marca los límites de la figura 2.2. Abreviaciones: BO, bahía Orange; CT, cerro Tortuga; EM, estrecho de Magallanes; H XIX, Hito XIX; IB, isla Bayly; IC, isla Clarence; ID, isla Dawson; IE, isla de los Estados; IG, isla Gordon; IH, isla Hoste; INa, isla Navarino; IL, isla Lennox; IN, isla Nueva; IP, isla Picton; L'Her, isla L'Hermite; LF, lago Fagnano; Mtes. LL, montes Lucio López; MB, monte Buckland; MH, monte Hope; PA, Punta Arenas; PD, península Dumas; PH, península Hardy; PT, península Taraba; SA, seno Almirantazgo; SK, seno Keats; To, Tolhuin.

Además de esta vía existen otras de jurisdicción provincial, pero que no llegan a una integración completa de la isla. La península Mitre está completamente desprovista de caminos. Las compañías de explotación forestal están contribuyendo en la actualidad con la construcción de caminos al Norte y al Este del lago Fagnano.

Los afloramientos de rocas plutónicas estudiados en este trabajo se encuentran en el tramo argentino de la cordillera Fueguina, entre el lago Fagnano y el canal Beagle. El límite oriental del sector de interés es la sierra de Lucio López, en las estribaciones de la península Mitre. Hacia el Oeste el sector de estudio se extiende hasta la frontera con Chile.

Los elementos orográficos principales de esta zona son los montes Martial, cordón Vinciguerra y sierra de Valdivieso, al Norte de Ushuaia; la sierra de Sorondo, al Este de la ciudad, y la sierra de Alvear, aún más al Norte. Más hacia el Este, se encuentran el cordón No -- Top, sobre el canal Beagle, y la sierra de Lucas Bridges, al Norte de éste. Más al poniente aún están las sierras de Lucio López y Noguera. Estos cordones quedan delimitados por los lineamientos principales del canal Beagle, lago Fagnano, de orientación E-O, y valle de Carbajal – Tierra Mayor – Lasifashaj, entre aquellos dos, de orientación ESE-ONO. Al Norte del lago Fagnano se encuentran las sierras de Beauvoir, Apen y de las Pinturas. Estas dos últimas al N y E, respectivamente, de la primera, y dominadas por unidades del Cretácico superior y Paleógeno, por lo que quedan fuera de los objetivos de este trabajo.

Los cinco sectores estudiados en esta Tesis son los únicos en donde se conocen afloramientos de rocas intrusivas pertenecientes tanto al MPF como a la SPU. Éstas son, de Oeste a Este: (i) península Ushuaia y Estancia Túnel, (ii) cerro Trapecio, todos sobre el canal Beagle, (iii) monte Kranck y (iv) cerro Jeu-Jepén, sobre el lago Fagnano, y (v) el Plutón Diorítico Moat (PDM) en la cabecera del río Moat.

En las figuras 2.1 y 2.2 se indican las toponimias utilizadas en esta Tesis.

2.2- INFLUENCIA DE LAS GLACIACIONES EN LA GEOMORFOLOGÍA Y OTROS ASPECTOS DE TdF

Tierra del Fuego ha sufrido la acción modeladora de la actividad glacial durante el Cenozoico tardío. Numerosas formas de erosión y depósitos glaciales caracterizan a la región fueguina; en el sector montañoso, esta actividad se manifiesta por profundos valles en forma de "U", picos agudos, circos, un sector costero dominado por fiordos, sumado a las diferentes geoformas de acumulación.

La acción erosiva de los glaciares a lo largo del Cenozoico tardío ha permitido la exposición de las plutonitas de la cordillera Fueguina, desbastando su techo metasedimentario. Se estima que la erosión, solamente durante las últimas dos glaciaciones, asumiendo que las cumbres actuales no fueron afectadas, ha sido de ~1200 m en el sector del lago Fagnano, y de ~1400 m en el canal Beagle. Debido a que no ha quedado ningún elemento del paisaje original de la cordillera, luego de su levantamiento final en el Terciario, es imposible estimar cuánto ha sido la erosión total por encima de las cumbres actuales (J. Rabassa, com. pers.). La acción reciente de glaciares de circo (desde los últimos 10 ka hasta la actualidad; McCulloch et al., 1997; Rabassa et al., 1992, 2000) ha provocado un "lavado" de cumbres, dejando al descubierto superficies de roca fresca, con escasa o nula alteración. Puede citarse aquí el ejemplo del Plutón Diorítico Moat. Este constituye el afloramiento de rocas plutónicas del sector argentino de la cordillera Fueguina más importante, no solo por ser el cuerpo de mayor superficie, sino porque sus afloramientos se encuentran a lo largo de un circo glacial y valle colgante de ~5 km de largo. Las aristas y el piso de este valle muestran claramente el perfil vertical de la cámara magmática, con rocas ultramáficas en las partes más bajas, y más diferenciadas hacia las crestas dentadas (ver más detalles en el Capítulo 6).

Durante el Cenozoico tardío, un extenso manto de hielo de montaña cubrió los Andes Fueguinos. Las evidencias morfológicas a estas latitudes sugieren desde dos a



Fig. 2.2. Imagen Landsat (combinación de bandas 741) del sector involucrado en este trabajo con los principales topónimos utilizados. Abreviaciones: BL, bahía Lapataia; BY, bahía Yendegaia; Ea. T, estancia Túnel; Ea. R, estancia Remolino; Ea. SR, estancia Santa Rosa; IB, islas Bridges; IG, isla Gable; L Ch, lago Chepelmut; LR, lago Roca; LY, lago Yehuin; MO, monte Olivia; MS, monte Susana; PA, Puerto Almanza; PE, punta Entrada; PU, península Ushuaia; PW, Puerto Williams; To, Tolhuin; Ush, Ushuaia; VD, valle Desilusión. Intrusivos estudiados aquí: HU, Homblendita Ushuaia; Jp, Intrusivo del cerro Jeu-Jepén; K, *Intrusivo del Monte Kranck*; PDM, *Plutón Diorítico Moat*; Tr, Intrusivo del cerro Trapecio. La línea de puntos marca la frontera argentino-chilena.

seis avances glaciarios en el Plio-Pleistoceno (Rabassa et al., 2000; Coronato et al., 2004). El punto de partida de todas las lenguas de hielo era la cordillera Darwin. De todos los lóbulos que fluyeron desde allí, los que se dirigían hacia el E y N a través de valles profundos, conocidos actualmente como el estrecho de Magallanes, bahía Inútil – San Sebastián, lago Fagnano, valle Carbajal - Tierra Mayor y canal Beagle (fig. 2.3), alcanzaron la presente plataforma submarina del Atlántico (Meglioli et al., 1990; Porter, 1990; Isla y Schnack, 1995).

El Último Máximo Glacial se estima que tuvo lugar entre los 18-20 ka AP, mientras que el retroceso habría comenzado antes de los 14,7 ka AP. El retiro definitivo de las masas de hielo ocurrió hacia los 10 ka AP (Rabassa et al., 1990).

El área dónde se encuentran los plutones estudiados en este trabajo estuvo afectada por dos lóbulos principales: el lóbulo del lago Fagnano y el del canal Beagle. En el primero de ellos se ha estimado un espesor de hielo de más de 1200 m. Bonarelli (1917), Caldenius (1932), Auer (1956) y Meglioli (1992) sugieren que el límite oriental de esta lengua se ubicaba entre las sierras de Irigoyen y Noguera, o incluso la costa atlántica. El valle del canal Beagle, por otro lado, fue afectado por glaciaciones en al menos dos episodios mayores (ver Rabassa et al., 2000, y referencias allí citadas). Durante la glaciación más antigua identificada, y la de mayor extensión, la lengua glacial ocupaba todo el valle, alcanzando la bahía Sloggett (Rabassa et al., 1996a).

Varios lóbulos tributarios alimentaban los glaciares principales. Algunos remanentes de estos lóbulos aún se conservan en los circos, como es el caso de los glaciares Martial, Vinciguerra y Alvear, en las inmediaciones de Ushuaia. Éstos se ubican por encima de los 700-800 msnm. Hay evidencias de varios episodios de reavances Neoglacial, con posterioridad a los 10 ka en estos circos (Rabassa et al., 1992). La mayor acumulación de hielo en la actualidad está en la cordillera Darwin, dónde varias lenguas de hielo desembocan en el mar.

Junto con el retiro definitivo de las masas de hielo, la vegetación de tundra y estepa fría fue reemplazada por el bosque de *Nothofagus*, a partir de los 10 ka, pero no fue hasta los 5 ka AP que el bosque alcanzó la densidad característica de estos días (Heusser, 1989).

Con la retirada del hielo, también se dio la colonización de Tierra del Fuego por parte de los seres humanos. La primera entrada, desde la Patagonia, se dio durante y después del evento conocido como Younger Dryas (etapa fría más joven durante el Tardiglacial, *i.e.* entre 15-10 ka ¹⁴C AP), o sea, entre 11-10 ka AP (Massone, 1987; Massone et al., 1998; Coronato et al., 1999; Salemme y Miotti, 1999; Borrero, 1999). Esta entrada ocurrió cuando aún Tierra del Fuego era parte del continente, previo a la generación del estrecho de Magallanes. Este grupo de cazadores: los antecesores de los Selk'nam, ocuparon la parte norte de la isla Grande. En el canal Beagle, sin embargo, la colonización no ocurrió hasta los 6,5 ka AP (a excepción de una ocupación aislada a los 7 ka AP; Orquera y Piana, 1998, 1999), una vez que el bosque de *Nothofagus* estuvo completamente establecido. Estos habitantes eran los Yámana,

un grupo cazador canoero. Para ese entonces, el canal Beagle ya estaba ocupado por agua de mar (desde los 8,2 ka AP), con la configuración de fiordos que lo caracteriza en estos días (Rabassa et al., 1986).



Fig. 2.3. Extensión y cronología de los principales lóbulos glaciales en Tierra del Fuego durante el Cuaternario (Caldenius, 1932; Rabassa et al., 1989; Meglioli, 1992; Coronato et al., 2004).

2.3- CLIMA

En el sector cordillerano el clima es muy inestable, pudiendo experimentar grandes cambios de temperatura durante el día, pasando de cielo despejado a uno tormentoso. En la costa del canal Beagle el clima es clasificado como frío oceánico, mientras que en las cumbres es de tipo nival (INFUETUR, 2003).

El clima es determinado por la influencia de frentes de aire provenientes de la región antártica y subantártica, moviéndose desde el anticición del Pacífico Sur. Los vientos dominantes durante todo el año son los del cuadrante SO, canalizándose por el Canal Beagle, con una velocidad media de 15 km/h, presentando durante la primavera y el verano su mayor persistencia e intensidad, alcanzando velocidades máximas de 100 km/h (Iturraspe y Schröeder, 1994).

La temperatura media anual es de 5,9 °C a nivel del mar, y de 2,4 °C en el límite de bosques, ~600 msnm. En los alrededores de Ushuaia las temperaturas oscilan entre un máximo de 19 °C y un mínimo de -21 °C. En verano se registran temperaturas habituales de 10 °C a 15 °C pudiendo alcanzar, en contadas ocasiones, un máximo de 25 °C. En invierno la temperatura media es bajo cero.

Las precipitaciones alcanzan 546 mm anuales a nivel del mar, dadas en forma de lluvia, nieve, agua nieve y granizo (fig. 2.4). La mayor intensidad se detecta en invierno aunque, al igual que las heladas, están presentes en todas las estaciones. Por estar dispuesta en una zona cordillerana, las precipitaciones descienden de Oste a Este. Si bien no hay mediciones pluviales en las cumbres, lturraspe et al. (1989) estiman que a los 535 msnm la precipitación es tres veces la de aquella al nivel del mar. La elevada nubosidad mantiene restringida la evapotranspiración, favoreciendo el desarrollo del bosque incluso en años secos.



Fig. 2.4. Regiones biogeográficas, curvas de precipitación y temperaturas de Tierra del Fuego. En verde se indican áreas con bosque. RG: Río Grande, To: Tolhuin; Ush: Ushuaia. Modificado de Sorhanet et al. (2004). Las curvas de precipitación y temperatura tornadas de Núñez (1994).

Por la latitud en la que se encuentra la cordillera Fueguina, la extensión del día y la noche varía notablemente entre verano e invierno. En los meses fríos los días son muy cortos, amanece alrededor de las 9h 30' y anochece a las 17h 30'. Las noches durante esta época son cerradas y muy oscuras. Por el contrario en pleno verano el sol ilumina

hasta muy tarde (23h 30') y las noches son claras, amaneciendo alrededor de las 4h 30' (INFUETUR, 2003).

2.4- BIOTA

Flora

La isla Grande de Tierra del Fuego presenta una variabilidad en su clima, fisiografía, suelo y vegetación que permite dividirla en tres regiones biogeográficas (Moore, 1983): Estepa Magallánica, Ecotono y Cordillera, dominada por el característico bosque de *Nothofagus* (fig. 2.4).

<u>Estepa Magallánica</u>: abarca la porción septentrional de la isla, al norte del Río Grande. Esta región se presenta como una planicie sin árboles con suaves ondulaciones, interrumpida por cañadones de orientación E-O que limitan con planicies bajas y húmedas con abundante vegetación herbácea de diferente amplitud. Esta zona posee un clima templado-frío, semiárido (300-400 mm/a), con temperatura media anual de 5 °C.

Ecotono: esta zona se extiende entre la estepa y el sector cordillerano; su porción meridional abarca la parte más baja de la faja plegada y corrida de los Andes Fueguinos. Esta zona se caracteriza por la presencia de árboles, formando pequeñas manchas de bosque abierto en la parte norte. La única especie arbórea aquí es el fiire (*Nothofagus antárctica*). El bosque aumenta en densidad y altura hacia el Sur y el Oeste, incorporándose la lenga (*Nothofagus pumilio*) a la comunidad arbórea. El relieve se presenta más accidentado que en la estepa, las zonas altas cubiertas por bosque y las bajas formando amplias vegas, con pastizal y turberas de *Gramineae-Cyperaceae* (turberas marrón amarillentas) y por lo general recorridas por algún curso de agua. El clima se presenta algo más húmedo que en la región anterior (~500 mm/a), aumentando las precipitaciones de Norte a Sur.

<u>Cordillera</u>: esta región abarca la porción sur de la isla. Las laderas de las montañas se encuentran cubiertas hasta los 600 msnm por un bosque denso de lenga y guindo (*Nothofagus betuloides*). Los valles entre los cordones montañosos forman vegas o turberas de *Sphagnum* (turberas rojizas) de gran extensión, generalmente recorridos por cursos de agua. A excepción de angostas fajas de tierra, con suave declive hacia el mar, cubiertas por vegetación herbácea, la costa del canal Beagle se presenta abrupta y cubierta de bosque.

Las turberas de TdF representan el 95% de este recurso del país, y son prácticamente éstas las únicas que han sido (y son) explotadas económicamente, para mejoramiento de suelos (Rabassa et al. 1996b). Representan un 2,51% (500 km²) de la superficie total de la isla (Bonarelli, 1917). Desde el punto de vista científico, las turberas fueguinas son un excelente registro paleoclimático, debido a su crecimiento ininterrumpido que preserva granos de polen y madera subfósil desde épocas tardiglaciales (Rabassa et al., 1996b). Un ejemplo típico de esto es la turbera de Ea. Harberton (ver fig. 2.2 para ubicación), de 10,5 m de profundidad y una edad registrada en su base de 14800 ±300 a ¹⁴C AP. Este registro revela la existencia de (i) un ambiente de tundra de 5000 años de duración desde el Tardiglacial, (ii) un bosque abierto de Nothofagus rodeado de estepa de gramíneas, entre el Holoceno medio y temprano, y (iii) una máxima expansión del bosque en la región montañosa a expensas de la estepa, a partir de los últimos 4000 años (Rabassa et al., 1989).

Fauna

Las especies más frecuentes de observar en la zona sur de la isla, en el ámbito terrestre, son el zorro colorado fueguino, que junto con el guanaco son las variedades autóctonas.

El conejo, introducido en TdF probablemente con la llegada de los primeros europeos, se ha expandido rápidamente, ocupando sobre todo las áreas abiertas donde la disponibilidad de pastos cortos ha favorecido su crecimiento demográfico. La rata almizclera también fue introducida desde Canadá. El castor fue traído de Canadá en el año 1946, con el fin de comercializar su piel, fomentando la industria peletera. Este mamífero de gran tamaño y vida semi-acuática, es conocido por su capacidad para construir madrigueras complejas y diques. Llamado el "Ingeniero natural", hoy esta especie tiene unos 220.000 ejemplares en toda la Isla Grande e islas menores del archipiélago Fueguino, y su notable proliferación se debe a la ausencia de depredadores naturales. El modo de vida del castor está causando grandes daños en los bosques cordilleranos, y en muchos casos, la inundación de los valles causada por sus diques ha hecho muy complicado su tránsito durante las tareas de campo realizadas para la elaboración de este trabajo.



Cantera del Co. Jeu-Jepén.

METODOLOGÍA de TRABAJO

3. METODOLOGÍA DE TRABAJO

3.1- INTRODUCCIÓN

En este capítulo se indican las técnicas empleadas para llevar a cabo la presente investigación. Se ha intentado enumerarlas en el orden en que se fueron desarrollando, aunque una vez encaminados los trabajos, muchas de estas actividades se llevaron a cabo en simultáneo. Los dos primeros puntos, sumados a la recopilación y lectura de la bibliografía referida al sector de estudio, dieron por inicio al trabajo de gabinete. El tratamiento de imágenes satelitales se efectuó en principio para los sectores de Ea. Túnel y *Plutón Diorítico Moat (PDM)*, previo a las salidas de campo. Con las muestras obtenidas durante estas campañas, se continuó con los siguientes puntos de las tareas de laboratorio, mientras se retornaba el tratamiento de imágenes para las futuras campañas a los otros sectores investigados.

El resultado de estos primeros pasos fue el descubrimiento de tres nuevos afloramientos de rocas plutónicas en TdF.

3.2- TRABAJOS DE GABINETE Y LABORATORIO

3.2.a- Interpretación de mapas aeromagnetométricos

Al comenzar las investigaciones para esta Tesis sólo se conocían dos de los cinco cuerpos plutónicos que hoy se conocen y son tratados más adelante dentro de las suites *MPF* (*Magmatismo Potásico Fueguino*) y *SPU* (*Suite calco-alcalina de la Penísnula Ushuaia*). Éstos son la Homblendita Ushuaia (en sus dos localidades: Ea. Túnel y península Ushuaia; Acevedo et al., 1989; Acevedo, 1990) y el intrusivo del cerro Jeu-Jepén (Camacho, 1948; Petersen, 1949). Camacho (1948) y Petersen (1949) mencionan además afloramientos dioríticos en el paso Spion-Kop, unos 20 km al Sur del Co. Jeu-Jepén, semejantes a las rocas de este último cerro. Esta afirmación es sostenida en la literatura hasta los trabajos más recientes (Caminos, 1980; Caminos et al., 1981; Olivero et al., 1999; Olivero y Malumián, 2007). Sin embargo, González Guillot et al. (en prep.) desvinculan al intrusivo del paso Spion-Kop de las dos suites mencionadas (*MPF* y *SPU*) y ubican a este cuerpo dentro del magmatismo de la cuenca marginal, más antiguo. Uno de los argumentos utilizado por estos autores para tal afirmación es la ausencia de anomalía magnética positiva para este sector.

Si bien Olivero et al. (1999) y Olivero y Malumián (2007) indican la presencia de un intrusivo en la sierra de Beauvoir (*Intrusivo del Mte. Kranck*; González Guillot et al., 2007b), su locación es sólo en base a observaciones indirectas, dado que nunca dieron con el cuerpo en cuestión (D. Martinioni, com. pers.).

Los mapas de intensidad del campo magnético terrestre, reducidos al polo, de TdF (Hojas 5569-II, 5566-I, 5566-II; SEGEMAR, 1998; fig. 3.1) a escala 1:250000, han

resultado una herramienta fundamental en la prospección de cuerpos intrusivos durante el desarrollo de esta Tesis. Litvak (1999) realiza una interpretación de estas cartas y propone cuatro sectores con altos positivos que podrían indicar la presencia de cuerpos intrusivos. Estos son (1) alrededores de Ushuaia (corresponde a la Hornblendita Ushuaia), (2) SE del lago Fagnano (corresponde al *Plutón Diorítico Moat (PDM)*– el Co. Jeu-Jepén queda afuera de este relevamiento-), (3) costa norte del lago Fagnano (corresponde al *Intrusivo del Mte. Kranck (IMK*)) y (4) en isla de los Estados. Sobre la base de esto se programaron las áreas a prospectar en busca de nuevos afloramientos, con resultados satisfactorios.

Las nuevas localidades con afloramientos de rocas (gneas son: el *PDM*, el intrusivo del Co. Trapecio e *IMK* (fig. 2.2; ver también fig. 4.1). Estos cuerpos, junto a los ya conocidos, están integrados, entre otras, por rocas ultramáficas portadoras de cúmulos de magnetita-ilmenita de hasta 10-20 cm de diámetro (González Guillot et al., 2005). Además, estos óxidos están presentes, aunque en cantidades menores, en el resto de los tipos litológicos constituyentes de cada plutón.

La abundancia de magnetita (y en menor medida ilmenita) puede considerarse entonces como la responsable de los altos positivos en los mapas aeromagnéticos de TdF. La correlación positiva entre los altos magnéticos y afloramientos de rocas plutónicas es una evidencia irrefutable. La ausencia de anomalías magnéticas positivas en el sector del paso Spion-Kop, por otro lado, demuestra que no solo la correlación de estas anomalías es con cuerpos plutónicos, sino que es específicamente con plutones portadores de magnetita como lo son los del *MPF* y del Batolito Patagónico en Chile (ver más abajo).

Los valores máximos en unidades nT para cada uno de estos cuerpos son: Homblendita Ushuaia, > +1100 nT; Co. Jeu-Jepén, > +2000 nT (valores de magnetometría de campo; Cerredo et al., 2000; Tassone et al., 2002); *PDM*, > +1800 nT; *IMK*, > 500 nT y Co. Trapecio, > 0 nT. Estos valores no sólo representan altos positivos, sino que además contrastan notablemente con los valores de nT de los alrededores. Esto se diferencia de otros sectores de la isla Grande de TdF donde también hay valores positivos, pero que muestran una gradación regional hacia valores menos positivos y negativos (fig. 3.1). Por este motivo estas últimas no han sido consideradas como áreas favorables para la prospección de cuerpos intrusivos. Un ejemplo de esto es el caso del lineamiento positivo observado en la sierra de Alvear. Esta entidad está integrada principalmente por rocas de la Fm. Lemaire, y se caracterizan en este sector por presentar mineralizaciones de metales base de tipo VMS (Volcanic Massive Sulphides) (Ametrano et al., 1999). Ésta podría ser una razón de la presencia de tal anomalía magnética.

Existen otras anomalías magnéticas positivas de características similares a las generadas por los cuerpos plutónicos mencionados, es decir, que muestran un cierto contraste con las áreas adyacentes y de formas subcirculares. Estas son de menores dimensiones que las estudiadas, o bien son cóncavas hacia el canal Beagle, apuntando hacia las islas chilenas. Todas ellas sugieren afloramientos o presencia de

54° 30' S

te -15 -75

2

20

1

-10

÷

0

+10

+20

-

00-30 M

67° 00° W

02020

68° 00 W

10 km

ື

Cabo



Canal

B

68" 00' W

Peninsua Dumas

N DC 089

rocas plutónicas en subsuelo a escasa profundidad. Se ubican, de Oeste a Este en: bahía Lapataia, Co. Francisco Seguí, estancia Remolino, flanco sur del cordón No-

Top, cabo Leticia (sobre la costa atlántica) y otras entre Ea. Moat y bahía Sloggett (fig. 3.1).

De todas estas, sólo dos han sido investigadas. (i) En la bahía Lapataia se comprobó que no existe afloramiento de plutonitas. No obstante, su concavidad apunta hacia la península Dumas donde sí existen rocas plutónicas pertenecientes al Batolito Patagónico. (ii) La anomalía del Co. Seguí es muy similar a la del Co. Trapecio, y ambos son equidistantes de la Homblendita Ushuaia, al Oeste y Este respectivamente. Sin embargo, una rápida prospección en el primero no dio con afloramientos de rocas ígneas.

Las restantes anomalías se encuentran más allá de la línea de costa, es decir, dentro del canal Beagle o mar Argentino. El alto positivo que comienza a vislumbrarse en el flanco austral del cordón No-Top apunta hacia la isla Snipe (Chile) en la cual se han descripto afloramientos de rocas plutónicas (Katz y Watters, 1966). De particular interés resulta la anomalía del cabo Leticia. De existir allí un cuerpo plutónico sería el más alejado del arco magmático, y estaría cubierto por las rocas del Paleógeno que afloran en ese sector, a su vez sumergido en el mar Argentino.

3.2.b- Tratamiento de imágenes satelitales y fotos aéreas

Teniendo presente las localidades a explorar nunca visitadas previamente por otros geólogos, sumado a la ausencia de mapas geológicos a escala local de los sitios conocidos (Ea. Túnel y Co. Jeu-Jepén), se consideró de suma importancia la confección de mapas base de alta resolución para cada sitio, basado en imágenes satelitales y fotografías aéreas. Estos mapas base serían fundamentales para el mapeo de las distintas facies ígneas durante los trabajos de campo.

Para este fin se contó con imágenes SPOT y Landsat 7 (226-98), y fotografías aéreas del IGM (pertenecientes al gobierno de TdF) a escalas 1;20000 y 1:40000. De la imagen SPOT sólo se contó con las bandas B1, B2 y B3, mientras que el rango espectral de la Landsat disponible fue más amplio (bandas 1 a 5, 7 y pancromática).

Las características de las imágenes satelitales se enumeran en la tabla 3.1.

La primera medida tomada fue unificar los sistemas de proyección entre las imágenes satelitales y la cartografía topográfica de la zona. Para ello se recalculó la información de las imágenes SPOT y Landsat al sistema Gauss Krugger con datum WGS84, utilizando el programa ER Mapper 6.1.

En segundo lugar se procedió a escanear todas las fotografías aéreas y luego recortarles los bordes, de modo de trabajar solo con la parte central de cada una de ellas, que presenta menor distorsión. Una vez digitalizado este material se procedió al georreferenciamiento de cada una de ellas, utilizando nuevamente ER Mapper 6.1, tomando como base las imágenes satelitales.

No fue posible conseguir fotografias aéreas de todos los sitios de interés. Muchos sectores de la isla no fueron cubiertos por las diferentes corridas de toma de fotografias. De los cinco afloramientos, solo fue posible cubrir el plutón de Ea. Túnel y

el *PDM*, excepto por su extremo septentrional. Para el sector del Co. Trapecio existen fotos a escala 1:40000, pero lamentablemente tomadas luego de una nevada que cubrió completamente el área de interés.

Sistema	Sensor	Bandas	Rango Espectral (µm)	Píxel (m)
Landsat 7	ETM+	1	0,45 – 0,52 (azul)	30
		2	0,52 – 0,60 (verde)	30
		3	0,63 — 0,69 (rojo)	30
		4	0,76 - 0,90 (IR cercano)	30
		5	1,55 – 1,75 (IR medio)	30
		6	10,4 – 12,5 (IR termal)	60
		7	2,08 – 2,35 (IR medio)	30
		Р	0,58 – 0,90 (pancromático)	15
SPOT 5 (Systeme Probatoire d'Observation de la Terre)	HRV	B0	0,43 – 0,47 (azul)	1000
		B1	0,50 – 0,59 (verde)	10
		B2	0,61 – 0,68 (rojo)	10
		B3	0,79 – 0,89 (IR cercano)	10
		B4	1,58 – 1,75 (IR medio)	20
		м	0,51 – 0,73 (monoespectral)	5

Tabla 3.1. Especificaciones de las imágenes satelitales empleadas.

Con las fotografías georreferenciadas se procedió a la confección de mosaicos fotográficos (fig. 3.2). La resolución espacial de estos productos resultó de un píxel de ~2 m.

Una vez que se tuvieron todos estos elementos se procedió a la fusión de los mosaicos satelitales e imagen SPOT con la imagen Landsat, utilizando el software indicado más arriba. De esta manera se logra mantener la resolución espacial de los dos primeros productos (píxeles de 2 y 10 m, respectivamente) con la resolución espectral de la Landsat (7 bandas; fig. 3.2).

De los dos mosaicos fotográficos elaborados, solo el correspondiente al sector del *PDM* fue utilizado en el campo. El mosaico del sector de Ea. Túnel, por ser un área cubierta por bosque, salvo escasos asomos rocosos, resultó de escasa utilidad.

Sobre estas imágenes fusionadas se realizaron varias combinaciones de bandas a los efectos de diferenciar de manera efectiva las rocas ígneas entre sí y de sus encajantes. También se utilizó la banda pancromática de la imagen Landsat (combinadas con otras 3 de la misma imagen) para abarcar gran parte de la cordillera Fueguina en una sola imagen con resolución espacial mejorada (15 m).

Las bandas utilizadas fueron en general las 7, 4 y 1 o 7, 3 y 1 para los colores rojo, verde y azul, respectivamente. Para el *PDM*, el cuál está casi totalmente desprovisto de vegetación, resultó ser más efectiva la combinación 731 sumado al mosaico fotográfico (fig. 3.2). Para el plutón de Ea. Túnel se utilizó una combinación de la banda B1 de la imagen SPOT con las bandas 731 de la Landsat. Para el Co. Trapecio, también desprovisto de vegetación, se utilizaron las bandas 741 y pancromática de Landsat. Para el Co. Jeu-Jepén se fusionó también la banda B1 de la imagen SPOT con las bandas 741 y pancromática de Landsat. Para el Co. Jeu-Jepén se fusionó también la banda B1 de la imagen SPOT con las bandas 741 de la Landsat.

utilizar la imagen Landsat, debido a la presencia de nubosidad en el momento de toma. Para este sector se utilizó solamente la imagen SPOT, que si bien tiene buena resolución espacial, las bandas disponibles no son óptimas para lograr una correcta discriminación litológica. Sólo fue posible con esta imagen identificar los límites del cuerpo ígneo respecto de su encajante. De esta manera, se perdió la posibilidad de estudiar más detalladamente el segundo afloramiento más importante (por superficie y calidad de exposiciones) de los tratados en este trabajo.



Fig. 3.2. (a) fotomosaico (14 fotografías E 1:20000) con píxel de ~2 m. (b) superposición del fotomosaico con la imagen Landsat (combinación bandas: 731) con píxel de 30 m, de uno de los sectores visitados durante las tareas de campo (*PDM*). Nótese el cambio en definición en la parte superior de la figura, donde no hay cobertura con fotografías aéreas. Los sectores con leve tonalidad celeste corresponden al encajante metasedimentario, las manchas en celeste más intenso indican nieve. Los tonos amarilllos a rojizos marcan la presencia de rocas (gneas.

3.2.c- Microscopía petro y calcográfica

Todas las muestras recolectadas en el campo (en total 394) fueron analizadas luego bajo lupa binocular en el laboratorio de microscopía del Centro Austral de Investigaciones Científicas (CADIC) del CONICET. De esta manera fue posible ajustar más la clasificación petrográfica de campo y seleccionar las mejores muestras para posteriores estudios petro y calcográficos, análisis geoquímicos y geocronológicos.

Los nombres litológicos de rocas plutónicas indicados en este trabajo se basan en la clasificación modal de la IUGS (basada en Streckeisen, 1976; Le Maitre et al., 1989). Algunas variedades muestran una granulometría muy fina, que impide la identificación de las fases minerales al microscopio, por lo que en estos casos, para aquellas muestras en que se disponía de análisis químicos, se utilizó la clasificación de Cox et al. (1979), basada en el diagrama TAS.

Los cálculos modales, tanto bajo lupa como microscopio, se efectuaron de manera cualitativa empleando la tabla comparativa de Terry y Chilinger (1972). Esta es una manera rápida, aunque no muy exacta, de determinar las proporciones minerales. Posteriormente, se procedió a la medición de modas con mayor precisión de las muestras más representativas. Para esto se montó sobre la platina del microscopio unas guias calibradas de modo que permiten trasladar manualmente la lámina delgada en dos direcciones ortogonales con precisión de hasta 0,1 mm. Así se efectuaron conteos de puntos cada 1 ó 0,5 mm, dependiendo de las dimensiones del corte delgado, totalizando unos 700 puntos por lámina. De esta manera, si bien los conteos son inferiores a los 1500 puntos que se realizan tradicionalmente con contadores automáticos, se pudo obtener una clasificación confiable de las rocas, ampliamente mejorada respecto al método comparativo con tablas. Este método es aplicable a rocas con granulometría mayor a 150-200 µm. En rocas de menor granulometría, la clasificación se basó solamente en la proporción de los fenocristales (términos como feno-andesitas son utilizados, en este caso para indicar una roca con fenocristales de plagioclasa y minerales máficos), o en base a análisis químicos, como se expresó previamente.

Se han estudiado unas 154 láminas delgadas bajo el microscopio petrográfico. La clasificación textural utilizada para describir las rocas plutónicas es la de Teruggi y Leguizamón (1989). Los límites granulométricos empleados son los presentados por Hibbard (1995; tabla 3.2).





La composición de la plagioclasa en las muestras no analizadas con microsonda electrónica, se estimó con el método de Michel-Levy, basado en medidas del ángulo de extinción. Según Hibbard (1995) la estimación de la composición de la plagioclasa mediante este método se aproxima a un error dentro del rango de 2 a 10% de molécula de An.

En las descripciones petrográficas se emplea el término "integridad", presentado por Hibbard (1995), para definir la morfología de los cristales, en particular, cuán

Este autor introduce los términos de alta integridad para referirse a granos completos, baja integridad para calificar a granos esquelatales, dendríticos o muy poiquilíticos y de integridad media, para casos entre ambos extremos (fig. 3.3).



Fig. 3.3. Criterio de integridad de cristales. (a) y (b) cristales euhedrales de alta y baja integridad, respectivamente. (c) y (d) cristales anhedrales de alta y baja integridad. Tornado de Hibbard (1995).

Las secciones pulidas (28) fueron estudiadas con microscopio calcográfico en el CADIC, algunas, de mayor significancia, se analizaron bajo técnicas de inmersión en aceite en el Instituto de Recursos Minerales (INREMI) de la Facultad de Ciencias Naturales y Museo (UNLP).

completo es un grano.
3.2.d- Técnicas analíticas para análisis geoquímicos de roca total

Se han efectuado un total de 34 análisis geoquímicos de roca total para caracterizar geoquímicamente las facies plutónicas de TdF. Éstos se realizaron en los laboratorios de ACME Analytical Labs. Ltd. de Canadá y Mendoza. En el primero de los casos el tratamiento previo para el análisis fue efectuado enteramente en el laboratorio canadiense. En el segundo caso, la trituración y molienda requeridas fue llevada a cabo personalmente en el CETMIC (Centro de Tratamiento de Minerales y Cerámicos) de Gonnet.

Las técnicas empleadas por los laboratorios consistió en fusión de 0,2 g de muestra con LiBO₂ y luego una digestión nítrica diluida. Los elementos mayoritarios fueron analizados por ICP-ES (Inductively Coupled Plasma Emission Spectrometry) y los elementos traza por ICP-MS (ICP Mass Spectrometry). Adicionalmente, una fracción de 0,5 g de muestra fue digerida en cada caso con agua regia y analizada por ICP-MS para la medición de metales nobles y bases.

Los resultados analíticos se expresan en los capítulos correspondientes.

Siete muestras de rocas ultramáficas (4 de la Hornblendita Ushuaia y 3 del *PDM*) fueron seleccionadas para análisis de platinoides. Se eligieron rocas ricas en cúmulos de magnetita-ilmenita, rocas ricas en fases sulfuradas de los bordes de los intrusivos, y rocas con venillas portadoras de sulfuros. Más detalle en la descripción de las muestras seleccionadas puede verse en el Capítulo 11. Las muestras fueron procesadas en el CETMIC y las pulpas resultantes enviadas al laboratorio Genalysis, de Australia. La técnica analítica empleada para la detección de los metales Au, Pt y Pd, con límite de detección de 1 ppb, fue fusión de 25 g de muestra y recolección con plomo, digestión y posterior identificación por ICP-MS.

3.2.e- Técnicas analíticas para análisis isotópicos (Sm-Nd)

Los análisis de Sm – Nd fueron realizados en el Laboratorio de Geocronología de la Universidade de Brasília, en roca total, siguiendo el método de Goia y Pimentel (2000). Las muestras (~50 mg) fueron mezcladas con ~30 mg de spike (¹⁴⁹Sm-¹⁵⁰Nd) y diluidas en recipientes tipo *savillex* (limpios y secos) a través de una serie de ataques con ácidos fluorhídrico, nítrico y clorhídrico. La extracción y purificación del Sm y Nd se realizaron siguiendo técnicas convencionales de intercambio catiónico en columnas de teflón (primaria y secundaria) conteniendo resina LN-Spec. Las muestras de Sm y Nd fueron colocadas en filamentos de Re para posterior lectura en el espectrómetro de masa multicolector Finnigan MAT 262, operado en modo estático. Las incertidumbres 2σ de las razones ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd e ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd son mejores que 0,1% y 0,005%, respectivamente, de acuerdo con análisis repetidos en patrones de rocas internacionales BHVO-1 y BCR-1. Las razones ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd fueron normalizadas a ¹⁴⁶Nd/¹⁴⁴Nd = 0.7219 (O'Nions et al., 1977). Los valores actuales de CHUR usados en los cálculos de εNd fueron 0,1966 para ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd y 0,512638 para ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd

(Goldstein et al., 1984). Los valores de manto deprimido (DM) utilizados en el cálculo de las edades modelo fueron ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd de 0,233 y ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd de 0,51317 (Allegre et al., 1983). La constante de decaimiento de ¹⁴⁷Sm utilizada fue 6,54x10⁻¹² a⁻¹. Los valores T_{DM} fueron calculados utilizando la ecuación 6.5 presentada por Rollinson (1993), reemplazando los valores CHUR por los correspondientes de DM.

3.2.f- Técnicas analíticas para análisis geocronológicos

Se ha podido analizar sólo una muestra con fines geocronológicos. Se trató de un bolsón de leucogabro del *PDM* (CM28), alojado en homblenditas. Esta muestra está compuesta principalmente por plagioclasa, homblenda y piroxeno, de grano grueso a muy grueso. Se obtuvo una isocrona Rb-Sr, analizando roca total, y separados de homblenda y plagioclasa, en el Laboratorio de Geocronología de la Universidade de Brasília.

3.2.g- Microsonda electrónica

Los análisis con microsonda electrónica se efectuaron en el área de Servicios Científico-técnicos de la Universidad de Barcelona. Ésta consta con un equipo Cameca SX-50 con cuatro espectrómetros WDS (wavelenght dispersive spectrometer) y uno de tipo EDS (energy dispersive spectrometer), un microscopio electrónico de barrido y un microscopio óptico acoplado con un aumento de 400X, en el modo luz reflejada y transmitida.

La rutina empleada fue un voltaje de excitación de 20 kV y una corriente de haz de 15 nA. El tiempo de conteo para todos los elementos fue de 10 s. El límite de detección del instrumento es de 0,1% para cada elemento.

Por otro lado, se presentan datos de microsonda electrónica de minerales del intrusivo del Co. Jeu-Jepén (Capítulo 8), inéditos, obtenidos y cedidos al presente autor por R. D. Acevedo. Las muestras fueron analizadas con un instrumento similar (Cameca S-50) en el área de Servicios Científico-técnicos de la Universidad de Oviedo (España). La rutina empleada en este caso fue un voltaje de excitación de 15 kV, una corriente de haz de 10 nA y un tiempo de integración de 10 s.

3.3- TRABAJO DE CAMPO

Se han efectuado diversas campañas a los sectores de interés organizadas en salidas diarias o de varios días, dependiendo de la accesibilidad del sector, totalizando 45 días de campo (11 en *PDM*, 5 en Jeu-Jepén, 4 en península Ushuaia, 12 en Ea. Túnel, 11 en Mte. Kranck y 2 en Co. Trapecio). Además, se han realizado otras campañas (18 días en total) a sectores cuyo interés está indirectamente ligado a esta investigación (por ejemplo Ba. Lapataia y paso Spion-Kop).

Las tareas en el campo consistieron en identificación de distintas facies (gneas de cada plutón, las variaciones laterales a lo largo de los cuerpos (gneos e identificación de las unidades encajantes. Con la ayuda de los mapas base generados en gabinete (imágenes satelitales más fotos aéreas) se intentó mapear las diferentes unidades geológicas a escala 1:20000 y 1:10000. Cabe mencionar aquí que no existía información cartográfica de los cuerpos (gneos, incluso de aquellos conocidos previamente al inicio de este trabajo. Se tomaron muestras para estudios petro-calcográficos, y para análisis geoquímicos y geocronológicos de aquellas unidades que representaran particular interés. Cada muestra fue posicionada con GPS y ubicada en el mapa base.

No fue posible elaborar mapas de todas las localidades. En península Ushuaia, Co. Jeu-Jepén y Co. Trapecio, los afloramientos son muy reducidos. Sin embargo, la actividad minera en los dos primeros ha puesto en evidencia varios frentes de cantera en donde fue posible, en cambio, realizar perfiles de detalle a escalas aproximadas 1:1500 y 1:800. En el sector de Ea. Túnel la apertura de la Ruta Provincial 30 también ha permitido la exposición de rocas ígneas a lo largo de un paredón de 1 km de largo.

Un factor adverso en las tareas de mapeo e interpretación de las relaciones mutuas entre diferentes facies plutónicas es el bosque fueguino. En el caso del plutón de Ea. Túnel, cubierto casi enteramente por vegetación, la interpretación geológica en la parte central del plutón, donde existe una variabilidad litológica muy grande, fue de gran dificultad. Es así que la geometría de las distintas facies allí ha sido dibujada algo arbitrariamente, ya que los afloramientos muchas veces se reducen a escasos asomos pequeños de pocas centenas de metros cuadrados. La ayuda de imágenes satelitales y fotos aéreas en estos sectores es prácticamente nula. Por este motivo, si bien se ha intentado confeccionar un mapa a escala 1: 20000, aquí se lo presenta con menos detalle, a escala aproximada 1:30000. En el Co. Jeu-Jepén se tuvo el mismo inconveniente, con lo que sumado a los escasos afloramientos fuera de la cantera, no se ha cartografiado en planta este sector.

En el Intrusivo del Monte Kranck los afloramientos por debajo de los 600 msnm están cubiertos por bosque, no así los asomos por encima de esta cota. Las observaciones en las partes bajas, han tenido las mismas dificultades que en el caso de los afloramientos anteriores. En las partes libres de bosque, a pesar de las condiciones óptimas para el mapeo, la falta de imágenes de buena resolución espacial y espectral (descripto previamente en este capítulo) sumado a la adversidad del terreno, ha dificultado también las tareas de mapeo. En consecuencia, en este sector muchas de las observaciones volcadas al mapa (escala ~1:2000) son también algo subjetivas.

Finalmente, el PDM contaba con todas las facilidades para un mapeo de detalle. La casi totalidad de los afloramientos están desprovistos de bosque, y además, se había logrado cubrir la mayor parte del área con un mapa base a escala 1:10000. Lamentablemente este es el sector más inaccesible de todos los estudiados en este trabajo. Un valle (río Moat) de 3,5 km de ancho cubierto por turbales y diques de castores lo separan por 20 km del camino más próximo. Sólo fue posible llegar a este sitio en helicóptero en dos oportunidades y los días de trabajo efectivos fueron reducidos considerando la extensión del área. La duración de la primera campaña estuvo amoldada a las fechas impuestas por otro grupo de investigación del CADIC que en ese momento trabajaba en la zona, en la segunda campaña, un temporal de nieve redujo los días efectivos de trabajo a solo 4. Por esta razón el mapa geológico de este sector se presenta aquí a escala aproximada 1:50000.



C A Johannes Jansson, 1651.

Jodocus Hondius, 1608.



Charles Darwin, 1846.





Hernando de Magallanes, 1635-1671

GEOLOGÍA REGIONAL

4 GEOLOGÍA REGIONAL

4.1- INTRODUCCIÓN

Para tratar de lograr una cabal comprensión de las distintas unidades geológicas y procesos que han actuado en el sector estudiado en esta Tesis es necesario considerar a la región cordillerana de Tierra del Fuego en su totalidad, es decir, que además de hacer referencia al sector argentino de la isla Grande de TdF (incluyendo la isla de los Estados), se tendrá en consideración aquí el resto de la misma, como así también las restantes islas que conforman el archipiélago al Oeste y Sur de ésta, todas pertenecientes a la República de Chile. Es así que muchas de las formaciones que en este apartado se nombran, no tienen equivalentes (al menos no se han encontrado hasta la fecha) en el territorio nacional. Las figuras 4.1 y 4.2 ilustran, con menor y mayor detalle, respectivamente, los afloramientos de las unidades geológicas que constituyen la Cordillera Fueguina. Para la ubicación de las localidades mencionadas en el texto, en éste y otros capítulos, referirse además a las figuras 2.1, 2.2 y 3.1.

No se hará referencia a las unidades del Cretácico superior y más modernas, por carecer de interés vinculado a los objetivos de este trabajo. Para mayor información sobre ellas pueden consultarse los trabajos de Petersen y Methol (1948), Petersen (1949), Furque y Camacho (1949), Furque (1966), Camacho (1967), Caminos (1980), Caminos et al. (1981), Suárez et al. (1985a), Biddle et al. (1986), Buatois y Camacho (1993), Olivero y Malumián (1999), Olivero et al. (1999), Olivero et al. (2001), Ghiglione (2002), etc.

4.2- ANTECEDENTES

Los primeros datos geológicos sobre la región de la isla Grande de Tierra del Fuego e islas adyacentes fueron aportados por Darwin (1846), durante su famoso viaje a través del mundo en el H. M. S. Beagle, durante los años 1832-1834. Los primeros trabajos específicos aparecieron un poco más tarde, a finales del siglo XIX y principios del XX (e.g. Hyades, 1887; Popper, 1887; Nordenskjöld, 1897, 1905; Skotsberg, 1908; Quensel, 1912; De Agostini, 1913; Halle, 1913; Bonarelli, 1917; ver Kranck, 1932 y Caminos et al., 1981 para una reseña más detallada de estas investigaciones). Les cabe a Nordenskjöld y Quensel los primeros estudios sobre los granitoides de la cordillera Fueguina. El primero de ellos los bautizó "Andendiorite" o Dioritas Andinas, término que adoptara más tarde Kranck (1932), y que aún en la actualidad no ha sido del todo descartado. El segundo autor constató que la mayor parte del sector externo del archipiélago desde el cabo de Hornos hasta Puerto Montt estaba integrado por las Dioritas Andinas.

La primera obra completa e integradora de la geología fueguina y del sur de la Patagonia, abarcando estudios fisiográficos, estratigráficos, tectónicos y petrológicos,



Fig. 4.1. Unidades geológicas de la Cordillera Fueguina al Sur de los 52°S, hasta el Cretácico inferior. En amarillo suave se han representado las unidades del Cretácico superior y más modernas (i.e. posteriores al emplazamiento del *MPF*). La línea punteada marca el límite de la faja plegada y corrida. Los números indican 1: Homblendita Ushuaia, 2: intrusivo del Co. Trapecio, 3: *Plutón Diorítico Moat*, 4: intrusivo del Co. Jeu-Jepén, 5: *Intrusivo del Mte. Kranck*. Abreviaciones: HMS, High Metamorphic Schists (como los definiera Kranck, 1932); GA, complejo de gabros; CBPG, Grupo Plutónico Canal Beagle; SANPG, Grupo Plutónico Seno Año Nuevo; PBN of CB, Batolito Patagónico al N del canal Beagle (la subdivisión del Batolito Patagónico en los tres grupos GA, CBPG y SANPG (Hervé et al., 1984) no ha sido realizada al N de los canales Beagle y Ballenero); BA, Barros Arana; *MPF, Magmatismo Potásico Fueguino; SPU, Suite*

de la PenInsula Ushuaia; SFMF, Sistema de Fallas Magallanes-Fagnano. Fuentes: Kranck (1932), Suárez (1978a), Nelson et al. (1980), Caminos et al. (1981), Hervé et al. (1984), Suárez et al. (1986), Stern et al. (1991b), Klepeis y Austin (1997), Fildani y Hessler (2005), González Guillot et al. (2005), Olivero y Malumián (2007).

corresponde a Kranck (1932). Las observaciones de este autor fueron complementadas además por trabajos botánicos (Mr. H. Roivainen) y estudios sobre las turberas del interior de la Tierra del Fuego (V. Auer y E. Hyyppä) durante la expedición finlandesa de 1928-1929. Muchas de las conclusiones de Kranck se mantienen aún vigentes.

Poco después Kleer (1934) y Fester (1934, 1935) estudiaron la sierra de Alvear y el valle de Tierra Mayor, hasta ese entonces inexplorados. Harrington (1943) aporta observaciones y un mapa de la geología de la Isla de los Estados, que se suman a las previamente aportadas desde el trabajo de Lovisato (1883). A mediados del siglo pasado la Dirección Nacional de Minas inició una serie de campañas (1945-1948), al mando de Cristian Petersen, con el intento de lograr un levantamiento regular de la Isla Grande de Tierra del Fuego. Algunos resultados fueron presentados por Petersen y Methol (1948), Camacho (1949), Petersen (1949), Furque y Camacho (1949), Furque (1966).

Borrello (1968, 1969, 1972) a partir de los estudios previos y datos personales se encargó de enmarcar los Andes Fueguinos en la tectónica geosinclinal. En los últimos 35 años se llevaron a cabo una serie de estudios dentro del sector chileno por grupos de trabajo chilenos e internacionales, que llegaron a dilucidar con precisión la evolución de los Andes Fueguinos, en el marco de la tectónica de placas (*e.g.* Dalziel y Cortés, 1972; Halpern y Rex, 1972; Dalziel et al., 1973; Halpern, 1973; Dalziel et al., 1974a; Dott et al., 1977; Bruhn et al., 1978; Nelson et al., 1980; Dalziel, 1981; Hervé et al., 1981; Winslow, 1981; Dott et al., 1982; Nelson, 1982; Mpodozis y Ramos, 1990; Cunningham et al., 1991; Hanson y Wilson, 1991; Grunow et al., 1992; Álvarez–Marrón et al., 1993; Cunningham, 1994, 1995; Klepeis, 1994a, b; Kohn et al., 1995; Mukasa y Dalziel, 1996; Klepeis y Austin, 1997).

Paralelamente, el conocimiento geológico de la región fue avanzando con la cartografía aportada por Suárez (1978a), Caminos y Nullo (1979) (Hoja 67e, Isla de los Estados), Nelson et al. (1980), Caminos et al. (1981), Codignoto y Malumián (1981), Suárez et al. (1985a), Buatois y Camacho (1993), Olivero y Malumián (1999), Olivero et al. (1999). Los resultados de la exploración petrolera pueden verse en los trabajos de Yrigoyen (1962), Biddle et al. (1986), Galeazzi (1998).

Caminos (1980) presenta una síntesis completa del conocimiento geológico de Tierra del Fuego, posteriormente actualizada por Olivero y Martinioni (2001) y Olivero y Malumián (2007). Puede verse también un análisis bibliográfico excelente desde el trabajo de Darwin hasta fines de los '80 en Acevedo (1988). Quartino et al. (1989) introducen el término "Complejo Deformado de los Andes Fueguinos" para agrupar a las Formaciones Lemaire y Yahgán, y de este modo superar la "problemática identidad" entre ambas unidades. La cartografía más actualizada, que involucra al sector argentino de la isla Grande de Tierra del Fuego, fue presentada por Olivero y Malumián (2007; adaptada de Olivero et al., en prensa. Fig. 4.2).

La lista de autores que han aportado a la geología fueguina en los últimos años es mucho más extensa, incluyendo investigadores del CADIC-CONICET, UBA (especialmente del Instituto de Geofísica D.A. Valencio y del Laboratorio de Tectónica Andina), y de universidades extranjeras. Mayor detalle de los antecedentes acerca de las plutonitas fueguinas se da en las descripciones de cada localidad revisada en este trabajo.

4.3- ESTRATIGRAFÍA

Basamento

El basamento de la Cordillera Fueguina lo componen los "High Metamorphic Schists" que definió Kranck (1932) y que conforman el núcleo de la "Cordillera Central" (*i.e.* cordillera Darwin). Esta unidad se extiende hacia el Este hasta alcanzar el esquinero sudoccidental del sector argentino de la isla Grande, donde se le ha dado el nombre de Metamorfita Lapataia (Borrello, 1969). En este sector los afloramientos son reducidos, y se localizan en las inmediaciones de la bahía homónima, el lago Roca y el tramo occidental de la sierra de Valdivieso. Las rocas que componen a la Metamorfita Lapataia son esquistos gris verdosos ricos en material carbonoso fuertemente replegados e inyectados con varias generaciones de venas de cuarzo. La textura es lepidoblástica, con bandeamiento composicional muy fino (Caminos, 1980).

El origen de las rocas de basamento se asume en un prisma de acreción formado por sedimentitas volcaniclásticas marinas vinculado a subducción contra el margen Panthalásico de Gondwana durante el Paleozoico superior-Jurásico inferior, con anterioridad a la fragmentación del supercontinente (Dalziel y Cortés, 1972; Forsythe y Mpodozis, 1979; Nelson et al., 1980; Hervé et al., 1981; Dalziel, 1982, 1986; Dalziel y Forsythe, 1986; Mpodozis y Ramos, 1990; Grunow et al., 1992; Mukasa y Dalziel, 1996).

Intercaladas en las metamorfitas de Lapataia hay rocas básicas de origen volcánico. Kranck (1932) catalogó a estos bancos como esquistos verdes ofiolíticos, "greenstones of ophiolitic origin", los que alcanzan un grado metamórfico de esquistos verdes llegando hasta el grado bajo de anfibolitas.

El grado metamórfico del basamento de la cordillera Darwin muestra un decrecimiento progresivo en sentido divergente. Hacia el Sur, sin embargo, se produce una disminución abrupta en el grado metamórfico debido a una falla de despegue localizada en el brazo NO del canal Beagle (Dalziel y Brown, 1989; Kohn et al., 1993, 1995). Según Kranck (1932) los "High Metamorphic Schists" presentan un metamorfismo en facies de esquistos verdes hasta anfibolitas. Esto último se aprecia en Bahía Plüschow, al Oeste de la cordillera Darwin. En esta localidad aparecen

también esquistos con granate, glaucófano y turmalina, por lo que este autor asume que tal incremento en el grado metamórfico puede deberse a la influencia térmica provocada por la intrusión de los granitoides de la cordillera mencionada, contemporáneamente con sobrecorrimientos (debe hacerse notar aquí, sin embargo, que el glaucófano es un mineral de alta presión y baja temperatura, por lo tanto, no



Fig. 4.2. Mapa geológico del sector argentinno de la isla Grande de TdF e Isla de los Estados. Tomado de Olivero y Malumián, 2007 (modificado de Olivero et al., en prensa).



Fig. 4.2. Continuación.

debería incluirse en la paragénesis del metamorfismo térmico sugerida por Kranck, 1932). Del mismo modo, la presencia de migmatitas y granate en la costa al Sur de aquella cordillera es atribuida al mismo fenómeno. Kohn et al. (1993), por su parte, indican un metamorfismo en facies de estaurolita-sillimanita-cianita para el basamento en la cordillera Darwin. De este modo, esta cordillera expone las rocas de mayor grado

metamórfico (~8 kbars) ocurrido desde el Cretácico en adelante en todos los Andes al Sur de Ecuador (ver Kohn et al., 1995 y bibliografía allí citada).

Hacia el Este, en el área de Lapataia, se asume un grado metamórfico en las partes bajas de la facies de esquistos verdes (Caminos, 1980). La presencia de biotita y granate en las rocas de esta localidad (Olivero et al., 1997) podría ser, del mismo modo que en los alrededores de la cordillera Darwin, de origen térmico causadas por algún intrusivo subaflorante (Acevedo, 1988).

La deformación que afectó a la Metamorfita Lapataia ha sido polifásica, con al menos dos episodios de plegamiento y fuerte desarrollo de clivaje. Nelson et al. (1980), sin embargo, mencionan hasta 4 pulsos deformativos para los esquistos de la cordillera Darwin. Una característica común para todos los esquistos de la "Cordillera Central" es su milonitización (Kranck, 1932).

En cuanto a la edad de la Metamorfita Lapataia aún se mantiene cierta incertidumbre. Todas las especulaciones sobre su edad se basan en observaciones realizadas en sector chileno. Según las relaciones estratigráficas, el basamento sería Paleozoico superior a pre-Jurásico (Kranck, 1932; Dalziel y Cortés, 1972; Halpem, 1973; Caminos, 1980; Nelson et al., 1980; Caminos et al., 1981; Hanson y Wilson, 1991). Además, estas rocas están intruidas en este sector por la suite granítica peraluminosa Darwin, de 164 y 157 Ma (Mukasa y Dalziel, 1996; Nelson et al., 1980; respectivamente), considerada por Nelson et al. (1980) como el equivalente plutónico de la Fm. Tobífera (ver descripción del Batolito Patagónico). El único dato obtenido propiamente del basamento corresponde a una edad Rb-Sr (roca total) de 224 ±38 Ma (Hervé et al., 1981) en el extremo occidental de la cordillera Darwin. De particular interés, por su cercanía a los afloramientos argentinos, es el dato de Halpern (1973) para los esquistos de bahía Yendegaia, de 145 Ma (Rb-Sr roca total), pero dicho valor podría estar marcando un evento metamórfico y no la edad de la sedimentita.

Por otro lado se ha planteado, con ciertas dudas, un pasaje transicional y no discordante entre la Metamorfita Lapataia y las rocas jurásico-cretácicas. Es así que varios autores sugieren que esta unidad podría representar en realidad facies de mayor metamorfismo de la Formación Yahgán o Lemaire (Kranck, 1932; Borrello, 1972; Bruhn, 1979; Caminos, 1980; Caminos et al., 1981; Acevedo, 1988; Escayola et al., 2007), en donde la intensa deformación Ándica pudo poner en contacto escamas tectónicas del basamento paleozoico con rocas mesozoicas metamorfizadas en un grado más alto (Caminos et al., 1981).

Las unidades certeramente Mesozoicas

Formación Lemaire

Bajo esta denominación (Borrello, 1969) se incluyen a los "Quartzporphyryformation" que definiera Quensel (1910) o pórfiros cuarcíferos que Kranck (1932) considerara como pertenecientes al miembro inferior de la Formación Yahgán (actualmente este miembro corresponde a la Fm. Lemaire). Otros autores han sugerido diferentes denominaciones, como ser el de Serie de Alvear (Petersen, 1949), Formación Alvear (Furque, 1966; Caminos, 1980), Serie Porfírica (para Isla de los Estados; Harrington, 1943), Complejo El Quemado (Feruglio, en Fossa Mancini et al., 1938) o Formación Quemado (Flores, 1961). A partir de Caminos et al. (1981) el nombre de Formación Lemaire es adoptado por la comunidad geológica argentina.

En territorio argentino estas rocas tienen su localidad tipo en la isla de los Estados (Caminos, 1980). Se extienden conformando una faja discontinua en sentido NO desde allí hacia el Oeste por toda la isla Grande, donde afloran principalmente en los montes Negros y en las sierras de la costa sur de la península Mitre, en la sierra de Lucio López¹, en el flanco septentrional de las sierras de Sorondo y Valdivieso y en la mayor parte de la sierra de Alvear. Los afloramientos continúan en territorio chileno siguiendo la faja cordillerana hasta aproximadamente los 44°S (Feruglio, 1949). Allí estas rocas han recibido la denominación de Formación Tobífera (Thomas, 1949) para el equivalente que conforma el basamento de la cuenca sedimentaria magallánica. Afloramientos aislados ocurren también en la ladera oeste del monte Susana (inmediatamente al Oeste de Ushuaia) y en la costa norte de península Dumas (en isla Hoste, Chile).

Es una sucesión volcánico-sedimentaria marina conformada por lavas, pórfiros, tobas e ignimbritas ácidas (riolíticas y riodacíticas) asociadas con tufitas, areniscas tobáceas, lutitas, pizarras oscuras radiolaríticas y conglomerados en menor proporción. Intercaladas en esta secuencia aparecen rocas básicas de composición basáltica a basandesítica (Kranck, 1932; Carninos, 1980; Olivero y Martinioni, 1996a; Olivero et al., 1997; 1999).

En general, las facies arenosas y de turbiditas clásicas de las sedimentitas asociadas a esta unidad se caracterizan por contener cristaloclastos cuarzo-feldespáticos y líticos de volcanitas ácidas (Olivero y Martinioni, 1996a).

Las rocas básicas asociadas a la Formación Lemaire constituyen lentes, filones capas y diques de composición basáltica a basandesítica (Bruhn et al., 1978).

Este conjunto volcano-sedimentario se encuentra plegado y metamorfizado en grado muy bajo (facies de prehnita-pumpellyita), con desarrollo en general de varios tipos de clivaje bien marcados (Caminos, 1980). La participación de fenómenos dinámicos que modificaron la textura de estas rocas y que produjeron una significativa recristalización de la matriz ha sido importante.

Las relaciones de contacto con las unidades infra y suprayacente son variables. El piso, cuando éste se encuentra expuesto, arranca con un conglomerado basal que lo separa mediante discordancia angular de los "High Metamorphic Schists" o Metamorfita Lapataia en el monte Buckland y valle Desilusión, respectivamente

¹ Los afloramientos de esta unidad en la sierra de Lucio López son inferidos por Petersen (1949) y citados por caminos et al. (1981). Por su parte, González Guillot et al. (2005), aunque con dudas, interpretan al encajante del Plutón Diorítico Moat en esta serranía, como perteneciente a la Fm. Lemaire. Sin embargo, la cartografía más actualizada (ver Olivero y Malumián, 2007), no considera a esta unidad como integrante de la sierra de Lucio López.

(Kranck, 1932; Caminos, 1980). El pasaje hacia las unidades suprayacentes, en cambio, presenta interpretaciones opuestas. En las Sas. de Valdivieso y Alvear el pasaje es gradual hacia la Fm. Yahgán (Caminos et al., 1981) del mismo modo lo es hacia la Fm. Beauvoir en isla de los Estados (Caminos, 1980). Por otro lado, Olivero y Martinioni (2001) consideran como tectónico al contacto entre las Formaciones Lemaire y Yahgán al Norte del canal Beagle. Por su parte, estudios de sondajes en áreas no deformadas como las cuencas Austral y de Malvinas, demuestran que tal pasaje es discordante (Biddle et al., 1986; Galeazzi, 1996, 1998). En península Dumas las rocas de la Formación Tobífera infrayacen en contacto, aunque mal expuesto, aparentemente deposicional al Complejo Tortuga (Suárez et al., 1985a).

Por las relaciones estratigráficas mencionadas precedentemente, la Formación Lemaire serla de edad jurásica superior (ver edades referentes a las formaciones sedimentarias suprayacentes más adelante). Lo mismo se deduce a partir de la edad Jurásico superior - Cretácico inferior (Suárez et al., 1985a; Stern et al., 1991a, 1992; Mukasa y Dalziel, 1996; Calderón, 2006; ver Sección 4.3) del Complejo Tortuga. Por otro lado, amonites y belemnites del Kimmeridgiano-Titoniano fueron reportados por Fuenzalida y Covacevich (1988) en capas de la Formación Toblfera en el sector chileno. Edades de 164,1 Ma (U-Pb sobre circón) y 157 ±7 Ma (Rb-Sr roca total) de granitos tipo S en la cordillera Darwin (Mukasa y Dalziel, 1996; Hervé et al., 1981; respectivamente), considerados equivalentes plutónicos de la Formación Tobífera (Nelson et al., 1980), confirma que al menos parte de este magmatismo correspondería al Jurásico superior (Hervé et al., 1979, 1981). Estudios geocronológicos detallados posteriores presentan numerosos datos para todo el volcanismo jurásico de la Patagonia. De ellos se extrae una edad jurásica medio superior para la Formación Tobífera en localidades más septentrionales, tanto en sector cordillerano al Norte del estrecho de Magallanes como en subsuelo en la isla Grande (Féraud et al., 1999; Pankhurst et al., 2000; y referencias allí citadas).

La relación ⁸⁷Sr/⁶⁸Sr de 0,7085 ±0,0019 (2 σ), junto con la naturaleza silícica y carácter peraluminoso de los granitos de la cordillera Darwin, llevaron a Nelson et al. (1980) a interpretar un origen por contaminación cortical o anatexis de corteza continental para la Formación Lemaire. Lo mismo sugirieron previamente Bruhn et al. (1978). Esto se habría dado simultáneamente con un proceso de subducción e inyección de filones y lavas básicas calcoalcalinas provenientes del arco volcánico y toleíticas derivadas de diapiros ascendentes del manto (Bruhn et al., 1978). Las primeras efusiones (Jurásico medio) habrían sido subaéreas, en la parte norte de la isla Grande de Tierra del Fuego y en la plataforma atlántica, al igual que en Patagonia extraandina (Natland et al., 1974 y Bruhn et al., 1978), luego con la profundización de la cuenca pasaron a ser de carácter submarino (Fm. Lemaire, e.g. Kranck, 1932). En este último caso, las condiciones eran principalmente profundas, aunque también se citan algunas erupciones, o bien subaéreas, o bien en aguas someras, a juzgar por la presencia de lapilitas acrecionarias (Hanson y Wilson, 1991).

Formación Hardy

Esta unidad representa el arco volcánico Jurásico – Cretácico y no tiene equivalentes en territorio nacional, a excepción, quizá, de parte de las rocas eruptivas básicas alojadas dentro de las Formaciones Lemaire y Yahgán, a quienes Bruhn et al. (1978) consideran provenientes de dicho arco (ver más adelante).

La Formación Hardy fue definida por Suárez y Pettigrew (1976) para agrupar una secuencia de por lo menos 600 m de espesor de rocas volcaniclásticas (piroclásticas y epiclásticas), con lavas riolíticas y basálticas intercaladas. Aflora típicamente en la península Hardy (isla Hoste) y en otras islas del archipiélago chileno (islas Wollaston, L'Hermite, Hornos y Bayly entre otras; Suárez, 1978a). Otros representantes afloran en islotes al SO de la costa meridional de la isla Georgia del Sur (Storey y Tanner, 1982).

Las rocas piroclásticas incluyen tobas vítreas, y en menor proporción líticas, tobas acrecionarias (Dott et al., 1977), cherts volcanogénicos, brechas riolíticas y andesíticas e ignimbritas alteradas (Suárez, 1978a; Suárez et al., 1985a).

Las rocas epiclásticas consisten en areniscas y conglomerados, con contenido variable de material piroclástico. Poseen fauna marina fósil y exhiben gradación normal.

Las lavas basálticas se intercalan en la secuencia volcaniclástica en capas generalmente inferiores a 1,5 m de potencia. Son amigdaloides y algunas presentan textura intergranular, compuestas por plagioclasa y clinopiroxeno con abundantes opacos finamente diseminados. Otras poseen textura offica y están compuestas por plagioclasa y clinopiroxeno, clorita, leucoxeno y minerales opacos. Ocasionalmente se observan posibles seudomorfos de olivina (Suárez et al., 1985a).

Estas rocas se encuentran parcialmente recristalizadas y metamorfizadas en facies de zeolitas y prehnita-pumpellyita (Suárez, 1978a).

Las relaciones estratigráficas no están bien establecidas aún. Su base no ha sido reconocida y su techo parece, en algunos afloramientos, estar cubierto por el Complejo Tortuga, en otros, en cambio, son conglomerados de la Formación Yahgán los que la cubren (Suárez et al., 1985a). Sin embargo, Suárez et al. (1985a) y Miller et al. (1994) indican que existe una interdigitación lateral entre las Formaciones Hardy y Yahgán.

La edad en base al contenido fosilífero es titoniana - valanginiana (Aguirre y Suárez, 1985). Por las relaciones estratigráficas mencionadas más arriba, Suárez (1978a) y Suárez et al. (1985a) infieren que al menos parte de la Formación Hardy es previa a la efusión de lavas almohadilladas del Complejo Tortuga, del Jurásico superior - Cretácico inferior, y que habría continuado durante el Cretácico inferior, interpretando además, que los niveles bajos podrían correlacionarse, al menos en parte, con la Formación Tobífera. De todos modos, dado que no se conoce la base de la Fm. Hardy, la contemporaneidad entre las Formaciones Hardy y Tobífera aún resta comprobarse (Hanson y Wilson, 1991).

Una edad radimétrica obtenida en un flujo lávico o intrusión somera riolítica (Miller et al., 1994) dio 107,9 Ma (edad plateau Ar-Ar sobre fenocristal de homblenda), similar a los 103-100 Ma de la Fm. Annenkov Island de la isla Georgia del Sur (Tanner y Rex, 1979), equivalente de la Fm. Hardy. En un domo riolítico al O de bahía Orange (península Hardy), se obtuvo una discordia U-Pb cuya intersección inferior arrojó una edad de ~120 Ma (Mukasa com. pers., en Hanson et al., 1989).

La alternancia de rocas piroclásticas y lavas sugiere que la secuencia fue producida por estrato-volcanes, y la presencia de material piroclástico grueso indica además que los mismos no habrían estado muy lejos de los actuales afloramientos (Suárez, 1978a). Esta formación presenta además evidencias de actividad volcánica subaérea (grietas de desecación en algunos niveles sedimentarios, lapillis acrecionarios e ignimbritas), y submarina (fósiles –la presencia de *Chondrites* indica a su vez profundidades relativamente grandes-, estratificación entrecruzada y lavas almohadilladas), según lo indican Suárez (1978a) y Suárez et al. (1985a).

La Formación Hardy habría estado asociada a un arco islándico continental, en donde los esfuerzos tensionales durante la fragmentación del extremo SO de Gondwana habrían separado una escarna con volcanismo activo del resto del continente (Bruhn et al., 1978).

Datos geoquímicos muestran que estas rocas son de naturaleza calco-alcalina, generadas en un arco magmático asociado a subducción (Suárez, 1976b, 1978a; Bruhn et al., 1978; Miller et al., 1994).

Complejo Tortuga

Esta unidad comprende una serie de rocas básicas de fondo oceánico cuyo afloramiento típico es en el cerro Tortuga, Sur de isla Navarino (Suárez, 1976b). Al igual que en el caso anterior estas rocas afloran en el archipiélago chileno al S y O del sector argentino de la isla Grande, pero guardan dos aspectos importantes que hacen meritorio una mención aquí de ellas. Por un lado representan un evento geotectónico fundamental en el desarrollo de la cordillera Fueguina (el desarrollo de la cuenca marginal Rocas Verdes; Katz, 1972, 1973; Dalziel et al., 1974a, ver más adelante), y por otro lado, se ha hecho mención varias veces en la bibliografía existente de la presencia de rocas eruptivas básicas en las Formaciones Lemaire y Yahgán posiblemente relacionadas al magmatismo de fondo oceánico (Suárez, 1976b, 1977a; Bruhn et al., 1978; Caminos, 1980, 1981; Suárez et al., 1985a; Haller y Delpino, 1989; entre otros).

El Complejo Tortuga representa la porción superior de una columna ofiolítica in situ, es decir que no involucra obducción de corteza oceánica sobre corteza continental (Dalziel et al., 1974a). Está integrado por un conjunto de rocas máficas seudoestratificadas, que de abajo hacia arriba incluye troctolitas, gabros, diques doleríticos (sheeted dykes), basaltos y brechas, ambas con estructura almohadillada. La geoquímica de estas rocas es principalmente toleítica, comparable con basaltos de fondo oceánico (Suárez 1976b, 1977a; Bruhn et al., 1978; Miller et al., 1994). Miller et al. (1994), sin embargo, indican que los primeros pulsos del magmatismo de fondo oceánico poseen un tren calco-alcalino, mostrando una fuerte impronta del arco magmático, cuando la apertura de la cuenca no era suficiente para permitir el aislamiento de los fundidos derivados de la deshidratación de la placa subducida.

En cuanto a las relaciones estratigráficas, Suárez (1976b, 1978b) mencionan que lavas almohadilladas del Complejo Tortuga infrayacen a sedimentitas de la Formación Yahgán en diversas localidades, y a su vez sobreyacen concordantemente a tobas silíceas de la Formación Tobífera (aunque con contactos no muy bien expuestos, como ya se dijo previamente) y a volcanitas de la Formación Hardy (Suárez, 1979).

Las edades radimétricas obtenidas en otros complejos ofiolíticos de la cuenca de Rocas Verdes indican edades en el rango 150-137 Ma (ver Sección 4.3).

Estas rocas presentan dos tipos de metamorfismo, uno de ellos en condiciones estáticas de tipo térmico, en donde Stern y Elthon (1979) describen 4 facies desde zeolitas hasta actinolita, a medida que se desciende en la columna estratigráfica (~1 km de espesor) pero que desaparece en los niveles basales de gabros, típico del metamorfismo hidrotermal de fondo oceánico, asociado a celdas convectivas de agua marina en dorsales en expansión. Superpuesto a este metamorfismo, observan otro de tipo regional dinamotérmico, que afectó principalmente a las rocas del Oeste del canal Beagle, transformándolas localmente en esquistos verdes (Stern et al., 1976; Suárez, 1976b).

Formación Yahgán

Esta formación fue definida por Kranck (1932) para agrupar un conjunto de sedimentitas leptometamorfizadas con ocasionales intercalaciones de rocas volcánicas básicas que afloran en los alrededores de Ushuaia. El primero en estudiar estas rocas fue Darwin (1846) quién denominó "Clay Slate Formation" a los afloramientos del sector oriental del canal Beagle y del Norte de la cordillera que lleva su nombre, y para diferenciarlas además de las rocas cristalinas altamente metamorfizadas de esta última cordillera.

Esta unidad tiene su equivalente en la Isla Georgia del Sur, con el nombre de Fm. Cumberland Bay, mientras que en la Cordillera Patagónica al Norte de los 52°S, la unidad equivalente recibe los nombres de Fm. Zapata (Katz, 1963) y Fm. Erezcano.

La Formación Yahgán es la unidad más difundida en la cordillera Fueguina argentina, aflora desde Ushuala hasta la bahía Sloggett, en los montes Martial, extremo oriental de la sierra de Valdivieso, en la sierra de Sorondo, cordón No-Top y extremo austral de la sierra de Lucio López. En territorio chileno está también ampliamente distribuida, aflorando en las islas Picton, Nueva, Lennox, Navarino, Hoste y Gordon, además de en la isla Grande de TdF y península Brunswick. Durante las tareas de campo vinculadas a esta Tesis, se han encontrado afloramientos de la Fm.

Yahgán (con intercalaciones de rocas máficas) en la costa sur del canal Beagle al O de bahía Lapataia, en una franja paralela a la costa de ~1km de ancho. Los afloramientos se inician en la punta Entrada (sobre Ba. Lapataia) y se continúan hasta territorio chileno. Están separados de la Fm. Lapataia por un corrimiento de rumbo OSO con inclinación al S. El mismo corrimiento citan Bruhn (1979) y Nelson et al. (1980) para separar los esquistos de alto grado de la cordillera Darwin (al N) de metavolcanitas máficas (al S).

La unidad comprende una espesa sucesión de rocas volcaniclásticas marinas, que incluye conglomerados resedimentados, areniscas masivas, grauvacas, turbiditas arenosas y fangosas, fangolitas, niveles de chert y tobas, además de las volcanitas básicas ya mencionadas. Estas rocas se han interpretado como el relleno clástico de la cuenca marginal de Rocas Verdes (Dalziel et al., 1974a; Suárez y Pettigrew, 1976; Winn y Dott, 1978), depositadas sobre un sustrato conformado por corteza oceánica (Fm. Tortuga) y continental (principalmente Fm. Lemaire). Winn (1978) y Suárez et al. (1985b) propusieron que se habrían formado en un ambiente de sedimentación de abanicos submarinos.

El espesor de la unidad al Norte del canal Beagle es estimado por Olivero y Martinioni (1996a) en 1300 m o más. Más al Sur, en isla Navarino, en cambio, se ha indicado un espesor mínimo de 1700 m, estimándose un espesor total de 3000 m (Katz y Watters, 1966). La potencia máxima estimada para la Formación Yahgán es de al menos 5-6 km (Winn, 1978).

Olivero y Martinioni (1996a) sugieren, basándose en la distribución de facies y en que los espesores mayores y depósitos más gruesos se ubican al Sur, más próximos al área de aporte, que el modelo de abanico submarino carece de sustento ya que el paquete sedimentario tendría forma de cuña. De esta manera, proponen un sistema sedimentario controlado tectónicamente, con el desarrollo de una cuña clástica adosada al pie de una escarpa estructural activa durante la sedimentación (fig. 4.3). El área de procedencia de los detritos de la Formación Yangán estaría ubicada al Sur, en el archipiélago fueguino (Suárez, 1976b; Winn, 1978; Olivero y Martinioni, 1996a). La fuente provendría principalmente del arco volcánico (Fm. Hardy).



Fig. 4.3. Esquema de la configuración cortical en Tierra del Fuego al momento de la depositación de la Fm. Yahgán (Jurásico superior – Cretácico inferior). Las facies de la Fm. Yahgán corresponden a: círculos, conglomerados; punteado, areniscas; liso, fangolitas. Tornado de Olivero y Martinioni (2001).

La composición clástica de las sedimentitas de la Formación Yahgán es dominantemente volcánica andesítica, en especial de los términos de granulometría más gruesa (Olivero y Martinioni, 1996a). Este es un argumento que utilizan para distinguir a éstas de facies similares de la Formación Lemaire, compuestas por fragmentos cuarzo-feldespáticos y de volcanitas ácidas.

La presencia de niveles de areniscas con material piroclástico (vidrio y pómez recristalizado), así como también la presencia de tobas y brechas piroclásticas, llevaron a Suárez et al. (1985a) a concluir que el arco volcánico se mantuvo activo hasta al menos parte de la depositación de la Formación Yahgán (idea que también propusieron otros autores, e.g. Suárez y Pettigrew, 1976; Miller et al., 1994).

El contenido fosilífero de la Fm. Yahgán en los afloramientos argentinos es escaso. Los únicos fósiles diagnósticos registrados, probablemente hacia el tope de la formación, comprenden a Birostrina concentrica e Inoceramus carsoni que indican edad albiana superior (Olivero y Martinioni, 1996b). En el archipiélago chileno los niveles con contenido fosilífero de importancia corresponden a las facies proximales. Hoffstetter (1957) y luego Katz y Watters (1966) indican fauna fósil de edad cretácica hasta titoniana. También Aguirre y Suárez (1985) y Suárez et al. (1985a) han documentado amonites y belemnites del Titoniano-Neocomiano. Fósiles contemporáneos fueron reportados más al Norte en la región chilena (Katz, 1963; Johnson, 1987; Fuenzalida y Covacevich, 1988). Hacia el tope del miembro, las capas referidas a los "Estratos de Tekenika" presentan restos de bivalvos y corales asignados al Aptiano-Albiano (Dott et al., 1977), y plantas fósiles del Neocomiano-Cenomaniano y Oxfordiano-Kimmeridgiano (Suárez et al., 1985a, y bibliografía allí citada). Por otro lado, las edades de 113-115 Ma del Magmatismo Potásico Fueguino (MPF) alojadas en esta unidad, definen un límite superior para la Fm. Yahgán.

La Formación Yahgán ha sido intensamente deformada, con desarrollo de pliegues apretados y volcados hacia el NE y de clivaje de plano axial que corta al bandeamiento composicional. El grado metamórfico alcanzado por estas rocas es de prehnitapumpellyita, definido por Katz y Watters (1966) en isla Navarino y Carninos et al. (1981) en la isla Grande.

Formación Beauvoir

Denominación dada por Furque (1966), corresponde a lo que previamente llamara Camacho (1948) "Serie de Beauvoir". Se trata de una sucesión de pelitas marinas dominada por fangolitas y fangolitas arenosas negras, con bancos alternantes de areniscas y margas que afloran en la sierra homónima. Otros afloramientos fueron citados por Petersen (1949) en el extremo noroccidental de la sierra de Lucio López, y más hacia el Este hasta la bahía Buen Suceso, en la península Mitre. Estas rocas continúan aún más hacia el naciente, en el extremo noroccidental de la isla de los Estados, y en las islas Año Nuevo (Caminos y Nullo, 1976). Corresponden a esta unidad también los estratos del Hito XIX de Doello Jurado (1922). Según Olivero et al. (1999), parte del flanco septentrional de la sierra de Alvear podría estar integrado por esta unidad. Hacia el Oeste siguen los afloramientos, ya en territorio chileno, con el nombre de Fm. La Paciencia y Fm. Vicuña (Natland et al., 1974; Klepeis, 1994a).

Las rocas de la Formación Beauvoir son muy homogéneas, con estratos de hasta un metro de potencia. Algunos intervalos presentan ritmitas de areniscas finas a muy finas y fangolitas. La mayoría de los estratos posee estructura interna masiva, algunos con una leve laminación paralela (Olivero y Martinioni, 2001).

En la isla de los Estados esta unidad apoya concordantemente sobre la Formación Lemaire, existiendo una zona de transición entre ambas de unos 50 m de espesor donde alternan estratos volcánicos y sedimentarios (Dalziel et al., 1974b; Caminos y Nullo, 1976). El techo de la Formación Beauvoir no aflora en esta localidad. En la isla Grande de TdF, se interpreta que esta última es un equivalente lateral de la Formación Yahgán (Olivero y Martinioni, 1996a, b).

Las rocas de la Formación Beauvoir fueron depositadas en ambiente marino, en parte en ambiente de plataforma por debajo del nivel de acción de olas, así como también en ambientes profundos de talud y de planicie abisal (Biddle et al., 1986; Olivero y Martinioni, 2001).

En base al contenido fosilífero, la edad de la Fm. Beauvoir es atribuida entre el Jurásico superior y la parte final del Cretácico inferior (Harrington, 1943; Carnacho, 1967; Carninos y Nullo, 1976; Martinioni, 1997; Olivero, 1997). Otro control cronoestratigráfico queda establecido por dataciones radimétricas sobre cuerpos intrusivos en la Formación Beauvoir. En el cerro Jeu-Jepén (en el extremo NO de la sierra de Lucio López) aflora un plutón cuya edad K-Ar (roca total) es de 93 ±4 Ma (Acevedo et al., 2000). En el cerro Rodríguez (sierra de Beauvoir) Martinioni et al. (1999a) obtuvieron una edad (K-Ar, roca total) de 104 ±4 Ma sobre diques básicos intruidos en estas sedimentitas.

Los estratos de la Formación Beauvoir están dispuestos en capas de corrimientos, con desarrollo de pliegues asimétricos. Las rocas poseen además un apretado clivaje de plano axial subvertical de rumbo E - O (Olivero y Martinioni, 2001).

Los diques y filones máficos deformados de la Cordillera Fueguina

Se hará una breve reseña aquí sobre las rocas máficas, referidas como "greenstones" en la literatura antigua de TdF, intercaladas en las unidades sedimentarias pre-Cretácico superior, es decir, Formaciones Lapataia, Lemaire y Yahgán (y su equivalente Cumberland Bay). Su origen es asignado a procesos variables, y ha conducido a confusión en algunos geólogos entre los años 80's y 90's. La correcta interpretación de su génesis esclarece el marco geotectónico imperante previo y durante al emplazamiento del Batolito Patagónico y del *Magmatismo Potásico Fueguino*.

Fue Darwin (1846) quien menciona por primera vez la presencia de diques verdes cortando a los esquistos de su "Clay Slate Formation". Kranck (1932) aporta el primer

dato geoquímico de estas rocas (del filón del Mte. Olivia). Este autor menciona además intercalaciones de metabasitas en los esquistos de Lapataia y en los "High Metamorphic Schists", siendo los filones en esta unidad más abundantes que en la Fm. Yahgán (Kranck, 1932; p. 114).

Katz y Watters (1966) mencionan la presencia de filones máficos intruidos en la Fm. Yahgán en isla Navarino, con espesores desde 25 cm hasta 300 m, en una faja de rumbo aproximado E-O. Estos autores vinculan a estos filones, sólo en base a consideraciones petrográficas y de campo, con lavas almohadilladas y gabros del Sur de la isla, que posteriormente fueran ubicados en la Fm. Tortuga.

El primer estudio dedicado especificamente a estas rocas fue llevado a cabo por Bruhn et al. (1978). Estos autores trabajaron en la sierra de Alvear, al N de Ushuaia, y al E de cordillera Sarmiento (Chile, ~52°S). En la primera localidad describen flujos lávicos máficos y capas piroclásticas de la misma composición intercaladas en piroclastitas y lavas ácidas de la Fm. Lemaire. A su vez, esta última es cortada por filones y diques máficos. En el sector chileno describen un escenario similar, con el corolario de que las lavas básicas, con estructura almohadillada, incrementan su espesor hacia el O, es decir, hacia los afloramientos del Complejo Ofiolítico Sarmiento, y comparten una geoquímica similar con éstas (Stem, 1980).

Los datos geoquímicos de los afloramientos argentinos muestran dos grupos de rocas claramente diferenciables (Bruhn et al., 1978). Por un lado, las facies lávicas muestran una tendencia calco-alcalina, con mayores contenidos en SiO₂, Al₂O₃ y Sr que las facies intrusivas, comparables con rocas de la Fm. Hardy. Esto concuerda con la relación de interdigitación entre las Formaciones Yahgán y Hardy descriptas por Suárez et al. (1985a) y Miller et al. (1994). Contenidos más bajos en SiO₂, Al₂O₃ y Sr y mayores en FeO, MgO y CaO, junto a un tren toleítico, observados en las rocas filonianas, por otro lado, son característicos de las ofiolitas de la cuenca marginal. Los patrones de REE, sin embargo, muestran que los filones alojados en la Fm. Lemaire tienen afinidad tanto con las rocas ofiolíticas (Bruhn et al., 1978; Stern, 1980) como con las del arco (Bruhn et al., 1978).

Dos conclusiones pueden extraerse de lo presentado en estos párrafos. En primer lugar, el arco magmático (representado por la Fm. Hardy y el Batolito Patagónico) estuvo activo desde por lo menos el Jurásico inferior, y tanto éste como el magmatismo de fondo oceánico fueron contemporáneos con la Fm. Lemaire (Bruhn et al., 1978; ver también Sección 4.3). La transición de un régimen calco-alcalino a uno toleítico marca el inicio de la cuenca marginal (Bruhn et al., 1978). En segundo lugar, los datos sugieren que fuera del *locus* de la cuenca marginal la corteza se encontraba también atenuada y comunicada con el manto mediante fracturas que permitieron el ascenso de magmas toleíticos.

Haller y Delpino (1989) estudiaron los filones y diques basálticos descriptos previamente por Carninos (1980) sobre el perfil de la Ruta Nacional 3 (entre paso Garibaldi y Mte. Olivia), intruidos en las Formaciones Yahgán y Lemaire. Estos autores mencionan características texturales que indican emplazamiento en un medio no

completamente consolidado. También describen el cuerpo intrusivo de Ea. Túnel (gabros y homblenditas pertenecientes al *MPF*, ver Capítulo 7). En base a un análisis geoquímico preliminar, concluyen que los basaltos se vinculan genéticamente con las ofiolitas de la cuenca marginal, y erróneamente, además, con la plutonita de Ea. Túnel. De este modo incluyen a los diques básicos en un esquema de enjambre de diques (sheeted dykes) y al intrusivo de Túnel como el segmento de gabros de lo que sería una columna ofiolítica desmembrada.

Quartino et al. (1987, 1989) describen por su lado estos mismos filones y diques. Estos autores indican un carácter principalmente toleítico, y en menor medida calcoalcalino, para estos basaltos, y, sin especular sobre su génesis, los desvinculan de las rocas ultramáficas de Ea. Túnel.

Sin dudas los trabajos de Bruhn et al. (1978) y Stern (1980) dan una idea bastante clara, y sobre todo, fundamentada, acerca del origen de los filones y diques máficos de la cordillera Fueguina (y Patagónica). De todos modos, permanece inevitable la incertidumbre ante un nuevo afloramiento de estas rocas, sobre su vinculación, ya sea al arco magmático o a la cuenca marginal, sin un estudio detallado de por medio. Incluso así, también debe tomarse recaudo ya que se ha sugerido, desde el punto de vista geoquímico, que durante las etapas iniciales de la cuenca marginal, el magmatismo de fondo oceánico poseía una fuerte influencia del arco magmático, por estar éste muy próximo a los centros de expansión (Miller et al., 1994).

González Guillot et al. (en prep.) identifican un stock y filones de composición gábrica alojados en la Fm. Lemaire, en la sierra de Lucas Bridges. El carácter deformado y la geoquímica toleítica de estos cuerpos conducen a estos autores a correlacionarlos con el magmatismo de la cuenca marginal, y por transitividad, con los filones y diques del perfil de la Ruta Nacional 3. Originalmente este stock había sido homologado, sobre su base petrográfica, con el intrusivo del cerro Jeu-Jepén (Petersen, 1949).

Batolito Patagónico

Dada la estrecha relación petrogenética y temporal entre el Batolito Patagónico y los plutones estudiados en este trabajo, en esta sección sólo se hará una breve mención de esta unidad, abordándolo con sumo detalle en un capítulo siguiente.

El Batolito Patagónico (BP) conforma un eje continuo de afloramientos a lo largo de las cordilleras Patagónica Septentrional y Austral, y Fueguina, con desarrollo esporádico del lado argentino (a causa de las irregularidades del límite internacional), pero sin interrupciones en Chile. Se extiende bordeando el lado pacífico de la cadena montañosa en una faja curvilínea de aproximadamente 1500 km de largo por 50-150 km de ancho, desde los 39°S (al Sur del lago Aluminé; Turner, 1965) hasta los 56°S (cabo de Hornos; Suárez, 1977b). En la península Antártica continúan afloramientos de granitoides correlacionables a este batolito (e.g. Dalziel y Elliot, 1973; Pankhurst, 1982, 1983; Hole et al., 1989; Weaver et al., 1989).

Ha sido subdividido en un Batolito Nord-Patagónico y un Batolito Patagónico Austral, coincidente con la subdivisión de la cordillera a los ~46°30'S, el segundo, referido desde ahora con las siglas BPA, incluye también los intrusivos de la cordillera Fueguina.

El Batolito Patagónico es una intrusión múltiple, de composición calcoalcalina constituido principalmente por tonalitas y granodioritas, intruido en corteza continental (Suárez, 1978a). Ha sido interpretado como la raíz del arco magmático, cuyos remanentes efusivos corresponden a la Formación Hardy (Dalziel et al., 1974; Suárez, 1976b, 1978a; Suárez y Pettigrew, 1976; Bruhn et al., 1978).

Considerando el BPA en su totalidad, el plutonismo habría sido continuo desde los 152 a los 11 Ma, con un pico de actividad entre los 120 y 70 Ma (Bruce et al., 1991). Halpern (1973) menciona tres episodios de intrusión al Sur de los 50°S: 155-120 Ma, 100-75 Ma y 50-10 Ma, aunque considerando la escasa confiabilidad de sus datos (ver Bruce et al., 1991) y posteriores dataciones, parte de estos grupos han perdido identidad actualmente. Es así que al Sur del canal Beagle Hervé et al. (1984) identifican un sólo episodio de intrusión durante el Mesozoico, hasta ~80 Ma, y otro Cenozoico, a partir de ~60 Ma. En base a las edades radimétricas y aspectos geológicos, como ser presencia de foliación y geometría alargada en la dirección de estructuras regionales, Hervé et al. (1984), Suárez et al. (1985a) y Cunningham (1995) proponen que parte del BPA es pre- a sin-tectónica Ándica.

Al Sur del canal Beagle Hervé et al. (1984) han dividido al BPA en tres unidades (más detalles se dan en el Capítulo 5): (i) el Complejo de Gabros (141-103 Ma), (ii) el Grupo Plutónico Canal Beagle (113-81 Ma) y (iii) el Grupo Plutónico Seno Año Nuevo (60-34 Ma).

Formación Barros Arana

La Fm. Barros Arana (Soffia, 1988; Stem et al., 1991b) aflora a ~52°S, en la Cordillera Patagónica chilena. Está conformada por lavas básicas, diques y brechas volcaniclásticas, e interdigita con los niveles superiores de la Fm. Erezcano (Titoniano-Albiano), equivalente de la Fm. Yahgán en los Andes Fueguinos (i.e. forma parte del relleno sedimentario del extremo septentrional de la cuenca marginal}.

Estas rocas afloran hacia el Este de las ofiolitas de la cuenca de Rocas Verdes (Fm. Sarmiento) y del eje del batolito. Una edad K-Ar sobre megacristal de anfibol de una lava dio una edad de 104 ±3 Ma (Stern et al., 1991b). Esta formación es interpretada por Stern et al. (1991b) como los miembros máficos de series shoshoníticas medianamente alcalinas (absarokitas) originadas en ambiente de arco. Posteriormente González Guillot et al. (en prensa) sugirieron la posible correlación entre esta unidad y los plutones del *MPF*, en base a características de ambiente de emplazamiento, petrológicas, geoquímicas y edad.

4.4- EVOLUCIÓN TECTÓNICA

Los Andes Fuequinos guardan un registro de diversos regímenes tectónicos que han acontecido desde el Paleozoico hasta la actualidad. Tales eventos son el resultado de la interacción entre el margen convergente pacífico y el sector sudoccidental de Gondwana, la apertura del océano Atlántico, el mar de Weddell y el pasaje de Drake. La configuración de este sector del supercontinente para el Jurásico medio puede verse en la figura 4.4. En la configuración tectónica actual intervienen tres placas mayores, Las placas Sudamericana (SAM) y Antártica (ANT) se vinculan entre sí por un margen (pacífico) de convergencia ortogonal al Norte de los 51°S (DeMets et al., 2001; Barker, 2001 y referencias allí citadas), y de oblicuicidad progresiva al Sur de esta latitud debido a la presencia del Oroclino Patagónico (~90° de rotación; Dalziel et al., 1973; Burns et al, 1980; Cunningham et al., 1991; Diraison et al., 2000). La tercera es la placa de Scotia (SCO), vinculada a SAM mediante un límite transformante levógiro, activo desde el Paleógeno (ver más adelante). Las tres placas se unen entre sí mediante el punto triple Fueguino a los ~52°S (Forsyth, 1975; Cunningham, 1993b; Polonia et al., 2001; fig. 4.5). La continuación del límite de placas convergente al Sur del punto triple se transforma en la zona de fallas Shackleton, límite transformante levógiro entre las placas ANT y SCO, activo desde ~29 Ma (Lodolo y Schreider, 2004), con leve componente convergente (Pelayo y Wiens, 1989).

El resultado de los diferentes eventos tectónicos queda expresado en la región de Tierra del Fuego y el extremo austral de la región continental sudamericana por cinco provincias morfoestructurales principales (fig. 4.6).

Los eventos tectónicos mencionados se resumen de la siguiente manera:

1- La compresión Gondwánica

Durante el Paleozoico superior y hasta el Jurásico inferior existió un régimen de subducción compresivo en el margen pacífico (Panthalásico) de Gondwana, cuyo prisma de acreción se preserva en la cordillera Darwin (e.g. Dalziel y Cortés, 1972; Nelson et al., 1980; Dalziel, 1981, 1986; Mpodozis y Ramos, 1986; Mukasa y Dalziel, 1996) y su prolongación hasta la bahía Lapataia (Kranck, 1932). Este prisma de acreción, llevado a facies de alto grado metamórfico (facies de sillimanita-cianita, e.g. Kohn et al., 1993), representa el basamento regional, aflorante en la cordillera Darwin y extremo sur de la península Brunswick.

2- La extensión del Mesozoico medio

En el Jurásico inferior comenzó un período de extensión generalizada y atenuamiento cortical que derivó en el desmembramiento de Gondwana. Este fenómeno estuvo vinculado a la presencia de una pluma mantélica (llamada Bouvet) ubicada en la unión entre los cratones africano y antártico, que generó la extensa

provincia basáltica Karoo-Ferrar en Sudáfrica, Antártida y Tasmania entre los 182 Ma y 172 Ma; y los plateau de Malvinas, Mozambique y el engolfamiento del mar de Weddell (ver Brewer et al., 1996; King et al., 1996 y la bibliografia allí citada; Ghidella et al., 2004). Hacia el margen pacífico, ese magmatismo tuvo su correlato en la Gran Provincia Magmática (LIP) del Jurásico de la Patagonia (provincia Chon Aike, Kay et al, 1989).



Fig. 4.4. Configuración de Gondwana durante el Jurásico medio, con la ubicación de la pluma mantélica responsable de las mesetas basálticas de Karoo y Ferrar durante la etapa inicial de rift que condujera a la apertura del mar de Weddell y la cuenca marginal Rocas Verdes. Tomado de Storey et al. (1992). Tomado de Weaver et al., 1994). Abreviaciones: AP, península Antártica; DML, tierra de Dronning Maud; EMM, montañas Ellsworth-Whitmore; FL, islas Malvinas; MBL, tierra de Marie Byrd; SG, islas Georgias del Sur; TI, isla Thurston; WSE, engolfamiento del mar de Weddell.

En base a un estudio regional de dataciones ⁴⁰Ar/³⁹Ar (sobre biotita, sanidina, plagioclasa, anfibol y roca total) sobre volcanitas siliceas, Féraud et al. (1999) sugieren que la provincia Chon Aike manifiesta una migración temporal desde el ENE (187 Ma) hacia el OSO (144 Ma), en respuesta a esfuerzos tensionales. Una primera idea de rejuvenecimiento hacia el Oeste fue sugerida por Ramos et al. (1982) y luego por Pankhurst et al. (2000).

Dentro de la provincia Chon Aike se incluye a la Fm. Lemaire de los Andes Fueguinos, depositada en una serie de hemigrábenes, limitados por fallas de orientación NO (Bruhn et al., 1978; Uliana y Biddle, 1987; Pankhurst y Rapela, 1995). Aquí, el magmatismo silícico de la proto-cuenca marginal comenzó a los 164,1 ± 1,7 Ma (Mukasa y Dalziel, 1996). Este evento estuvo asociado a la separación de Gondwana Occidental (África y Sudamérica) de Gondwana Oriental (Antártida, India, Madagascar, Australia). Capítulo 4. Geología Regional

La separación más tarde (~132 Ma) entre Sudamérica y África, vinculada al inicio de apertura del Atlántico Sur, trajo aparejada una segunda provincia basáltica (Paraná-Etendeka) centrada en Brasil y Namibia (ver Ghidella et al., 2004 y referencias allí citadas).



Fig. 4.5. Configuración actual de placas mayores y microplacas entre Sudamérica y Antártida. (a) límites de placas mayores en el Atlántico Sudoeste y Pacífico Sudeste. Se muestran los vectores de movimiento: SAM-ANT, es de 20 mm/a en la Dorsal de Chile; Nazca-SAM, al Norte del punto triple de Chile es de 75-80 mm/a. (b) microplacas en la región del mar de Scotia, con vectores de movimiento indicados. Límites de placas: negro, subducción; rojo, dorsales y verde, transformantes.

Abreviaciones: AFR, placa Africana; ANT, placa Antártica; DC, dorsal de Chile; EB, estrecho Bransfield; GS, isla Georgia del Sur; IM, islas Malvinas, MOS, microcontinente Orcadas del Sur; NAZ, placa Nazca; PD, microplaca Drake; PTB, punto triple de Bouvet; SAM, placa Sudamericana; SAN, microplaca Sandwich; SCO, placa Scotia; SHE, microplaca Shatland; SFZ, Zona de Fallas Shackleton; SR, Shag Rocks; SS, islas Sandwich del Sur; SSFS, Zona de Fallas de las Sandwich del Sur; TdF, Tierra del Fuego. Modificado de Barker (2001) y Smalley et al. (2003).

2.1- La cuenca marginal

Con el avance progresivo de la extensión, el magmatismo silíceo de la protocuenca marginal devino en el desarrollo de corteza oceánica dentro de la cuenca Rocas Verdes (Katz, 1972, 1973; Dalziel et al., 1974a) durante el Jurásico tardío y Cretácico inferior (Suárez, 1978a). Esta cuenca separó una escama de corteza continental del resto del continente, sobre la cual se instaló un arco magmático activo desde el Jurásico superior (Fm. Hardy y Batolito Patagónico) en respuesta a subducción desde el lado pacífico bajo el margen SO de Gondwana (Dalziel et al., 1974a; Suárez, 1976b, 1978a; Suárez y Pettigrew, 1976; Bruhn et al., 1978).

La información aeromagnética indica que el límite Norte de la cuenca marginal en el sector fueguino es el actual canal Beagle (de Wit, 1977).

Los remanentes de la cuenca marginal se extienden desde los 56°S (cabo de Hornos) hasta ~51°S, a lo largo de un cordón *en echelon* de afloramientos discontinuos (Datziel et al., 1974a), representado por los Complejos Tortuga (al Sur) y Sarmiento (al Norte). Recientemente, Hervé et al. (2003a) describen un tercer Complejo (Carlos III) situado en posición intermedia respecto de aquellos dos. Esta cuenca marginal tiene su representante también en la isla Georgia del Sur (Complejo Larsen Harbour; Storey et al., 1977; Storey y Mair, 1982). Más hacia el Sur, la cuenca marginal pudo haber estado ligada a proto-mar de Weddell (de Wit, 1977; Grunow, 1993a, b; Mukasa y Datziel, 1996).

El rifting asociado al magmatismo silícico y de la cuenca marginal produjo un adelgazamiento de la litósfera patagónica a un espesor inferior a los 80 km, ~20 km más delgada de su espesor actual. Este último se estima en 100 km, en base a geotermas calculadas sobre xenolitos mantélicos alojados en los plateau basálticos de la Patagonia (Skewes y Stern, 1979; Stern et al., 1989, 1999).

El origen de la cuenca de Rocas Verdes durante las primeras etapas de desmembramiento de Gondwana ha sido interpretado de diferentes maneras:

- a- por disminución de los esfuerzos entre límites de placas asociado a cambios en la configuración de las placas y movimientos absolutos (Dalziel, 1981, 1986; de Wit y Stern, 1981; Storey y Alabaster, 1991).
- b- por acción de plumas mantélicas involucradas en la apertura del Atlántico Sur (Cox, 1978, 1988; De Wit y Ransome, 1992; Storey, 1995; Storey y Kyle, 1997; Dalziel et al, 2000; Storey et al., 2001), y/o
- c- por procesos asociados a subducción, causados por cambios en la edad y densidad de la placa subducida, que habrían generado convección en el manto en una zona de suprasubducción, inducida térmica o mecánicamente (Bruhn et al., 1978; de Wit y Stern, 1981; Alabaster y Storey, 1990; Féraud et al., 1999; Pankhurst et al., 1998, 2000; Stern y de Wit, 2003). Éste es el concepto de ofiolitas de Dilek (2003).

Según Féraud et al. (1999), la tendencia evolutiva hacia el OSO de las vulcanitas de la Patagonia se opone a la dirección de desmembramiento de Gondwana, sugiriendo así que no habría de esperar una relación directa entre este último evento y la generación del magmatismo silíceo. Por otro lado, la orientación de la cuenca Rocas Verdes, emplazada en un ambiente de retroarco y formada poco después de la erupción de las últimas volcanitas ácidas, favorece más una vinculación entre la provincia volcánica Chon Aike con la generación de esta cuenca. En este sentido, se ha propuesto un cambio desde compresión Gondwánica a extensión litosférica en el Jurásico debido a una inclinación de la placa subducida desde el SO (Lock, 1980), o por reducción de la velocidad relativa de subducción (Storey et al., 1992). Este escenario promueve un fuerte campo de esfuerzos tensionales en la placa cabalgante, el cual fue migrando y consecuentemente formando o reactivando hemigrábenes, en concordancia con la migración del volcanismo silícico, hasta la ruptura de la corteza continental y el subsiguiente desarrollo de corteza oceánica (Rocas Verdes) 10 Ma más tarde (Féraud et al., 1999). De esta manera estos autores proponen una relación genética entre la migración del magmatismo ácido jurásico y procesos de subducción (idea que también sostienen Pankhurst et al., 1998 y 2000, con soporte de datos geoquímicos).

De todos modos, dataciones U-Pb en circones obtenidas en plagiogranitos que cortan, y a su vez, son cortados por diques de los Complejos Ofiolíticos Sarmiento y Larsen Harbour, han dado edades de 139 \pm 2 Ma (Stern et al, 1991a), 140,7 \pm 0,7 Ma, 137,1 \pm 0,6 Ma (Stern et al., 1992) y 150 Ma (Calderón, 2006), para el primero; y de 150 \pm 1 Ma (Mukasa y Dalziel, 1996), para el segundo, las que indican que el magmatismo de fondo oceánico fue contemporáneo, al menos, con los estadíos finales de la depositación de la Fm. Tobífera (Bruhn et al., 1978; Calderón, 2006).

Mukasa y Dalziel (1996) establecen que la apertura de la cuenca marginal tiene una edad mínima de 150 Ma al SE, como lo indica la edad del plagiogranito del Complejo Larsen Harbour. La apertura se habría propagado hacia el NO, demostrado por la edad de 141 Ma, 139 Ma y 137 Ma de rocas similares en el Complejo Sarmiento (Stern et al., 1991a, 1992). En concordancia con estos datos, Fuenzalida y Covacevich (1988) indican una edad estratigráfica titoniana tardía (o 145 ±5 Ma) para lavas máficas del Complejo Tortuga en la península Taraba (~51°55'S).

El modelo de expansión progresiva de SE a NO (Stern et al., 1992; Mukasa y Dalziel, 1996) queda manifestado también por diferencias en la geometría y composición de los complejos ofiolíticos. Al Sur de Tierra del Fuego se ha estimado un ancho máximo de 100 km o 230 km para Rocas Verdes (de Wit, 1977; Kraemer, 2003; respectivamente), mientras que para el extremo norte de la cuenca la amplitud fue solo de 25 km (de Wit, 1977). Este dato sumado al mayor volumen de diques extensionales respecto a facies efusivas en el Complejo Tortuga (de Wit y Stern, 1978), junto a un mayor carácter oceánico de estas rocas comparadas con sus equivalentes del Complejo Sarmiento (Saunders et al., 1979; Stern, 1979, 1980, 1991; Alabaster y Storey, 1990; Storey y Alabaster, 1991), han sido propuestos por Stern (1979) como indicadoras de una mayor duración de los procesos extensionales al Sur de la cuenca.

Por otro lado, el dato recientemente aportado por Calderón (2006) de 150 Ma sobre otro plagiogranito del Complejo Sarmiento contradice en parte al modelo de Stern et al. (1992) y Mukasa y Dalziel (1996), indicando contemporaneidad en la generación de corteza oceánica en toda la cuenca. Evidentemente, la imposibilidad de datar los términos gábricos (componentes propiamente dichos de estas ofiolitas, y representantes más antiguos de cada unidad) por métodos confiables dificulta el esclarecimiento de la evolución de la cuenca (ver Mukasa y Dalziel, 1996). Stern et al. (1992) proponen una alternativa que también explica el desarrollo desigual de la cuenca y las diferencias composicionales. Ésta consiste en una mayor tasa de extensión en el extremo austral de ésta. En este caso, las edades reportadas por Stern et al. (1992) y Mukasa y Dalziel (1996) representarían eventos puntuales de generación de magma dentro de un período de tiempo mayor durante el cual tuvo lugar el desarrollo de la cuenca de Rocas Verdes.



Fig. 4.6. Las cinco provincias morfoestructurales principales del extremo austral de Sudamérica. A: cuenca de antepaís Austral o Magallánica, B: faja plegada y corrida Magallánica; C: núcleo metamórfico de la cordillera Darwin; D: cuenca marginal Rocas Verdes; E: Batolito Patagónico Austral y arco magmático. Fuentes: Klepeis (1994a); Dalziel (1974a).

El metamorfismo y geoquímica de estas rocas sugieren un origen vinculado a varios centros de expansión (Saunders et al., 1979; Stern y Elthon, 1979).

El relleno clástico de la cuenca marginal lo integran las voluminosas secuencias marinas volcánicas y sedimentarias agrupadas en las Formaciones Yahgán y Beauvoir (Kranck, 1932; Katz, 1972; Dalziel et al., 1974a; Suárez y Pettigrew, 1976; Winn y Dott, 1978; Olivero y Martinioni, 1996a). La figura 4.3 muestra esquemáticamente la configuración de la corteza para el Cretácico inferior.

La actividad ígnea en la cuenca marginal habría sido activa hasta al menos el Cretácico temprano, como lo indican las edades U-Pb de 139-137 Ma determinadas para los plagiogranitos del Complejo Sarmiento (Stern et al., 1991a,b, 1992), el cierre, sin embargo, sería algo posterior.

3- La compresión Ándica

Aproximadamente a los 110-90 Ma, como consecuencia de un incremento global en la velocidad de generación de corteza oceánica y la apertura del océano Atlántico Sur (e.g. Duncan y Hargraves, 1984; Ramos et al., 1986; Ramos, 1988), hubo un cambio en la dirección de desplazamiento de la placa Sudamericana de ca. 90° (de NNE a ONO), provocando un aumento en la convergencia ortogonal en la zona de subducción de los Andes Australes (Livermore et al., 2004). Este cambio, desde un régimen neutro o extensivo a uno compresivo, trajo aparejado el cierre de la cuenca Rocas Verdes, un pico en el magmatismo de arco y un evento deformativo en la región del canal Beagle. Varios autores sugieren que durante este período comienza la rotación del Oroclino Patagónico (e.g. Kraemer, 2003; Lodolo et al., 2003; Livermore et al., 2004), o bien, inmediatamente posterior a éste (Cunningham et al., 1991; Cunningham, 1993b, 1995).

El evento de deformación produjo un estrechamiento cortical traducido en plegamiento, corrimientos con vergencia al antepaís y ascenso orogénico (Caminos, 1980; Nelson et al., 1980). El orógeno constituía un corredor continental continuo entre la porción más austral de Sudamérica con la Península Antártica, tal como lo han deducido por la presencia común de vertebrados terrestres en estas regiones en el Campaniano (Olivero et al, 1991) y en el Eoceno - Oligoceno temprano (Woodburne y Zinsmeister, 1984; Marenssi et al., 1994). La deformación es más intensa a lo largo del flanco continental de la cuenca marginal, decrece en intensidad hacia el arco magmático, y está probablemente ausente en el propio arco (Forsythe y Mpodozis, 1979; Nelson et al., 1980; Suárez et al., 1985a; González, 1989). Suárez et al. (1985a) también han observado que la deformación y metamorfismo aumentan de E a O (al S del canal Beagle), acompañado de un nivel de erosión cada vez más profundo en este sentido. Esto va ligado a una disminución en el ancho de la franja de rocas de la cuenca marginal aflorante en el mismo sentido, es decir, de SE a NO.

El estilo estructural de la faja plegada y corrida fueguina formada durante este evento es de piel gruesa en un dominio interno, y de piel fina hacia el antepaís (Álvarez-Marrón et al., 1993; Klepeis, 1994a; Kraemer, 2003). El límite entre ambos dominios estaría ubicado entre el anticlinal del cerro Verde y el corrimiento Deseado (unos 15 km al Norte del lago Fagnano; Klepeis, 1994a), a la longitud de la cordillera Darwin, mientras que en territorio argentino pasa por el canal Beagle (e.g. Kraemer, 2003). De este modo, el sector de estudio en este trabajo quedaría comprendido dentro del dominio externo de la faja plegada y corrida.

La cordillera Darwin representa una entidad tectónica única, ya que expone las rocas de mayor grado metamórfico del área y la altura de este cordón montañoso supera en ~1 km la altura promedio de las cadenas contiguas.

El levantamiento inicial de la cordillera Darwin se dio en el Cretácico tardío-Terciario inferior (Hervé et al., 1981; Nelson, 1982; Grunow et al., 1992; Cunningham, 1995; Kohn et al., 1995; Mukasa y Dalziel, 1996; Klepeis y Austin, 1997). Las rocas ahora expuestas a lo largo del límite sur del Complejo Metamórfico Darwin experimentaron un pico de metamorfismo en un período comprendido entre los 110 y 80 Ma, originando facies de anfibolitas (~8 kbars; Halpern y Rex, 1972; Halpern, 1973; Hervé et al., 1984; Kohn et al., 1995). En cambio, hacia el Este, el metamorfismo regional fue mucho más bajo, en facies de prehnita-pumpellyita, y con marcado carácter dinámico, exceptuando quizás, el esquinero SO del territorio argentino donde las rocas allí expuestas (Fm. Lapataia) muestran un metamorfismo en facies de esquistos verdes, aunque más bajo que en la cordillera Darwin (Caminos, 1980). Suárez et al. (1985a) indican, del mismo modo, un metamorfismo en facies de prehnita-pumpellyita al Sur del canal Beagle, alcanzando la zona de biotita de la facies de esquistos verdes en la Isla Gordon.

Kraemer (2003), en base a reconstrucciones palinpásticas, estima un acortamiento orogénico a los 50°S, desde el inicio de la deformación Ándica en la parte media del Cretácico hasta el Cenozoico, de 110 km. En cambio, a los 56°S sus cálculos indican un acortamiento de 600 a 300 km, según un modelo de máxima y mínima, respectivamente. El primero de ellos involucra un evento de poca duración de subducción reversa al principio del evento compresivo, en el cual parte de la corteza oceánica (Rocas Verdes) generada en la etapa previa distensiva es consumida (implica subducción hacia el Sur, según coordenadas actuales). Un proceso subductivo similar, con desprendimiento de la placa subducida, sugiere Cunningham (1995) para explicar parte del ascenso tectónico de la cordillera Darwin por rebote isostático (más detalle sobre esto se da en el Capítulo 12).

La estructuración compresiva provocó la subsidencia flexural por carga tectónica que dio lugar a las cuencas de antepaís de Magallanes o Austral y de Malvinas (Winslow, 1982; Dott et al., 1982; Nelson, 1982; Biddle et al., 1986; Mpodozis y Ramos, 1989b; Martinioni et al., 1998; Olivero, 2002).

Durante el Cretácico superior, la cuenca de Magallanes experimentó por primera vez el depósito de sedimentos clásticos gruesos derivados de la cordillera, marcando el estadío inicial en su desarrollo como cuenca de antepaís. La edad de este relleno clástico grueso es Albiano tardío – Aptiano a Cenomaniano (~100-90 Ma) en la parte norte de la cuenca (Katz, 1963; Natland et al., 1974; Wilson, 1991), pero es más joven, Coniaciano – Campaniano en el Oeste de Tierra del Fuego (Winslow, 1980; Àlvarez Marrón et al., 1993) o Campaniano(?)-Maastrichtiano en la península Mitre (Olivero, 2002). Esto podría responder a que el cierre de la cuenca progresó de Norte a Sur, es decir, en el sentido inverso a su apertura. Sin embargo, los resultados de esta Tesis sugieren el cierre en sentido inverso (ver Capítulo 12).

Las edades de la deformación inferidas en base a dataciones radimétricas en granitoides post-tectónicos concuerdan con las edades estimadas en base al contenido fosilífero mencionadas precedentemente. Por ejemplo, Hervé et al. (1984) obtienen una edad K-Ar (sobre biotita) de 93 Ma en un dique granodiorítico postectónico en al plutón Santa Rosa, en la costa norte de la isla Navarino, frente a Ushuaia. Suárez et al. (1985a) obtienen una edad de 90,3 ±0,4 Ma en una granodiorita

que corta a la deformación y metamorfismo de rocas básicas del Complejo Tortuga, en isla Gordon. En la corditlera Darwin, Halpern (1973) obtiene edades (K-Ar y Rb-Sr) de 65-90 Ma en granitoides no afectados por la orogenia compresiva, aunque Bruce et al. (1991) desestiman la validez de estos datos. Martinioni et al. (1999a) mencionan diques básicos indeformados intruidos en la Fm. Beauvoir de 104 Ma (K-Ar roca total), con lo que llevarían la deformación hacia tiempos algo más remotos para el sector central de la isla Grande de TdF.

Posteriormente, se propagaron los corrimientos de piel fina dentro de la cobertura sedimentaria (Winslow, 1980; Wilson, 1991; Cagnolatti et el., 1987; Álvarez Marrón, 1993; Klepsis, 1994a; Diraison et al., 1997, 2000; Ghiglione et al., 2002; Kraemer, 2003) y el avance de la deformación condicionó una migración sistemática, en al menos cuatro episodios, de los depocentros sedimentarios durante el Paleógeno (Yrigoyen, 1962; Carminos, 1980; Mingramm, 1982; Winslow, 1982; Biddle et al., 1986; Klepsis, 1994a; Ramos, 1996; Kraemer, 1998; Otivero y Malumián, 1999). La propagación de los corrimientos habría cesado en el Oligoceno (Klepsis y Austin, 1997).

4- Tectónica de transcurrencia del Cretácico superior - Cenozoico

Durante el Cenozoico un sistema de fallas transcurrentes comenzó a desarrollarse a causa de los movimientos relativos entre las placas Sudamericana (SAM) y Antártica, que condujeron a la creación de la Dorsal de Scotia Norte (NSR), y consiguiente generación de un sistema de subplacas, de las cuales la placa de Scotia (SCO) es la de mayor desarrollo.

El límite actual entre las placas SAM y SCO queda definido por un sistema transformante de ca. 3000 km de longitud, que se extiende desde el límite oriental de la NSR hasta la trinchera de Chile, al Oeste (Pelayo y Wiens, 1989; Barker et al., 1991; fig. 4.5). La intersección de este sistema con la isla de Tierra del Fuego está representada por el sistema de fallas Magallanes-Fagnano (SFMF), de 600 km de longitud (Katz, 1962), consistente en un conjunto de fallas ramificadas, de disposición aproximada E-O, sobreimpuesto a las estructuras Ándicas. En el sector argentino de la isla Grande de Tierra del Fuego, esta falla corre a lo largo de la costa norte del lago Fagnano y se extiende hacia el Este por el cauce de los ríos Turbio e Irigoyen (fig. 4.2 y 4.5; Klepeis, 1994b; Klepeis y Austin, 1997; Lodolo et al., 2002; Ghiglione, 2002).

Información geológica regional (Nelson et al., 1980; Cunningham, 1993a,b, 1995) y cálculos de reconstrucción de placas, basados en parte en datos paleomagnéticos (Grunow et al., 1991; Cunningham et al, 1991; Lawver et al., 1992), sugieren que movimientos transcurrentes para el sector del canal Beagle pueden ser tan antiguos como 100 Ma, vinculados a la deformación compresiva Ándica (cierre de cuenca marginal transpresivo en el borde austral de la cordillera Darwin, Cunningham, 1995).

Con posterioridad al evento compresivo (o transpresivo) principal (fase Andica), hubo partición de los esfuerzos, con deformación compresiva hacia el retroarco y desplazamientos de rumbo en una franja angosta a lo largo del canal Beagle. Cunningham (1995) sugiere que granitoides de punta Yámana (extremo SE de la cordillera Darwin) de 65-90 Ma (Halpern, 1973) fueron emplazados sincrónicamente a este evento transcurrente. Mukasa y Dalziel (1996) reportan una edad Ar-Ar sobre muscovita crecida en granos de feldespato separados por tracción (*pulled apart*) de 68,1 ±0,4 Ma (enfriemiento por debajo de la isoterma de 350 °C) que confirma la transcurrencia para este período, asociada a transtensión. La cinemática sobre el canal Beagle, al Sur de la cordillera Darwin, indica una transcurrencia (en régimen frágil-dúctil) principal E-O con inclinación al S, de sentido levógiro, con componentes (antitéticos: R' de Riedel) dextrógiros de orientación NNE. La extensión asociada en esta localidad habría tenido una orientación NE-SO, perpendicular a la esquistosidad regional (Cunningham, 1995).

La transcurrencia en el SFMF habría comenzado más tarde que en el sector del canal Beagle. Klepeis (1994b) sugiere en base a datos regionales que el movimiento sinistral en el SFMF habría comenzado hace ~60 Ma, y principalmente hace 30 Ma, para el sector del monte Hope (Klepeis, 1994b; Klepeis y Austin, 1997), a unos 20 km al Oeste del límite Argentina-Chile. Barker y Burrel (1977), basándose en el inicio de la generación de fondo oceánico que condujo a la apertura del mar de Scotia y del pasaje Drake, establecen que la transcurrencia a lo largo de este sistema ligada al límite transformante actual, no sería más antigua que 30 Ma. Algo similar proponen Klepeis y Austin (1997), Olivero y Martinioni (2001), Barker (2001), Ghiglione (2002). Lawver (com. pers., en Klepeis, 1994b) sugiere que el sistema transformante SAM-SCO incluso podría ser más moderno aún, de 6-7 Ma, dado que el establecimiento de un sistema de generación de fondo oceánico no implica necesariamente el desarrollo simultáneo de la NSR.

El SFMF es aún activo, como lo indican varias escarpas de falla y barreras de grava formadas en las márgenes del lago Fagnano durante el sismo de 1949. Smalley et al. (2003) reportan un desplazamiento horizontal de 5 m y vertical de 1 m durante este sismo. Mediciones de GPS indican que la velocidad de movimiento relativo actual a lo largo del SFMF entre las placas SAM y SCO es de 6,6 ±1,3 mm/a, sin componente transpresivo o transtensivo significativo (Smalley et al., 2003).

El SFMF es sinistral, con un pequeño componente vertical (tectónica transtensiva). Al Este de los 63°30'O, debido a curvaturas regionales en el SFMF, estructuras transpresivas han sido mencionadas (Ramos, 1986; Yagupsky et al, 2004).

La magnitud del desplazamiento lateral en el SFMF es variable, según diversos autores. Winslow (1982) estima un desplazamiento de 80 km en el extremo occidental del SFMF, con desplazamientos verticales desde 500 m en algunas localidades y hasta 2 km cerca de la isla Dawson. Cálculos llevados a cabo por Cunningham (1993a) indican que la cantidad mínima de desplazamiento acomodado a lo largo de este sistema de fallas desde los 45 Ma es de 238 km. Sin embargo, Klepels (1994b) considera que movimientos a lo largo de esta falla del orden de las decenas de kilómetros son más probables que movimientos centenarios calculados en base a reconstrucción de placas. En los alrededores del monte Hope, en unidades jurásicas, este autor mide un desplazamiento sinistral a lo largo de la falla Magallanes de 20-25 km, con un desplazamiento vertical de ~3 km, coherentes con los datos presentados por Winslow (1982). Este desplazamiento no muestra rotación en la orientación de estas unidades al Norte y Sur de la falla.

En territorio argentino, Olivero y Martinioni (2001) indican que el desplazamiento de rumbo ha sido de unos 20-30 km desde al menos el Eoceno más alto. Por su parte, Rossello (2005) estima para el sector oriental del SFMF, teniendo en cuenta estratos paleógenos y mesozoicos, un desplazamiento de 55 km desde el Mioceno. Más recientemente, Torres Carbonell et al. (2008) sugieren un desplazamiento en este sector de 48 km. Estas estimaciones se aproximan más a las mediciones de Winslow (1982) y Klepeis (1994b) que a las mucho mayores estimaciones de Cunningham (1993a). Los datos obtenidos durante el presente trabajo, por otro lado, sugieren un desplazamiento de ~22 km, en la cabecera del lago Fagnano (ver Capítulo 12).

Si bien no existe actividad sísmica en el margen de las placas Antártica y Sudamérica entre los 52° y 57°S, Rubio et al. (2000) indican que la subducción en el extremo austral de Sudamérica es aún activa, o ha cesado recientemente. En este tramo, la subducción contiene una fuerte componente oblicua, con un ángulo de 7-8° hacia el continente (Rubio et al., 2000), una velocidad de convergencia relativa de 13 mm/a (Pelayo y Wiens, 1989) sin actividad magmática de arco. El último registro magmático corresponde al volcanismo de la isla Cook (y quizá a diques máficos y félsicos del SO de la cordillera Darwin, ver Cunningham, 1995) posterior a la última glaciación (i.e. 11000 años; Suárez et al., 1985a) vinculado a la interacción entre subducción y tectónica transcurrente (ver Kay et al., 1993). Al Norte de los 52°S la convergencia es normal, con una velocidad de 24 mm/a (DeMets et al., 1990) y un arco volcánico activo (Zona Volcánica Austral), de características adakíticas, producto de erupciones ligadas al reinicio de la subducción luego de la colisión de la dorsal de Chile contra la trinchera (Stem et al., 1984; Stem y Kilian, 1996; ver también Kay et al., 1993) entre los 14-10 Ma (Cande y Leslie, 1986).



Hornblendita brechada por leucogabro, HU. Al fondo afloramientos del BPA, en península Dumas, Chile.

LAS ROCAS PLUTÓNICAS de TdF

5.LAS ROCAS PLUTÓNICAS DE TIERRA del FUEGO

5.1- INTRODUCCIÓN

Los Andes Fueguinos registran una importante actividad (gnea desde el Jurásico medio (ver Capítulo 4). Dicha actividad está representada por rocas del volcanismo ácido extensional (Fm. Lemaire), el magmatismo de fondo oceánico (Fm. Tortuga) y del arco magmático contemporáneo (Fm. Hardy y Batolito Patagónico). Como se vio en el capítulo anterior, prácticamente todo el cinturón externo del archipiélago Fueguino está constituido por el Batolito Patagónico Austral, el cual se tratará detalladamente en la sección que sigue.

En el tramo argentino de la cordillera Fueguina las unidades mencionadas están representadas en grado variable. La unidad más extendida es la Fm. Lemaire, aunque sus equivalentes plutónicos se desconocen aquí. Quizá una excepción podría ser la mención que hace Kranck (1932) sobre una diorita deformada en el Mte. Quensel (al N del lago Roca, límite argentino-chileno), aunque este autor duda de su vinculación a esta unidad o a las "Dioritas Andinas" (p. 95).

Las unidades vinculadas a las Formaciones Hardy y Tortuga están representadas por las efusiones e intrusiones menores de rocas básicas que se intercalan o cortan a las Formaciones Lemaire y Yahgán (Bruhn et al., 1978). El único cuerpo plutónico de dimensiones relativamente importantes y netamente predeformacional aflora en la sierra de Lucas Bridges. Este cuerpo (Gabro Rancho Lata) fue originalmente asignado al Batolito Patagónico (Camacho, 1948; Petersen, 1949), pero datos recientes (González Guillot et al., en prep.) sugieren que este cuerpo representa facies laterales o tempranas del magmatismo de la cuenca marginal.

El resto de las unidades plutónicas del sector cordillerano argentino corresponden a intrusivos del Cretácico inferior a superior, indeformados. Estas rocas son las que constituyen el eje central de este trabajo. En publicaciones previas son consideradas como manifestaciones laterales del Batolito Patagónico (*e.g.* Petersen, 1949; Caminos, 1980; Caminos et al., 1981; Acevedo et al., 1992, 2000, 2002, 2004; González Guillot et al., 2005). La presente contribución intenta demostrar que representan, al menos la gran mayoría, una suite diferente, generada en la parte más distal del arco.

Criterios de clasificación de series magmáticas

Antes de comenzar con la descripción y discusiones acerca del magmatismo de Tierra del Fuego (TdF) es conveniente presentar la clasificación de series magmáticas empleada en esta Tesis.

Lameyre (1980) y Lameyre y Bowden (1982) utilizan el diagrama QAPF propuesto por la IUGS como una herramienta para clasificar series magmáticas. El primero de estos autores identifica cinco series en el tramo saturado en sílice del diagrama (QAP):
(1) toleítica, (2) calco-alcalina, (3) fundidos de corteza continental, (4) monzonítica y
(5) alcalina (sobresaturada) (fig. 5.1). Todas las series parten del extremo P, siguiendo diferentes trayectorias y convergen en los campos de granitos o granitos alcalifeldespáticos. Lameyre y Bowden (1982) agregan las series alcalinas subsaturadas en la porción APF del diagrama.



Fig. 5.1. Diagrama QAP con las series magmáticas según Lameyre (1980) y Lameyre y Bowden (1982): 1- toleítica, 2- calco-alcalina, 3- fundidos de corteza continental, 4- monzonítica, 5- alcalina sobresaturada.

Estas mismas series pueden ser identificadas utilizando parámetros químicos. Pagel y Leterrier (1980) toman el diagrama R1-R2 de de La Roche et al.

(1980) para tal efecto (fig. 5.2a), mientras que Lameyre (1987) y Lameyre y Bonin (1991) emplean el diagrama TAS (fig. 5.2b).



Fig. 5.2. (a) diagrama de clasificación de rocas plutónicas R1-R2 (de La Roche et al., 1980) tomado de Pagel y Leterrier (1980): 1- series alcalinas; 2, 3 y 4- series shoshoníticas (monzoníticas) de Fiji (Gill, 1970), del Macizo de Ballons, Francia (Pagel y Leterrier, 1980) y volcanitas cenozoicas de Perú (Lefevre, 1973), respectivamente; 5- monzogranitos del Macizo de Ballons (Pagel y Leterrier, 1980); 6- series toleíticas; 7- series calco-alcalinas (1, 6 y 7 de de La Roche y Leterrier, 1973). (b) diagrama TAS con curvas de tendencias para distintas series rocosas de Lameyre (1987) y Lameyre y Bonin (1991): 1- serie calco-alcalina tonalítica-trondhjemítica; 2- toleítica; 3- calco-alcalina granodiorítica; 4- serie monzonítica; 5- serie alcalina. Se indica el contenido de cuarzo y nefelina normativos de 40%. La línea punteada en (b) separa los campos alcalino y subalcalino según Miyashiro (1978).

Se han reconocido diferentes asociaciones de rocas ígneas ocurriendo en ambientes tectónicos específicos (e.g. Morrison, 1980; Pitcher, 1986; Bonin, 1987). En márgenes continentales convergentes, como es el caso que debernos considerar para el Cretácico de Tierra del Fuego, las series más frecuentes son las calco-alcalinas (tonalíticas-trondhjemíticas y granodioríticas), las cuales pueden ocurrir antes o después del episodio tectono-metamórfico principal (e.g. Lameyre y Bonin, 1991). Sin

embargo, pueden aparecer otras series en episodios tardío a post-orogénicos (series monzoníticas o derivados corticales; Lameyre y Bonin, 1991).

Las series monzoníticas han sido correlacionadas con las series volcánicas shoshoníticas (e.g. Pagel y Leterrier, 1980; López Moro y López Plaza, 2001; etc.). Se ubican en el diagrama TAS ligeramente por encima de la línea divisoria entre campos alcalinos y subalcalinos (líneas de MacDonald, 1968; Miyashiro, 1978), es decir, en el campo de alcalinidad media de Middlemost (1994), o bien, ligeramente por debajo (Morrison, 1980; Lameyre, 1987). Este último autor propone el nombre de series transalcalinas para estas rocas, para indicar su carácter transicional entre series verdaderamente alcalinas (con feldespatoides y minerales máficos subsaturados) y las calco-alcalinas.

5.2- EL BATOLITO PATAGÓNICO AUSTRAL

El Batolito Patagónico Austral (BPA) es una intrusión múltiple de carácter calcoalcalino metaluminoso (granitos tipo I) dispuesto en una franja paralela a la costa del Pacífico, desde el golfo de Penas (47°S) hasta el Cabo de Hornos, en Chile (56°S; fig. 4.1). Las rocas predominantes son tonalitas y granodioritas, y menor proporción de granitos, monzodioritas cuarcíferas, dioritas cuarcíferas, dioritas, gabros y diques lamprofíricos póstumos (e.g. Kranck, 1932; Suárez, 1977b, 1978a; Suárez et al., 1979, 1985a; Hervé, 1984; Hervé et al., 1984, Nelson et al., 1988). El período de emplazamiento del batolito se extiende de manera continua desde los 152 a 11 Ma (SHRIMP U-Pb en circones; Bruce et al., 1991; Martin et al., 2001; Hervé et al., 2004), con pulsos de actividad establecidos entre los 120 y 70 Ma (Bruce et al., 1991), o a los 98 Ma (Ramos et al., 1982). Al sur del canal Beagle, sin embargo, Hervé et al. (1984) registran un gap en la actividad ígnea entre los 81 y 60 Ma, y una extinción de la misma con posterioridad a los 34 Ma. Este gap del Cretácico superior coincide con el tiempo en el que se agrupan edades K-Ar y Rb-Sr rejuvenecidas de la cordillera Darwin y del área, que han sido interpretadas como generadas por eventos de deformación y levantamiento (Halpern, 1973; Hervé, 1984; Mukasa y Dalziel, 1996). Existen además escasos leucogranitos foliados tipo S más antiguos (164 y 157 Ma; Mukasa & Dalziel, 1996 (U-Pb sobre circón) y Hervé et al., 1981 (isocrona Rb-Sr roca total), respectivamente), en la cordillera Darwin, considerados como equivalentes plutónicos del volcanismo silícico jurásico (Fm. Lemaire o Tobífera; Nelson et al., 1980).

Diques máficos, de aspecto lamprofírico, son comunes e intruyen a todos los tipos litológicos, excepto los más félsicos (e.g. Kranck, 1932; Suárez et al., 1985a). La abundancia de estos diques cambia significantemente de un área a otra, sin aparente correlación entre plutones individuales o litología (Bruce et al., 1991). Contrariamente, diques aplíticos y pegmatíticos son muy escasos y restringidos a los plutones más félsicos (e.g. Kranck, 1932; Nelson et al., 1988).

El mecanismo de crecimiento del batolito ha sido por magmatic inflation, con ensanchamiento del arco en un régimen en donde la geometría de subducción ha permanecido inusualmente estable (Bruce et al., 1988). Esta es la razón por la cual los plutones más nuevos (más aislados de los encajantes metasedimentarios / metavolcánicos) son los que poseen menor relación inicial de ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr y mayor ENd (Bruce et al., 1988; Weaver et al., 1988, 1990). Otra alternativa a este fenómeno es el comportamiento refractario del encajante metasedimentario, una vez que se ha deshidratado por previos procesos de anatexis causados por el calor aportado por los primeros plutones (Weaver et al., 1990). Una relación similar con decrecimiento de la relación inicial de Sr con el decrecimiento de la edad ha sido documentada para el plutonismo Mesozoico-Terciario de Graham Land, en península Antártica (Pankhurst, 1982). Los plutones del BPA se han emplazado en un nivel mesozonal (Kranck, 1932; Nelson et al., 1988; Bruce et al., 1989). Estos últimos autores sugieren, además, que la profundidad de emplazamiento depende de la composición del magma, siendo los magmas más máficos emplazados a mayor profundidad. El hecho de que plutones máficos y félsicos se encuentren hoy expuestos en un mismo nivel estructural, es respuesta a emplazamiento sincrónico con levantamiento (Bruce et al., 1989).

Varios autores establecen que no existe una migración unidireccional en el tiempo de la actividad magmática, considerando al BPA en su totalidad (Suárez et al., 1986; Nelson et al., 1988; Weaver et al., 1990; Bruce et al., 1991). Sin embargo, al Sur del canal Beagle esto no es tan así (Cunningham, 1994; ver también Capítulo 12).

Kranck (1932) dividió a las rocas plutónicas de la cordillera Fueguina en dos grupos: los "Granitos de la Cordillera Central" (también llamados Suite Granítica Darwin: granitos S -actualmente vinculados a la Fm. Lemaire-) que conforman el núcleo de la cordillera Darwin, y las "Dioritas Andinas" que afloran en el resto del archipiélago Fueguino. Estas últimas se diferencian de las primeras por no haber sido afectadas por la orogenia andina, aunque más tarde, en base a edades radimétricas, Hervé et al. (1984) y Suárez et al. (1985a) proponen que parte de ellas serían pretectónicas. Kranck (1932, págs. 132, 152, 165) también indica que las "Dioritas Andinas" se presentan en dos dominios con ciertas diferencias en cuanto a litología y secuencia de cristalización (no así en la geoquímica) debido a diferencias estructurales. Así propone un dominio occidental, de afloramientos continuos, y uno oriental, este último involucrando el extremo NE de las islas Clarence y Gordon, península Dumas e islas Navarino y Wollaston. En el dominio oriental, más próximo a la zona de estudio de este trabajo, los afloramientos son mucho más esporádicos, con una variabilidad litológica mucho más marcada, y en general, una menor granulometría.

Por su parte, Bruce et al. (1988) y Weaver et al. (1990) indican que los plutones del BPA caen dentro de dos grupos principales: (i) serie tonalítica calco-alcalina de bajo K (CAT) y (ii) serie granodiorítica calco-alcalina de medio K (CAG), ambos incluyen facies gabroicas (se excluyen los granitos S de Cordillera Darwin). El primero de estos grupos se diferencia del otro por la ausencia o escasez de feldespato

alcalino. Aparentemente, los plutones CAT serían más antiguos. Weaver et al. (1988, 1990) sugieren que estos dos grupos representan dos fuentes de magma diferentes, o bien magmas generados a distinta profundidad en la cuña mantélica debajo del arco.

Más relevante resulta, por proximidad al área estudiada en este trabajo, la división efectuada por Hervé et al. (1984) del BPA aflorante al sur del canal Beagle (parte de las "Dioritas Andinas"), teniendo en cuenta petrografía, textura, fábrica y edad. Estos autores identifican tres grupos plutónicos (fig. 4.1): Complejo de Gabros (141-103 Ma, K-Ar en homblenda), Grupo Plutónico Canal Beagle (113-81 Ma, K-Ar en homblenda y Rb-Sr en biotita, respectivamente) y Grupo Plutónico Seno Año Nuevo (60-34 Ma, K-Ar en homblenda, respectivamente).

El Complejo de Gabros (CG) fue separado del resto de las plutonitas algo arbitrariamente (Hervé et al., 1984). Consiste en gabros, gabronoritas, hornblenditas y dioritas, con variedades leuco y melanocráticas, dispuestas en afloramientos aislados (de hasta 30 km²) distribuidos esporádicamente a lo largo del BPA, o como diques sinmagmáticos o inclusiones dentro del Grupo Plutónico Canal Beagle (Suárez et al., 1985c). La composición modal media del CG corresponde a un gabro de hornblenda (fig. 5.3a). Se caracterizan por presentar texturas cumulares, aunque también poseen texturas ofíticas y granudas hipidiomórficas, indicadoras de texturas no cumulares. La petrografía y textura de este grupo es extremadamente variable, con cambios litológicos bruscos o graduales visibles en casi todos los afloramientos (Hervé et al., 1984). La mineralogía consiste en diferentes proporciones de labradorita, hornblenda, clinopiroxeno, ortopiroxeno y ocasionalmente olivina y biotita.

El Grupo Plutónico Canal Beagle (GPCB) consiste en tonalitas, granodioritas y escasas monzodioritas cuarzosas, con variedades leuco y melanocráticas (fig. 5.3b). Los granitoides presentan una foliación penetrativa sinmagmática formada durante su emplazamiento en respuesta a diapirismo y/o a campos de esfuerzos regionales (Hervé et al., 1984; Suárez et al., 1985a). Son rocas de grano medio a grueso, de textura granuda. Los minerales constituyentes son plagioclasa (andesina sódica a cálcica en los núcleos), feldespato alcalino (generalmente ortosa), cuarzo, hornblenda (8%) y biotita (7%). El clinopiroxeno es muy escaso y aparece sólo como núcleos en anfibol. Los accesorios son apatita, titanita, opacos y escaso circón y allanita (Suárez et al., 1985a).

El Grupo plutónico Seno Año Nuevo (GPSAN) está representado principalmente por tonalitas, granodioritas y monzodioritas cuarzosas, pero lo integran, además, dioritas, dioritas cuarzosas, granitos y leucogranitos. A diferencia del grupo anterior, carecen de foliación penetrativa, pero comparten una mineralogía semejante. Según Suárez et al. (1985a) este grupo se compone de una serie calcoalcalina trondhjemítica de bajo potasio y otra calcoalcalina granodiorítica de contenido en potasio intermedio (fig. 5.3c), de acuerdo, a su vez, con la clasificación de Lameyre y Bowden (1982).

Los dos grupos GPCB y GPSAN se caracterizan por la ausencia (o casi ausencia) de minerales máficos anhidros (piroxenos y olivina; Suárez et al., 1985a).



Fig. 5.3. Clasificación modal del BPA al Sur del canal Beagle. (a) Complejo de Gabros. Abreviaciones: An, anortositas; Lg, leucogabros; Mg, melagabros; UM, ultramáficas. (b) Grupo Plutónico Canal Beagle (estrellas) y serie monzonítica de isla Navarino (círculos rojos). (c) Grupo Plutónico Seno Afio Nuevo. Campos de Streckeisen (1976). Fuente: estrellas, Suáraz et al. (1985a, la estrella con círculo marca la composición promedio); círculos en (b), Katz y Watters (1966): blanco, centro de isla Navarino; amarillo, plutón Santa Rosa; rojo, tren monzonítico del sur de isla Navarino.

Hervé et al. (1984) proponen una vinculación genética entre el CG y el resto del BPA. La presencia de diques sinplutónicos y de inclusiones (interpretados como diques sinplutónicos desmembrados) de rocas pertenecientes al CG alojados en el GPCB puede interpretarse como reiterados pulsos de inyección de magma básico dentro de magma granítico (Suárez et al.,1985c). Estos autores sugieren que el CG representa la raíz de un arco magmático inmaduro.

La geoquímica de estas rocas, al igual que el resto del batolito al norte del canal Beagle (del sector chileno), es calco-alcalina (fig. 5.4a-b), siendo en promedio estos tres grupos progresivamente de carácter más evolucionado (Suárez, 1977b; Suárez et al., 1985a). En un diagrama SiO₂ vs K₂O se ve la tendencia medianamente potásica a elevada en potasio de estas rocas (GPSAN, fig. 5.5).



Fig. 5.4. Análisis geoquímicos del BPA al sur del canal Beagle. (a) Diagrama TAS, línea de división de MacDonald (1968). Estrellas: datos de Suárez et al. (1985a); negro, CG (en amarillo dos homblenditas de isla Gordon de tendencia medianamente alcalina, ver texto); blanco, GPCB; naranja, GPSAN. Círculos (Kranck, 1932) de gabro y monzonita del sur de isla Navarino. (b) Diagrama AFM de Irvine y Baragar (1971), misma simbología que en (a).

De particular interés son los escasos asomos de rocas monzoníticas que Kranck (1932) y Katz y Watters (1966) mencionan al sur de la isla Navarino (al N del seno Grandi, fig. 2.1). En este sector las rocas varían desde gabros hasta monzonitas (fig. 5.3b) y se escapan del tren de diferenciación normal hacia rocas más silícicas. De hecho, muestran una tendencia medianamente alcalina en un diagrama TAS (fig. 5.4a). Sin embargo, Hervé et al. (1984) y Suárez et al. (1985a) no hacen referencia específica de estas litologías. Nordenskjöld (1905) fue quien por primera vez indica la presencia de variedades ricas en potasio (las más ácidas correspondientes a la serie adamellita-monzonita) dentro de las "Dioritas Andinas". Quizá, dentro del tren medianamente alcalino podrían incluirse también dos homblenditas del CG (Suárez et al., 1985a) de 110-106 Ma (K-Ar en homblenda), de bahía Fleuriais (SE de isla Gordon), que también muestran enriquecimiento en álcalis en un diagrama TAS (fig. 5.4a), alejándose del tren general de las rocas de su grupo, aunque en este caso tampoco los autores mencionados hacen referencia a esta propiedad.

Fig. 5.5. Diagrama SiO₂ vs K_2O de granitoides al sur del canal Beagle, con líneas de división de Rickwood (1989). Misma simbología que en fig. 5.4. Shoshonilic series Shosho

Rocas con tendencia medianamente alcalina (saturada en sílice), ricas en K₂O tal como se describen en el párrafo

anterior no han sido mencionadas en la literatura geológica de TdF hasta el trabajo de Cerredo et al. (2000), del intrusivo del Co. Jeu-Jepén, en territorio argentino, casi cuatro décadas más tarde. Sin embargo, este tipo de rocas es el que domina en este tramo de la cordillera y su carácter potásico no había sido reconocido (o bien malinterpretado) hasta entonces. En detalle, estas rocas se tratan de aquí en adelante.

N:SN

ŝ

5.3- GENERALIDADES DE LOS AFLORAMIENTOS DE LA PROVINCIA DE TdF

Los cuerpos plutónicos de la cordillera Fueguina argentina afloran de manera aislada en cinco localidades, tres de las cuales fueron identificadas durante el desarrollo de este trabajo. Estas son, de Sur a Norte: estancia Túnel-península Ushuaia, Co. Trapecio, *Plutón Diorítico Moat*, Co. Jeu-Jepén y Mte. Kranck (fig. 4.1). Se excluye de este grupo al Gabro Rancho Lata, (sierra de Lucas Bridges), que como se indicara precedentemente en este capítulo, su origen es vinculado a la cuenca marginal (González Guillot et al., en prep.).

Estos intrusivos se ubican alejados hacia el continente respecto al eje del BPA, por lo menos unos 80 km de los plutones contemporáneos (fig. 5.6), y sin considerar el acortamiento orogénico ocurrido desde el momento de su emplazamiento hasta la actualidad. Como se ve en la figura 5.6, estos últimos se encuentran al sur de la cuenca marginal. Es difícil calcular la distancia que separa a estos cuerpos de la trinchera, ya que con posterioridad al emplazamiento de los plutones, la cordillera Fueguina experimentó un giro antihorario de ca. 90° (e.g. Cunningham, 1993b, 1995; Kraemer, 2003; Lodolo et al., 2003; Livermore et al., 2004). Si además se considera que para esa época la península Antártica estaba adosada a Sudamérica del lado externo del arco magmático, según algunos modelos (esto es al Sur del archipiélago Fueguino en coordenadas actuales; e.g. Harrison et al., 1979), la complejidad aumenta. Teniendo en cuenta el ancho de la cuenca marginal Rocas Verdes para la región, de 100-230 km (De Wit, 1977; Kraemer, 2003), la posición de los plutones argentinos respecto de sus pares contemporáneos en Chile estarían ~180-310 km más al Norte (coordenadas actuales) de la trinchera. Esta distancia, sumado a su posición septentrional respecto a la cuenca marginal, debe ser considerada al momento de intentar explicar las diferencias petrográficas y geoquímicas con los plutones contemporáneos del BPA emplazados más al Sur.



Fig. 5.6. Distribución de edades del BPA y MPF en Tierra del Fuego. En aquellos plutones que se dispone de más de una datación, se priorizaron los datos según el método: U-Pb > Rb-Sr > Ar-Ar > K-Ar, o según el mineral analizado: circón > homblenda > biotita > roca total. MPF, Magmatismo Potásico Fueguino; SPU, Suite calco-alcalina de la Península Ushuaia; CG, Complejo de Gabros; GPCB, Grupo Plutónico Canal Beagle; GPSAN, Grupo Plutónico Seno Año Nuevo; otros, granitoides del sector chileno al Norte del canal Beagle. Fuentes: Halpern (1973); Hervé et al. (1981); Suárez et al. (1985a, 1986), Ramos et al. (1986); Mukasa y Dalziel (1996); Martinioni et al. (1999a); Acevedo et al. (2000, 2002); este trabajo. Los datos de Halpern (1973) parecen algo erróneos: en el sector de Timbales (+ naranja) Halpern (1973) obtiene una edad (K-Ar, biotita) de 85 Ma. Sin embargo este intrusivo fue estudiado más tarde por Cunningham (1995) quien observa fábricas deformacionales del evento de la parte media del Cretácico afectando a esta granodiorita y postula que la misma sería de edad más antigua. En el sector de punta Yámana, Halpern obtiene edades en granitoides desde 60 a 68 Ma. Estos granitoides se habrían emplazado sincrónicamente con una tectónica transtensiva ocurrida en el Cretácico superior (Cunningham, 1995). Mukasa y Dalziel (1996) obtienen una edad de 68 Ma para muscovita crecida entre fragmentos de feldespato estirados por deformación distensiva. Por lo tanto, la edad obtenida por Halpern (1973) en esta localidad refleja no la edad de cristalización del granitoide, sino la edad de deformación transtensiva.

Durante el desarrollo de este trabajo se han identificado dos suites magmáticas, con características petrográficas y especialmente geoquímicas diferentes. Esta distinción no había sido establecida en trabajos previos. La más representada corresponde a un conjunto de rocas medianamente alcalinas enriquecidas en K₂O. Dentro de esta suite se han podido diferenciar dos tendencias distintas, una alcalina saturada en sílice y otra, menos marcada, monzonítica (equivalente a las series efusivas shoshoníticas; Pagel y Leterrier, 1980). A esta suite se la designa aquí como *Magmatismo Potásico Fueguino (MPF)*, que agrupa a las dos tendencias, y que reemplaza a la denominación "*Complejo de Rocas Shoshoníticas* (*CRS*)" propuesta recientemente por González Guillot et al. (2007a, en prensa), ya que el calificativo "shoshonítico" podría considerarse como referente únicamente a la última tendencia

La segunda suite es muy escasa volumétricamente y presenta, contrariamente, una geoquímica calco-alcalina. En este trabajo se la denomina *Suite de la Península Ushuaia* (SPU).

Finalmente, numerosos y delgados (5-50 cm de espesor) diques de aspecto lamprofírico cortan a las dos suites anteriores.

El MPF aflora en todas las localidades mencionadas, exceptuando el Co. Trapecio. En este último, sin embargo, su presencia en subsuelo y a poca profundidad es inferida (ver Capítulo 10). Las rocas que integran esta suite van desde ultramáficas (piroxenitas y homblenditas) hasta el límite intermedio-ácido (sienitas y sienitas alcalifeldespáticas, incluvendo algunas variedades cuarzosas), pasando por gabrosdioritas, monzogabros-monzodioritas, monzonitas y monzonitas cuarzosas. Esto marca un tren medianamente alcalino, saturado en sílice (según la clasificación presentada en la Sección 5.1; ver además Capítulo 12), caracterizado por un elevado contenido en K₂O respecto a SiO₂, y una diferenciación extrema para los términos finales de la serie. La mineralogía consiste en cantidades variables de plagioclasa (con escasa zonación, generalmente < 10% en molécula de An entre borde y núcleo), feldespato alcalino, homblenda (rica en K2O), clinopiroxeno (diópsido), biotita y escaso cuarzo. Como minerales accesorios presentan abundante apatita, titanita, magnetita, ilmenita, y escaso circón sólo en las facies más diferenciadas. Algunas rocas muestran epidoto (pistacita) entre los accesorios, de origen aparentemente magmático. El MPF fue emplazado en un lapso temporal relativamente corto (115-93 Ma) comparado con la larga duración del sistema subductivo del SO de Gondwana.

La suite calcoalcalina (SPU) tiene su máxima expresión al Sur de la provincia, en la costa norte del canal Beagle. En península Ushuaia está representada por melagabros cuarzosos, granodioritas y numerosos filones y diques porfíricos andesíticos a dacíticos. Algunos de éstos con características que semejan lacolitos. Estas rocas contienen numerosos enclaves de homblenditas y gabros del MPF. El melagabro cuarzoso se caracteriza por la presencia de abundante homblenda euhedral, de hábito prismático largo, zonada y no poiquilítica, propiedad que no ha sido observada en homblendas del MPF (sin embargo es una característica que

destaca Kranck (1932) para plutones del dominio oriental del BPA). Ninguna de estas rocas presenta piroxeno (salvo muy escasos granos como núcleos en homblenda en la meladiorita cuarzosa). Otros componentes son plagioclasa (con zonación múltiple), feldespato alcalino y cuarzo. Entre los accesorios se encuentran delgados prismas de apatita y particularmente allanita (en granodioritas, andesitas y dacitas), el cual constituye un mineral índice para distinguir esta suite de la anterior. La titanita es muy escasa, así como también los óxidos. Otras manifestaciones de esta suite aparecen en Ea. Túnel, en Co. Trapecio, en el *PDM* y quizá en el Mte. Kranck. En todos estos casos, solo filones y diques feno-andesíticos se han identificado.

Aparentemente, esta suite es más moderna que el MPF. Se han observado relaciones de intrusividad que indican que feno-andesitas y granodioritas cortan a dioritas y homblenditas del MPF. Por otro lado, Acevedo et al. (2002) presentan una edad K/Ar (roca total) para una feno-andesita de 100 Ma, es decir, 13 Ma más moderna que una homblendita del MPF de esa misma localidad (Acevedo et al., 2002) (ver Capítulo 7). De todos modos, no se han observado relaciones de corte en el campo entre la SPU y las unidades más diferenciadas del MPF (ni se conoce la edad de estas últimas), por lo tanto no puede descartarse un solapamiento temporal entre los términos finales de la suite medianamente alcalina y la calco-alcalina.

Los diques lamprofínicos, al igual que en el BPA, son tardíos y cortan a las dos suites anteriores. Son siempre diques delgados, de no más de 50 cm de espesor, caracterizados en general por fenocristales de homblenda inmersos en una pasta verde oscura.

Especial atención se dará al *MPF* en esta Tesis, principalmente por ser las rocas dominantes de la región y por constituir una suite que se diferencia notablemente de las rocas calco-alcalinas del BPA. En particular, se tratará con mayor detalle el *PDM*, presentado en primer lugar, ya que constituye una de las unidades identificadas en este trabajo y la que presenta los mejores afloramientos. De las demás localidades sólo se darán las características más sobresalientes, obviando de este modo aquellas en común con el primer cuerpo.



Vista panorámica al Oeste, PDM. Al fondo a la derecha el Mte. Rojo.

PLUTÓN DIORÍTICO MOAT

C A P Í T U L O 6

6. PLUTÓN DIORÍTICO MOAT

6.1- INTRODUCCIÓN

El Plutón Diorítico Moat (PDM) representa el afloramiento más importante del Magmatismo Potásico Fueguino (MPF), por ser el de mayor dimensión y ofrecer las mejores exposiciones, ya que se encuentra casi en su totalidad por encima de la línea de bosques (> 600 msnm). Por esta característica y por ser un sector completamente desconocido al momento de iniciar esta Tesis, se han intensificado los estudios en este cuerpo. No obstante estas facultades, constituye el afloramiento más inaccesible de las plutonitas de Tierra del Fuego (TdF).

El *PDM* se ubica en la Sierra de Lucio López, a 23 km al Noroeste de la estancia Moat, localizada sobre la costa norte del Canal Beagle y a unos 150 km al E de la ciudad de Ushuaia (fig. 6.1). Esta sierra es un cordón de orientación NO-SE y está integrada básicamente por tres unidades geológicas, además del cuerpo intrusivo, correspondientes a las Formaciones Lemaire, Yahgán y Beauvoir (Petersen, 1949; Caminos, 1980; Caminos et al., 1981; Olivero et al., 1999). El intrusivo queda limitado por los paralelos 54° 44'S y 54° 48'S, y por los meridianos 66° 55'O y 67° 00'O. No hay vías de accesos a la región. El camino más próximo es la ruta Provincial J que llega hasta la estancia mencionada, y sigue unos 5 km más hacia el Este hasta su culminación en el Destacamento Moat de Prefectura Naval Argentina. A partir de allí se deben atravesar extensos valles de turba y bosque cerrado hasta alcanzar los primeros afloramientos. Existen otros accesos por el Norte, caminos transitables abiertos por los aserraderos, pero en ningún caso se aproximan lo suficiente. La mejor manera de acceder al sitio es mediante helicóptero.



Fig. 6.1. Mapa de ubicación del PDM. Las figuras negras representan afloramientos del MPF y Batolito Patagónico Austral (BPA).

El *PDM* abarca un área de 25 km² y tiene una forma subcircular en su extremo NO (cuerpo principal), de donde se desprenden dos brazos (denominados SO y NE) hacia el SE, separados por un valle glacial, y varias apófisis periféricas. De ellas, la más importante es la aflorante en el Mte. Rojo, de 0,5 x 1,3 km² (fig. 6.2).

En la Hoja 5566-I (SEGEMAR, 1998; ver fig. 3.1) se observa para el sector la presencia de una anomalía magnética de muy alta intensidad (> +1800 nT). Esta anomalía, causada por el elevado contenido de magnetita de las plutonitas, posee una forma elíptica, alargada en sentido NNO-SSE y abarca un área de 16 x 6 km². El afloramiento del *PDM* se encuentra sobre el extremo NNO de la misma, cubriendo sólo ~25% de esta superficie. Por lo tanto, las dimensiones del plutón serían mayores a las expuestas, estando ahora la porción subaflorante cubierta por suelo y vegetación, hacia el bloque bajo de la falla ONO que corre por el valle del río Moat, y que constituye el límite Sur del plutón (fig. 4.2).

6.2- GEOLOGÍA DEL PDM

El principal componente del *PDM* es una roca clara, granuda, de composición básica, cuya moda corresponde a una diorita-gabro¹, pero está presente, no obstante, todo el rango composicional desde este extremo hacia monzodioritas y monzogabros, monzonitas y sienitas (fig. 6.2 y 6.3). Son abundantes también las homblenditas y piroxenitas. Otros componentes menores lo constituyen diques lamprofíricos y fenoandesíticos.

Las homblenditas y piroxenitas conforman afloramientos aislados y reducidos, de no más de 700 m de largo, separados unos de otros por cubierta de suelo y vegetación. Están limitadas principalmente al brazo SO, y se exponen, salvo escasas excepciones, en las partes topográficamente más bajas, al pie de los picos montañosos (fig. 6.4). Por el contrario, las dioritas-gabros, monzodioritas-monzogabros y monzonitas conforman afloramientos extensos y continuos, abarcando desde la base de los valles hasta las cumbres de los montes. Las monzonitas dominan en la mitad sur del brazo NE. Justamente allí es donde hay mayor concentración de venas de sienita.

Litológicamente, las rocas del *PDM* no difieren en nada a las del resto de los plutones de la provincia. Quizá, la característica más sobresaliente de este cuerpo es la estratificación y bandeado ígneo (González Guillot et al., 2005), bien visible gracias a las buenas exposiciones.

Otra de las virtudes de este afloramiento es que expone un excelente perfil vertical (~400 m) de una porción de la cámara magmática, favorecido por la erosión glacial. No

¹ A partir de aquí, la denominación diorita-gabro corresponde tanto a rocas dioríticas como gábricas, en las que ha sido posible la medición de la composición de la plagioclasa (por métodos ópticos o analíticos). Por el contrario, la denominación diorita / gabro corresponde a rocas con una u otra composición (o ambas), en las que no fue posible la medición de la composición de la plagioclasa, y por lo tanto tampoco se pudo discriminar entre las dos litologías. Lo mismo es aplicable a monzodioritas y monzogabros.

están presentes ni el piso ni el techo de la misma, pero sí puede observarse, de acuerdo a lo dicho en los párrafos precedentes, una estratificación grosera con rocas ultramáficas en las partes bajas y rocas más diferenciadas hacia las cimas montañosas.



Fig. 6.2. Mapa geológico. Las zonas marcadas con ? representan afloramientos del *PDM* no visitados, pero que se puede certificar la presencia de rocas ígneas por el patrón que muestran en imágenes satelitales y coloración de las rocas observadas a la distancia en el campo. La línea de puntos que separa monzonitas del resto de las litologías es algo arbitraria. En este extremo del Brazo NE dominan estas rocas, y pueden incluir además monzodioritas y monzogabros. Se ha trazado solo una parte de la anomalía magnética (curva de 0 nT). El afloramiento del wpt 20 se describe más adelante.



Fig. 6.3. Diagrama QAP de muestras del *PDM*. Algunas rocas particulares han sido identificadas con círculos negros (venas) y círculos blancos (Mte. Rojo). Las rocas que caen en el campo de leucogabros no son realmente variedades leucocráticas, sino rocas de índice de color normal con biotita y minerales opacos, no contemplados en el gráfico.

La roca de caja del intrusivo comprende metasedimentitas a las cuales González Guillot et al. (2005) dudan en asignarlas a las Formaciones Lemaire o Yahgán. Al metamorfismo regional de bajo grado se le ha impuesto uno térmico con desarrollo de biotita + cordierita + andalucita. Más detalle sobre este tema se da en la Sección 6.6.

Se ha obtenido una isocrona Rb-Sr sobre plagioclasa, homblenda y roca total en un bolsón gábrico en homblendita, que indica una edad de 115 ±3 Ma, interpretado como edad de cristalización.

6.2.a- Descripción litológica y petrográfica

PIROXENITAS – HORNBLENDITAS. Son rocas cumulares de grano grueso (0,5-2 cm), de color gris verdoso oscuro, aunque ocasionalmente la granulometría puede disminuir hasta granos del orden de 1 mm. Suelen presentar bolsones anortosíticos o leucogábricos, irregulares, de algunos centímetros a decenas de centímetros de desarrollo. Muchas veces estos bolsones muestran un incremento en la granulometría, conformando texturas pegmatíticas (fig. 6.5a), donde la presencia de volátiles ocluidos hacia las fases finales de la cristalización permitió el desarrollo de cristales de hornblenda de hasta 30 cm. Estos cristales, a su vez, pueden crecer en forma perpendicular a las paredes del bolsón, definiendo una textura tipo en peine. En estos bolsones es común observar una intensa alteración de las plagioclasas, y en menor medida de piroxenos y opacos, a sericita + clorita + epidoto, mientras que los anfiboles y apatitas permanecen prácticamente inalterados. Este material leucocrático produce también brechamiento de la roca ultramáfica (fig. 6.5b).

Estas rocas presentan además diques sinmagmáticos melagábricos, generalmente discontinuos y de contornos irregulares de escaso espesor, de 3 a 20 cm, (fig. 6.5c). Son desde completamente afaníticos a porfíricos, con fenocristales de homblenda de hasta 2 mm de largo, inmersos en pasta afanítica constituida por plagioclasa, homblenda, piroxeno (diópsido) y biotita inferior a 100 µm (fig. 6.5d). Los cristales

están orientados paralelamente a las paredes de las venas, conformando un fino laminado de capas más y menos máficas.

La mineralogía consiste en homblenda con pleocroismo del verde al castaño, clinopiroxeno (diópsido) de color verde pálido, no pleocroico, en proporciones relativas variables, plagioclasa, biotita y opacos (tabla 6.1). El orden de cristalización viene dado por una paragénesis temprana de piroxeno, apatita, opacos y plagioclasa, luego crece la homblenda, de hábito prismático largo a corto, englobando a los cristales previamente formados, dando aspecto poiquilítico (fig. 6.5e). Finalmente, aparece escaso epidoto intersticial entre granos de hornblenda, considerado de origen magmático. Otra fase accesoria es titanita. El contenido en plagioclasa aumenta localmente en los bolsones gábricos mencionados. Se observa un reemplazo parcial del piroxeno por hornblenda, y ambos a su vez reemplazados parcialmente por biotita. Los minerales opacos forman cúmulos de hasta 10-20 cm de forma ahusada o sigmoidal de magnetita e ilmenita asociados a espinela, apatita, epidoto y escasa calcopirita (ver Capítulo 11). No se han encontrado ortopiroxeno ni olivina, ni pseudomorfos a partir de éstos.

Tabla 6.1. Análisis modal del PDM.

Muestra	Lito	Kfa	PI	Qtz	НЫ	Срх	Bt	Spn	Ap	Opq	Zm	Ep	Otros*	тот	M%	Q	Ā	P
CM1	hbt px	-	•	•	55,5	32,4	•	•	0,7	10,6	•	•	0,9	100,0	100	Ō	0	0
СМЗ	gab	0,3	54,9		10,4	14,8	14,6	0,5	0,6	3,9				100,0	45	0	0	100
CM4	gab	0,1	50,7	0,1	0,4	22,5	17,4		1,2	7,5				100,0	49	0	0	99
CM5	dio	4,2	57,8		8,4	11,8	11,4						6,5	100,0	38	0	7	93
CM7	mzg	11,5	48,7	1,2	31,5		2,1	tr	1,0	3,6			0,5	100,0	39	2	19	79
CM18	mzd	13,0	54,6	2,6	7,7	8,9	7,6	1,2	0,5	3,1	tr		0,7	100,0	30	4	18	78
СМ19-6	gran fk (v)	63,4	4,9	31,2			0,3						0,1	100,0	0	31	64	5
CM20	pxt hb		1,7	1,3	24,6	71,7	0,2		tr	0,6				100,0	97	0	0	0
CM36	sie (v)	83,1	12,4	4,1	tr					0,4				100,0	0	4	83	12
CM37	mzn	47,7	41,4	0,7	1,4	4,2	0,9	1,3	0,5	1,6	0,2			100,0	10	1	53	46
CM38	mzn	27,8	35,8	0,4	27,0	4,6	2,6	1,0	0,2	0,6				100,0	36	1	43	56
CM40	dio		38,6		43,4	9,4	1,4		1,1	6,0				100, 0	61	0	0	100
CM41	patho		3,4		25,5	55,0	2,1		0,7	12,8			0,5	100,0	97	0	0	0
СМ44-b	mzd	21,2	59 ,3	2,0	1,9	6,7	1,2	0,8	0,7	2,9	tr		3,3	100,0	18	2	26	72
CM50-C	hbi px				34,7	47,8		tr	0,2	10,9		tr	6,4	100,0	100	0	0	0
CM55	mzd	8,7	48,1	2,2	27,4	7,0	0,4	1,5	0,7	3,4	0,1		0,3	100,0	41	4	15	81
CM56	gab	0,2	49,0	0,1	32,6	7,3	5,3	tr	1,1	4,2			0,2	100,0	51	0	0	99
CM78	mzn qz	36,5	51,6	8,5	2,1	-	-	tr	0,2	0,5	L.		0,7	100,0	3	9	38	53

* A no ser que se especifique, otros representa minerales máficos alterados insconocibies

pid hb: piroxenita hombléndica, hbt pic homblendita piroxénica, gab: gabro, dio: diorita, mzg: monzogabro, mzd: monzodiorita,

mzn (qz): monzonita (cuarzosa), sie: elenita, gran fk: granito alcalifeidespático, (v): vena/venilla

CM44-b y CM78: Mts. Rojo.

DIORITAS – GABROS. Son rocas granudas hipidiomórficas, de color gris y granulometría media. Presentan en diversos sectores del afloramiento un bandeado ígneo dado por la alternancia de bandas claras y oscuras. Estas bandas poseen un espesor medio de 5-10 cm y se diferencian unas de otras por variable contenido de minerales máficos, granulometría y textura (fig. 6.6a). En un ejemplo de gabro bandeado se observó un dominio de homblenda sobre piroxeno en las bandas oscuras, y el caso inverso en las bandas claras, aunque con menor concentración del total de minerales máficos. En ambas, además, participan en proporción semejante plagioclasa, feldespato alcalino, biotita, titanita, apatita y opacos. A su vez, en la mayoría de las observaciones se advirtió una orientación de cristales de plagioclasa y

piroxeno que definen una foliación magmática penetrativa, paralela al bandeamiento (fig. 6.6b).

Estas rocas poseen autolitos de homblendita, elípticos y de bordes netos, de hasta 20 cm de longitud dispuestos paralelamente a la foliación ígnea mencionada.

La proporción de mafitos es variable, dando lugar en ocasiones a rocas melanocráticas. Del mismo modo, algunas dioritas-gabros pueden estar dominadas por piroxenos, mientras que otras por homblenda o biotita (tabla 6.1). La distribución de accesorios tampoco es homogénea, habiendo sectores donde estos minerales son notablemente más abundantes que en otros.



Fig. 6.4. En primer plano homblenditas en el lecho del valle glacial, entre los brazos NE y SO. Al fondo rocas más diferenciadas en el Brazo NE alcanzan las cumbres.

Fig.6.5. Estructuras y texturas en homblenditas y piroxenitas. (a) bolsones pegmatíticos con cristales de homblenda decimétricos. (b) brecha en piroxenita con relleno anortosítico. (c) diques sinmagmáticos con extremos ahusados. (d) microfotografía de homblendita en contacto con dique sinmagmático melagábrico. Se ve fluidalidad en el dique (muestra CM25). (e) homblenda poiquilítica en homblendita (CM1). En (d) y (e) la barra representa 1 mm, Nx. Abreviaciones según Kretz (1983)².

La mineralogía consiste en cristales de plagioclasa de 1-3 mm, con macla polisintética, junto a clinopiroxeno (diópsido), biotita y hornblenda, de granulometría menor a las plagioclasas. Los accesorios son apatita, titanita, magnetita y escasa pirita. Clinopiroxeno y plagioclasa son los primeros en cristalizar, en un arreglo comparable con texturas cumulares, luego sigue homblenda y biotita, conformando material intercúmulo. Los cristales de plagioclasa presentan maclado polisintético y zonación débil, de tipo progresivo/oscilatorio (tal como lo define Hibbard, 1995). La composición de esta fase (métodos ópticos) dio en un gabro (CM3) el rango de An₅₄₋₄₃, y An₄₄₋₃₃ en una diorita (CM40). Al igual que en las homblenditas y piroxenitas, suele observarse un reemplazo del piroxeno por homblenda, y luego ambos reemplazados por biotita (fig. 6.6c), aunque muchas veces estos minerales aparecen aislados unos de otros sin reacciones de desequilibrio entre ellos. Los reemplazos pueden ser tanto en bordes como en parches.

En un sector próximo a un tabique metasedimentario, y en contacto con piroxenitas, se observó un gabro con textura orbicular. Las orbículas son de composición máfica a ultramáfica (fig. 6.6d). Las más representativas contienen un núcleo constituido por piroxeno y homblenda, rodeado por un anillo meladiorítico / gábrico con clinopiroxeno + homblenda + plagioclasa ± apatita, luego un anillo más externo de piroxeno grueso (~8 mm) y finalmente una película de homblenda ± plagioclasa ± clinopiroxeno de grano fino. La roca contiene además abundantes xenocristales de homblenda. Probablemente las orbículas se han originado a partir de autolitos extraídos de la piroxenita del contacto.

MONZODIORITAS-MONZOGABROS y MONZONITAS. Presentan coloración gris a rosada en monzonitas. La principal diferencia con las dioritas-gabros es la aparición de una fase anhedral intersticial compuesta por plagioclasa más sódica, feldespato alcalino (poiquilítico) y escaso cuarzo. Las monzonitas a su vez, poseen una composición diferente en sus minerales ferromagnesianos. El feldespato alcalino presenta una bajísima integridad (criterio de Hibbard, 1995; ver Capítulo 3) en monzodioritas y monzogabros (fig. 6.7a), mientras que a medida que aumenta su abundancia (monzonitas), este mineral puede desarrollar cristales de mayor integridad (menos poiquilíticos) y con tendencia al idiomorfismo, de hasta 3 cm de largo (fig. 6.7b). Los componentes principales (subordinados al feldespato alcalino en monzonitas) son plagioclasa maclada subhedral, junto con homblenda, clinopiroxeno (diópsido) y biotita. Como accesorios aparecen titanita, apatita, opacos y escaso circón

² De aquí en más se utilizarán las abreviaciones de este autor.

(tabla 6.1). La plagioclasa intersticial carece de macla. En la mayoría de los casos el feldespato alcalino es micropertítico. Esta fase intersticial se dispone según una textura de aspecto consertal, con bordes suturados, y produce engolfamientos hacia los cristales de plagioclasa subhedrales.

Se puede observar un decrecimiento en el contenido de fases máficas (incluidos apatita y opacos) desde rocas ultramáficas hasta monzonitas, y un comportamiento inverso para la titanita (tabla 6.1). Además, las variaciones bruscas en el contenido de mafitos, o de accesorios no son comunes en las monzonitas, siendo, en este sentido, este tipo litológico mucho más homogéneo que dioritas-gabros.

El orden de cristalización es el mismo que el establecido para dioritas y gabros, con el aditivo de la fase póstuma de plagioclasa más sódica, feldespato alcalino y cuarzo. El feldespato alcalino puede llegar a reemplazar por los bordes a las plagioclasas, e incluso a minerales máficos (fig. 6.7c). Es muy común la presencia de texturas de intercrecimiento de plagioclasa y cuarzo vermicular (mirmequitas), en el contacto con cristales de feldespato potásico (fig. 6.7d); también se observan intercrecimientos similares de biotita y cuarzo.

La composición de la plagioclasa se determinó mediante microsonda electrónica (ver más detalles en Sección 6.4). En un monzogabro (CM7) la plagioclasa temprana presenta una composición entre bytownita-labradorita (An₇₈₋₅₂), mostrando una leve zonación normal. En esta roca no se detectó la presencia de plagioclasa intersticial, pero sí feldespato alcalino (Or₉₂₋₈₇). En una monzonita (CM38) la composición de la plagioclasa temprana corresponde a una andesina (An₄₇₋₃₇) mostrando del mismo modo una leve zonación normal. Esta roca sí presenta plagioclasa intersticial algo más sódica (An₃₈₋₃₂). Esta plagioclasa es anhedral de cristales pequeños, y precede a la cristalización del feldespato alcalino. Este último es bien intersticial y presenta escasa zonación con incremento en molécula de ortosa hacia el borde (Or₉₁₋₈₂).

SIENITAS. Conforman intrusiones menores, a modo de venas discordantes y de segregaciones en todos los tipos litológicos anteriores, de coloración rosada a blanquecina. El espesor de las venas varía desde 1 a 10 cm (fig. 6.8a). Estas venas son más abundantes en la porción meridional del Brazo NE, en asociación con monzonitas. La composición mineralógica consiste en cristales de feldespato alcalino dominante sobre plagioclasa, el primero de grano grueso (hasta 4 cm), micropertítico y presenta numerosas inclusiones de los demás minerales constituyentes de la roca. La plagioclasa es de composición oligoclasa (An_{21-14}), con débil zonación normal, y con reborde albítico (Ab_{99-91}) en el contacto con feldespato alcalino (fig. 6.8b) (estas composiciones determinadas con microsonda electrónica). Otros componentes menores son homblenda verde (algo más azulada que en rocas menos diferenciadas), biotita, titanita, circón, cuarzo (siempre en contacto con feldespato alcalino) y magnetita.



Fig. 6.6. Estructuras y texturas en dioritas y gabros. (a) bandeado ígneo con alternancia de capas de maficidad y textura variable. En la parte superior una banda de textura y composición semejante a bolsones anortosíticos pegmatíticos en homblenditas. (b) foliación magmática definida por la orientación

de cristales de plagioclasa y piroxeno (CM4; barra 1 mm, Nx). (c) alteración en bordes de piroxeno por homblenda (barra 0,5 mm, Np). (d) gabro orbicular (barra 15 cm). La ampliación de una de las orbículas (recuadro, ~10 cm de diámetro) muestra las zonas descriptas en el texto (líneas punteadas amarillas). La flecha marca un delgado contorno exterior de homblenda.

Fig. 6.7. Texturas en monzogabros, monzodioritas y monzonitas. (a) cristal de Kfs poiquilítico de baja integridad en monzogabro. Prácticamente el cristal abarca toda la fotografía (CM7; barra 1 mm, Nx). (b) cristal de Kfs poiquilítico subhedral de elevada integridad en monzonita (CM37; barra 1 mm, Nx). (c) textura de reemplazo. Cristal de biotita reemplazado parcialmente por Kfs (barra 0,5 mm, Nx). (d) Textura simplectítica (flecha), la plagioclasa (póstuma) de la simplectita crece epitaxialmente sobre un cristal de plagioclasa previamente formado (CM18; barra 0,5 mm, Nx). Se observa además un reemplazo de plagioclasa temprana por feldespato potásico intersticial (centro izq.).

DIQUES LAMPROFÍRICOS. Son diques delgados, de 1-20 cm de espesor, de color verde oscuro, emplazados en las rocas anteriores. El contacto entre estos diques y el encajante es neto (fig. 6.9a) y contienen autolitos de homblendita subredondeados de unos pocos centímetros de diámetro. Presentan una textura porfirica con pasta afanítica. Los fenocristales son homblenda, y en menor proporción piroxeno (fig. 6.9b). La pasta está compuesta por tablillas de plagioclasa, homblenda y piroxeno e intersticialmente una fase leucocrática anhedral, aparentemente de plagioclasa más sódica, que suele formar coronas sobre los cristales de plagioclasa. Según su composición mineralógica pertenecen al grupo de los lamprófiros calcoalcalinos (espesartitas).

No se ha observado una relación de corte con las sienitas, pero en Cerro Jeu-Jepén los diques lamprofíricos cortan claramente a estas rocas (Capítulo 8).

STOCK PORFIRÍTICO del Mte. ROJO. En el monte Rojo (fig. 6.2) aflora un pequeño stock de 0,5 km x 1,3 km con características que lo diferencian del resto del plutón, por esta razón se trata separadamente. Conforma un cuerpo de coloración ocre fácilmente diferenciable en el campo (fig. 6.10a). El stock está encajado en rocas metasedimentarias y en su porción nororiental está separado de las dioritas / gabros del cuerpo principal por una cubierta de derrubios.

Una característica particular de este cuerpo es la presencia de pirita + pirrotina, que puede llegar hasta el 7% en volumen de la roca en sectores localizados (González Guillot et al., 2005), y una alteración más marcada que en el resto del plutón. La oxidación de estos sulfuros es la que lo cubre de pátinas ocres, claramente visibles en imágenes satelitales, y más notoria aún con la ayuda de un cociente de óxidos (cociente de bandas B3/B2 y B3/B1 de la imagen Landsat). Esta coloración rojiza se destaca respecto de las demás rocas intrusivas, incluso respecto del encajante, debido a la oxidación del hierro y blastesis de cristales de biotita durante el metamorfismo térmico. La pirita y pirrotina están presentes en forma diseminada, en granos de 0,1 a 1 mm, en delgadas pátinas, o asociada a venillas de sienita (ver también Capítulo 11).

Modalmente estas rocas clasifican como monzodioritas y monzonitas (fig. 6.3), y venas póstumas de sienita.

Las rocas presentan autolitos de hornblendita redondeados y están cortadas por diques de lamprófiro que acotan su edad.

Sus características particulares están dadas por una textura porfirica a microgranuda, composición dominada por minerales leucocráticos (con solo 5-20% de mafitos, tabla 6.1) y sulfuros. Los fenocristales están representados por plagioclasa subhedral con marcada zonación oscilatoria (que las diferencia de las plagioclasas del resto del plutón), de 1-1,5 mm de tamaño de grano (fig. 6.10b). Otros fenocristales, de grano algo más pequeño, son de hornblenda y clinopiroxeno. Como accesorios aparecen apatita, titanita y escaso circón.



Fig. 6.8. Sienitas. (a) venas en monzodiorita. (b) reborde albítico en cristal de oligoclasa (CM36; barra 200 μm, Nx).

Fig. 6.9. Lamprófiros (a) venas en gabro. (b) Textura glomeroporfirica con fenocristales de plagioclasa y homblenda (barra1 mm, Nx).

Fig. 6.10. Stock del Mte. Rojo. (a) vista panorámica hacia el NNO. El color ocre resultado de la oxidación de minerales de hierro es notorio, resaltando sobre las rocas gabroides y metasedimentarias de alrededor. (b) textura porfírica en una monzodiorita con fenocristales de plagloclasa subhédricos con marcada zonación oscilatoria, algunos de ellos parcialmente reemplazados por feldespato alcalino anhedral (CM44b; barra 1 mm, Nx).

El feldespato potásico está presente en proporción variable y al igual que en las monzonitas del cuerpo principal es tardío, creciendo intersticialmente entre granos de plagioclasa o como rebordes de ésta. Otra fase tardía es el cuarzo, en concentración tal que conduce a algunas muestras hacia el campo de las rocas cuarzosas (fig. 6.3). La pasta, cuando está presente, es afanítica, compuesta principalmente por minerales leucocráticos y escasos mafitos.

FILÓN FENO-ANDESÍTICO. Se ha observado un filón alojado en el encajante metasedimentario en el extremo N del sector. Está compuesto por fenocristales de plagioclasa euhedral, con marcada zonación múltiple, y escasos cristales de anfibol alterados. La pasta es afanítica compuesta de minerales leucocráticos. Presenta abundante apatita como fase accesoria y opacos. La textura es glomeroporfirica. Estas características permiten comparar este filón con otros similares de la península Ushuaia y Co. Trapecio (ver capítulos correspondientes), o incluso con el stock del Mte. Rojo.

6.2.b- Relaciones mutuas entre los tipos litológicos

Las observaciones de campo (presencia de autolitos y venas discordantes), y en menor medida microscópicas, permiten establecer el siguiente orden temporal de emplazamiento de las distintas unidades del *PDM*: piroxenitas y hornblenditas \rightarrow dioritas-gabros \rightarrow monzodioritas-monzogabros \rightarrow monzonitas \rightarrow sienitas \rightarrow lamprófiros (González Guillot et al., en prensa). Este orden concuerda con un esquema clásico de evolución por diferenciación magmática, tema que se abordará más adelante.

En el sector denominado wpt 20 (fig. 6.2) el contacto entre homblenditas y gabros se da mediante una zona de transición de unas decenas de metros. Desde el SE al NO se pueden observar homblenditas ricas en cúmulos de magnetita-ilmenita, con progresivo incremento en el contenido de plagioclasa, luego una zona en donde alternan capas paralelas de entre 1 metro y 15 centímetros de espesor de gabro y homblendita, para pasar finalmente a gabros foliados (foliación ígnea) con autolitos de homblendita elípticos orientados según la foliación (fig. 6.11a-b). De las capas de homblendita se desprenden inyecciones hacia el gabro / diorita suprayacente, y no, en cambio, hacia el estrato infrayacente (fig. 6.11c), lo cual sería solo factible si los niveles de gabro se depositan previamente a la consolidación completa de los niveles

infrayacentes, y el exceso de presión por carga expulsa líquido ultramáfico hacia arriba. De esta manera se descarta que las capas de homblendita sean diques emplazados con posterioridad a la cristalización de los gabros. Esta disposición en capas fue interpretada por González Guillot et al. (2005) como estratificación ígnea entre rocas ultramáficas y máficas, fenómeno que también ocurre dentro de los mismos gabros-dioritas, en otros sectores del afloramiento (fig. 6.6a).



Fig. 6.11. (a) esquema mostrando estratificación (gnea entre hornblendita y gabro con foliación (gnea paralela a los estratos. (b) fotografía mostrando el contacto entre el estrato más potente de hornblendita (oscuro) y gabro de (a). (c) ampliación de (b). La flecha indica inyección de hornblendita en el gabro suprayacente. Tomado de González Guillot et al. (en prensa).

Por otro lado, se han observado autolitos de diorita / gabro dentro de homblenditas y piroxenitas deformados indicando su estado no completamente consolidado en el momento de ser incorporado al magma ultrabásico. Estos autolitos presentan a su vez una corona de homblenda que marca un desequilibrio entre ambas facies (fig. 6.12), similar a lo que ocurre en el gabro orbicular. Esta característica semeja a la textura ocellar dada por granos de cuarzo rodeados por minerales máficos interpretada como producto de mezcla de magmas (Vernon, 1990, 1991; Hibbard, 1991); como así también a los bordes ricos en feldespato alcalino (y otros minerales) que suelen rodear a enclaves microgranulares máficos en muchos granitoides calco-alcalinos (e.g. Didier y Barbarin, 1991). Este último caso es el resultado de transferencia de cristales entre dos magmas contemporáneos durante procesos de mezcla (Barbarin, 1991). Además, es común observar en el campo sucesivos pasajes de piroxenita-homblendita a gabro / diorita en forma caótica y en sectores reducidos (decenas de metros). Por lo tanto las características mencionadas aquí sugieren procesos de mezcla heterogénea (mingling) para los términos menos diferenciados del *PDM*. Pueden explicarse por la acción de nuevos pulsos de magma inyectados en la cámara magmática o bien, por la interacción de corrientes de magmas ultrabásico y básico dentro de la cámara magmática. Durante la acción de estas corrientes (ya sea simultánea o cuando pulsos previos aún no habían cristalizado) un magma incorpora porciones del otro. Este mecanismo junto a otros (como decantación gravitatoria, difusión, etc.) son responsables de la estratificación ígnea mencionada (González Guillot et al., en prensa). Algo similar propone Barbarin (2005) para explicar la presencia de (escasos) autolitos máficos de textura cumular presentes en granitoides de Sierra Nevada.



Fig. 6.12. Piroxenita con autolito de gabro deformado, con reborde de homblenda (reborde negro). Las flechas indican estrangulamiento del autolito, que demuestra plasticidad de ambas litologías (barra 5 cm).

Frost y Mahood (1987) establecieron que una mezcla completa (homogénea) entre dos magmas sólo es posible si la diferencia en el contenido de sílice es menor al 10%, o si la fracción de la masa del magma más máfico es mayor al 50%.

Por lo observado en el wpt 20, este último caso no parece cumplirse; sin embargo las características geoquímicas del magma ultramáfico y máfico son favorables para que hayan tenido lugar procesos de mezcla homogénea (~38% y 45% SiO₂, respectivamente; ver Sección 6.3).

En los contactos con la roca de caja se observan variaciones composicionales y texturales en la roca ígnea que sugieren que han tenido lugar procesos metasomáticos locales. Un rasgo común en las dioritas y monzodioritas de contacto es, además de la disminución de tamaño de grano, la presencia de biotita y cuarzo (la primera muy abundante) con la desaparición o disminución brusca de otros mafitos (homblenda y piroxeno). Este fenómeno se manifiesta en una aureola de no más de 10 m de espesor inmediatamente en el contacto.

Las homblenditas-piroxenitas también muestran modificaciones en las inmediaciones de la roca de caja, manifestadas por el crecimiento de grandes cristales de homblenda tabular, de ~1 cm de lado, muy poiquilíticas, englobando al resto de los minerales, los cuales son considerablemente más chicos, del orden de 1 mm (fig. 6.13), y ausencia de minerales opacos. En una muestra (CM19) se observó, además, la presencia de cuarzo, feldespato alcalino y plagioclasa poiquilítica (de baja integridad) de composición labradorita-andesina (An₅₆₋₄₅; determinada con microsonda electrónica), contrastante con la composición más cálcica que debería esperarse, como ocurre en otras rocas máficas (ver Sección 6.4). La composición de la homblenda y clinopiroxeno también es anómala, afines con los de rocas monzoníticas. Es posible que esta mineralogía extraña en una piroxenita represente un fenómeno de mezcla con un líquido monzonítico (la composición de las plagioclasas en monzonitas es idéntica, ver párrafos anteriores), pero dado que en los dos sitios dónde se observó este fenómeno la roca ultramáfica está en contacto con metasedimentitas, no puede descartarse que estas fases de aparición tardía debieran su origen a asimilación de fluidos provenientes del encajante, o bien de fundidos parciales de este último. De todos modos, no se han observado rocas tipo migmatíticas en el sector ni abundancia de enclaves metasedimentarios en la piroxenita que confirmen esto último. A unos 10

m de donde fue tornada la muestra CM19, la roca ultramáfica presenta una textura y composición normal. Regan (1985) describe ejemplos similares en el Batolito de la Costa del Perú, los cuales atribuye a transformaciones subsólidas.

Fig. 6.13. Microfotografía de piroxenita "anómala" con grandes cristales de homblenda y plagioclasa poiquilítica, esta última de baja integridad y de composición anormalmente ácida (CM19; barra 200 μm, Nx).



Evidencias de asimilación de roca de caja la dan, por otro lado, escasos enclaves metasedimentarios parcialmente digeridos alojados en monzogabros y rocas más evolucionadas (fig. 6.14), y las variaciones isotópicas que experimentan las rocas del *PDM* (Sección 6.5).



Fig. 6.14. Enclaves del encajante metasedimentario parcialmente digeridos por el hospedante monzodiorítico.

6.2.c- La roca de caja y tipos de contacto

La roca de caja es una metasedimentita con metamorfismo regional de grado muy bajo, conformada por metapelitas finas y metaareniscas. Las metapelitas son de color negro, con un fino clivaje pizarreño. Las areniscas son de coloración grisácea a rojiza, de grano fino. Presentan laminación paralela y entrecruzada como estructura primaria, marcada por la alternancia de bandas oscuras y claras. También se observaron estructuras de laminación convoluta. Están cortadas por numerosas venillas de cuarzo, menores a 1 mm de espesor, subparalelas y discordantes con la laminación. Posee pátinas de pirita. En otros sectores la roca presenta tonalidades más claras, con una laminación dada por la alternancia de colores entre blanco y rosado, con láminas del orden de los 5 cm.

En menor medida hay conglomerados con matriz arenosa (dominante) y clastos heterolíticos ahusados de hasta 2 cm de largo.

En el extremo norte del área estudiada se observaron niveles de ~5-50 m de espesor, de escaso recorrido, de rocas de posible origen piroclástico. Poseen coloración gris verdosa, y están intercalados entre metapelitas. Los estratos presentan laminación sedimentaria. En una muestra (CM71) se observaron al microscopio fenocristales de plagioclasa con macla polisintética muy alterados, de hasta 2,5 mm, y litoclastos más pequeños conformados por cuarzo policristalino. Presenta además fragmentos que semejan vidrio recristalizado, y amígdalas rellenas con carbonatos. Esta roca sería de composición intermedia.

No se ha podido determinar certeramente aún si estas rocas pertenecen a la Formación Lemaire o Yahgán. González Guillot et al. (2005) sugieren que, en base a la presencia derrubios de areniscas y conglomerados con clastos de hasta ~1 cm de metavolcanitas ácidas, areniscas y pelitas y matriz limosa sostén (y siguiendo el criterio de Olivero y Martinioni (1996a)), podrían pertenecer a la primera unidad. Metasedimentitas de esta composición fueron observadas en el Brazo SO del PDM. Por otro lado, muchos de los afloramientos del encajante (sector N y NE del PDM) muestran un bandeado de coloraciones rojizas y claras, con posibles niveles de chert, típico de la Fm. Yahgán observado en otros sectores de TdF. Además, el hecho de que no se han reconocido volcanitas leucocráticas en el área, distintivas de la Fm. Lemaire, mantiene vigente la alternativa de ser Yahgán el encajante de esta plutonita, al menos en el sector septentrional. La presencia de niveles piroclásticos como los descriptos precedentemente no ayudan a la discriminación entre ambas unidades, ya que son característicos tanto de las Formaciones Yahgán como Lemaire (c.f. Bruhn et al., 1978; Caminos, 1980). Una detenida inspección de las imágenes satelitales muestran una sutil diferencia en el color de la roca de caja en los dos sectores mencionados, sugiriendo que podría deberse a la presencia de una u otra de estas dos unidades geológicas en esos dos sectores.

Los contactos entre la roca ígnea y metasedimentaria son netos (fig. 6.15). No están expuestos ni el techo ni el piso del plutón. En general las rocas ultramáficas no

están en contacto visible con las metasedimentitas, y cuando esto ocurre manifiestan los cambios mineralógicos y texturales descriptos en párrafos anteriores. Tampoco las monzonitas están en contacto visible con el encajante, excepto las del Mte. Rojo. En cambio las dioritas, gabros, monzodioritas y monzogabros del cuerpo principal sí

presentan contacto expuesto con la roca metasedimentaria. Es este sector son frecuentes los roof pendants (denominación de acuerdo a la clasificación de Llambías, 2003).

Fig. 6.15. Contacto entre dioritas (al NNO) y metasedimentitas (color rojizo, NNE). Extremo NE del cuerpo principal.



6.3- GEOQUÍMICA DE ROCA TOTAL

Se han seleccionado un total de 14 muestras de litologías variadas que cubren gran parte del área de afloramientos del *PDM*, para análisis geoquímicos de elementos mayoritarios, trazas y tierras raras. Los datos se presentan en la tabla 6.2.

El contenido de SiO₂ de las muestras analizadas cubre el espectro desde rocas ultrabásicas a intermedias (38 - 59,3% SiO₂). Una vena de sienita de textura pegmatítica (CM36) cae en el campo de rocas ácidas (65,8% SiO₂), pero dada la abundancia en feldespato alcalino, su composición es casi idéntica a la de este mineral. La característica geoquímica más sobresaliente del *PDM* es su naturaleza medianamente alcalina, como puede verse en un diagrama SiO₂ – K₂O+Na₂O (fig. 6.16a). Dado que estas rocas contienen solo minerales saturados (piroxenos, homblenda, micas y feldespatos, y junto a muy escaso cuarzo en las facies más diferenciadas), la tendencia alcalina es saturada en sílice (clasificación de Lameyre, 1980 y Lameyre y Bowden, 1982). La presencia de *Ne* normativa (CIPW) en homblenditas, y en menor medida en gabros (desde 6,35 a 0,33%), también sugiere una tendencia alcalina para estas rocas (González Guillot et al., en prensa).

Otra propiedad importante del *PDM* es el elevado contenido en K₂O, con alta relación K₂O/Na₂O (>0,6 en todos excepto un caso (CM28) y >1 en las rocas más evolucionadas, tabla 6.2). En un diagrama SiO₂ – K₂O (fig. 6.16b), las rocas del *PDM* claramente se ubican en el campo de las series shoshoníticas (González Guillot et al., en prensa).

En la figura 6.16 se grafican los óxidos de elementos mayoritarios respecto a SiO₂. De ellos, CaO, MgO, Fe₂O₃t, P₂O₅, TiO₂ (además de K₂O y suma de álcalis) definen tendencias lineales continuas. En particular, P₂O₅, TiO₂ muestran una correlación negativa sin quiebres, enfatizando la cristalización temprana de fases tales como apatita, ilmenita y titanita, la cual habría ido decreciendo invariablemente a lo largo de

CM56 gab 43,11 1.09 20,02 12,33 5,16 0.26 12,62 2,41 1,12 0,71 0,80 99,63 0.46 311,1 0,9 2.7 18.6 1890,7 0,1 2.3 0.6 330,0 30,0 25.3 15,0 41,05 20.90 53,30 7,10 31,10 7.40 2,15 6,16 0.95 4,68 0,84 2,44 0.32 2.08 0,28

la historia evolutiva del PDM. Los óxidos MgO y Fe2O3t, en cambio, muestran una pendiente más inclinada en el intervalo 38 - ~42% SiO2, lo que evidencia un importante fraccionamiento de óxidos de hierro y magnesio y silicatos ferromagnesianos en las

sample	CM1	CM1-2	CM3	CM4	CM15	CM18	CM28	CM33	CM34	CM36	CM37	CM38	CM39
lithol.	px-hbt	px-hbt	gab	gab	hbt	mzd	gab*	RMtm	R Mt m	Sy e	mzn	mzn	mzn
W1%													
SIO2	37,93	38,33	45,17	44,5 0	38,55	52,94	41,36	57,25	57,31	65,79	59,26	53,97	52,99
TIO2	1,92	1,93	1,13	1,14	1,59	0,67	0,71	0,41	0,42	0,07	0,40	0,75	0,62
Al ₂ O ₃	10,67	10,34	18,07	17,86	17,12	18,95	21,80	19,56	19,77	18,90	19,27	16,90	19,20
Fe ₂ O ₃ t	20,09	18,86	12,59	12,86	13,18	8,52	8,48	4,84	3,93	0,97	4,20	8,44	7,65
MgO	11,93	12,12	4,95	5,05	9,33	2,88	4,12	1,23	1,00	0,08	1,03	3,64	2,41
MnO	0,20	0,22	0,25	0,25	0,18	0,19	0,16	0,18	0,14	0,02	0,15	0,17	0,20
CaO	14,50	15,00	11,46	12,78	13,19	8,16	16,97	6,31	6,01	0,98	3,95	7,13	7,87
Na ₂ O	1,15	1,22	2,62	2,35	1,61	3,78	1,64	5,25	5,03	4,17	4,70	3,09	3,57
K₂O	0,96	0,95	2,04	1,56	1,84	2,57	0,41	3,14	3,31	8,33	6,12	4,41	4,38
P ₂ O ₅	0,15	0,21	0,82	0,86	1,30	0,50	0,95	0,25	0,26	0,02	0,19	0,46	0,46
LOI	0,30	0,60	0,70	0,40	2,00	0,70	3,20	1,40	2,20	0,90	0,70	0,60	0,40
Sum	99,82	9 9,78	99,81	99,62	99,90	99,87	99,80	99,82	99,38	100,23	99,9 7	99,56	99,76
K ₂ O/Na ₂ O	0,83	0,78	0,78	0,66	1,14	0,68	0,25	0,60	0,66	2,00	1,30	1,43	1,23
ppm													
Ba	121,2	128,6	566,6	522,8	389,4	540,4	78,3	922,3	990,0	161,3	622,3	716,5	1072,0
Hf	1,3	1,3	1,2	1,1	1,8	3,0	1,0	3,4	3,1	0,6	5,1	3,2	1,5
Nb	1,0	0,9	2,6	1,9	2,1	2,8	0,8	5,1	5,8	1,2	6,3	5,1	2,5
Rb	5,5	5,0	55,2	42,1	24,1	64,0	6,4	72,3	74,8	177,6	144,4	110,0	90,5
Sr	581.6	583,7	1629,2	1724,9	1122,0	1254,8	2109,4	1480,5	1569,5	441,9	1240,7	1433,9	2194,5
Ta	0.1	0.1	0.2	0.2	0,2	0,3	<0,1	0,6	0,4	0,2	0,7	0,5	0,2
Th	0.3	0.3	3.0	1.8	1,1	7,8	1,7	9,6	10,4	8,3	13,2	9,4	8,1
U	<.1	<1	7.0	0.4	0.3	2,3	0,3	2,5	2,7	1,6	2,4	2,9	1,7
v	837.0	755.0	377,0	394,0	399,0	213,0	279,0	113,0	139,0	21,0	102,0	238,0	205,0
Zr	23.6	25.3	34.4	26,1	34,9	107,4	23,4	111,8	113,1	22,5	219,8	107,9	57,9
Y	18.4	17.2	23.9	25.1	26.2	19,4	16,9	21,6	22,1	2,9	20,9	23,5	19,9
NI	33.0	30.0	17.0	5.0	10.0	11.0	5.0	5.0	5.0	5,0	5,0	17,0	8,0
Cr	13.68	61.58	34.21	13.68	20,53	27,37	13,68	13,68	6,84	20,53	20,53	27,37	20,53
הסת		• •	•	•	•	•		-	-				
La	4.80	4.60	24,50	21,50	15,50	25,30	13,80	30,40	31,60	8,90	37,40	36,00	31,50
Ca	16.10	17.30	58.90	50.00	41,90	50,30	37,10	61,40	57,70	12,40	78,30	76,70	70,50
Pr	2.90	3.22	7.39	6,72	5,98	5,68	5,13	6,83	6,46	1,19	8,64	9,08	8,17
Nd	18.90	17.90	32.40	33,30	28,20	23,40	23,10	27,00	29,00	4,80	31,80	41,00	34,20
Sm	5.50	5.55	7.50	7.70	8.20	4.90	5.60	5.50	5,50	0,70	6,40	7,70	7,20
Eu	1.67	1.50	2.21	2.18	2.50	1.54	1.75	1.56	1.53	0.48	1,52	1,96	2,28
Gd	5.69	5.28	6.23	7.03	8.00	4.49	4.99	4.63	4.40	0.60	4.85	5.72	5.19
ТЪ	0.70	0.79	0.98	0.96	1.04	0.57	0.72	0.68	0.64	0.08	0.68	0.83	0.77
Dv	3.93	3.91	4 91	4 75	5.23	3.49	3.52	3.55	3.48	0.43	3.56	4.16	3.91
Ho	0.69	0.62	0.84	0.89	0.93	0.67	0.66	0.71	0.68	0.09	0.71	0.82	0.67
Fr	1 85	1 68	2 21	2 30	2 31	1 90	1 54	2 04	2.05	0.24	2.08	2.17	1.80
Tm	0.22	0.20	0.33	0.33	0.29	0.30	0.22	0.31	0.33	0.06	0.36	0.35	0.32
Yh	1 45	1 35	2 35	2 14	2 10	1.73	1.45	2.17	2.21	0.32	2.30	2.05	1.95
1	0.10	0.17	0.24	0.20	0.20	0.26	0 10	0.31	0 33	0.04	0.31	0.29	0.25

Mismas referencias que para tabla 6.1, excepto R Mt m: monzonita del Mte. Rojo. *bolsón gábrico en homblendita. CM1 y CM1-2, son dos muestras distintas tomadas del mismo afloramiento.

La disposición algo aleatoria de algunos puntos, especialmente de rocas ultramáficas, en algunos diagramas Harker (c.f. Al2O3 y P2O5), puede deberse al carácter cumular de las mismas.

Los elementos Ba, Rb, Zr y relación Sr/Rb también muestran una buena correlación con la sílice (fig. 6.17). Los dos primeros tienden a reemplazar al K en el feldespato alcalino, de modo que la tendencia lineal positiva en las figuras 6.17a-b indica una progresiva cristalización de este mineral, especialmente a partir de ~50% SiO₂ (también visible en la figura 6.16b).



Fig. 6.16. Diagramas de variación de óxidos mayoritarios frente a SiO₂. (a) diagrama TAS con línea de división de campos alcalino y subalcalino de MacDonald (1968). (b) líneas de división de Rickwood

(1989). Referencias: 1- homblendita, 2- bolsón gábrico en homblendita, 3- gabro, 4- monzodiorita, 5monzonita, 6- monzonita del Mte. Rojo, 7- sienita.

Los elementos trazas graficados en un diagrama araña (fig 6.18) muestran el típico patrón aserrado con enriquecimiento en elementos de bajo potencial iónico (Sr, K, Rb, Ba ± Th) respecto a MORB, y picos negativos en Nb y Ta, característicos de magmas derivados de subducción (Wilson, 1989). La relación LILE/HFSE es elevada, como así lo demuestran los valores Rb/Zr (0,20-1,61). El carácter de arco magmático queda también evidenciado en el diagrama discriminatorio de Pearce et al. (1984; fig. 6.19); y a su vez, por la presencia de fases hidratadas (homblenda y biotita), entre los aspectos petrográficos, mencionadas en la sección previa.



Fig. 6.17. Diagrama de variación de elementos trazas. Mismas referencias que en figura 6.16.

En el diagrama de tierras raras normalizado a condrito se observa un enriquecimiento de los elementos livianos respecto a los pesados (fig. 6.20). Todas las muestras poseen un patrón similar, sugiriendo una relación genética entre ellas. Es más, puede verse una tendencia cada vez más enriquecida en REE desde gabros a monzonitas, lo que sugiere procesos de diferenciación magmática. Se destaca, sin embargo, un marcado empobrecimiento de LREE en homblenditas, tendencia que disminuye progresivamente hacia las rocas más evolucionadas. Esto puede deberse al elevado contenido en homblenda (y en menor medida en clinopiroxeno) de estas

rocas, ya que este mineral tiende a incorporar MREE y HREE (fig. 6.21), mientras que LREE quedan relegadas al líquido resultante del fraccionamiento de la(s) fase(s) mencionada(s). Además, la ilmenita, otra fase abundante en las rocas ultramáficas, posee coeficientes de partición (Kd) muy contrastantes entre LREE y HREE, incorporando a su estructura mucho menos LREE con respecto a HREE, en un factor del orden de 6000:1 (Kd 0,000029 para La y 0,17 para Yb en basaltos alcalinos; Zack y Brumm, 1998).



Fig. 6.18. Diagrama araña para elementos trazas normalizados a MORB (Pearce, 1983).



Fig. 6.19. Diagrama discriminatorio de ambiente tectónico de Pearce et al. (1984). VAG: granitoides de arco, WPG: granitoides de intraplaca, syn-COLG: granitoides sin-colisionales, ORG: granitoides de dorsal oceánica.

Una observación importante que se desprende de la figura 6.20 es la ausencia de anomalía Eu, en característica de sistemas con fraccionamiento de plagioclasa v/o feldespato alcalino (e.g. Rollinson, 1993).

Sin embargo, se ha demostrado que este proceso definitivamente ocurre en el *PDM*. Dado que los datos presentados en la tabla 6.2 representan análisis de rocas y no de líquidos (como sí lo serían análisis de facies de borde, o de la pasta en rocas volcánicas), es de esperar que rocas conteniendo estas fases contemplen anomalías positivas en Eu (ver comportamiento de la plagioclasa en figura 6.21). Por lo tanto la ausencia de tal anomalía debe reflejar condiciones altamente oxidantes durante la cristalización de los magmas. En tales condiciones el Eu solo puede existir con valencia +3, y así resulta imposibilitada su participación en la estructura de los feldespatos (no hay sustitución $Sr^{+2} - Eu^{+2}$; Rollinson, 1993).

Por otro lado, la ausencia de anomalía en Eu es característica de las series shoshoníticas (y series alcalinas en general; Cullers y Graf, 1984).



Fig. 6.20. Diagrama araña de tierras raras, normalizadas a condrito (Nakamura, 1974).



Fig. 6.21. Coeficiente de partición (Kd) de tierras raras para varios minerales. Tomado de Rollinson (1993).

6.4- QUÍMICA MINERAL

6.4.a- Características de las principales fases minerales

Se llevaron a cabo análisis de microsonda electrónica en diferentes litologías del *PDM* con el fin de caracterizar todas las fases minerales y estimar los parámetros físicos imperantes durante la cristalización de los magmas. En la tabla 6.3 se presentan los valores medios de las principales fases analizadas. Los datos completos se presentan en las tablas A2-2 - A2-5 (Anexo 2).

De la composición de los feldespatos (fig. 6.22) surgen diversas apreciaciones. En primer lugar se observa una modificación en la composición de la plagioclasa desde

términos ricos en molécula anortita en rocas poco diferenciadas ($An_{88-82} y An_{81-73}$, en inyecciones de leucogabro y diques sinmagmáticos gábricos en ultramafitas, respectivamente) hacia fases ricas en albita en los extremos más diferenciados (An_{21-14} , venas de sienita). Esta observación en parte fue esbozada en base a las observaciones petrográficas en la sección anterior, y consiste en una evidencia más a favor de la idea de evolución del *PDM* por diferenciación magmática.

Tabla 6.3. Análisis químicos (promedio) efectuados por microsonda electrónica de las principales fases presentes en el *PDM*.

Plagioclasa							Piroxen	10						
Label	CM7	CM25dl	CM36	CM38	CM38	CM41 kg	Label		CM1	CM25	CM25dl	CM38	CM41 kg	CM41
obs	euh	euh	euh	euh	Inst	euh								
SIO2	52,48	47,44	64,49	57,14	59,78	45,97	SIO2		49,07	51,31	49,44	51,26	50,21	48,46
TiO2	0,01	0,02	0,01	0,02	0,02	0,01	TIO2		0,73	0,20	0,47	0,14	0,49	0,87
AI2O3	29,73	32,30	21,51	26,04	24,70	33,48	AI2O3		4,97	1,26	3,14	1,09	3,15	5,27
Fe2O3	0,27	0,34	0,18	0,23	0,22	0,40	Cr2O3		0,03	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02
MgO	0,01	0,01	0,01	0,00	0,02	0,00	Fe2O3(c)		5,19	3,72	6,26	3,77	4,55	4,96
CeO	12,64	15,74	2,89	8,21	6,81	17,20	FeO(c)		2,93	3,69	3,30	6,00	4,73	2,13
Na2O	4,30	2,51	9,73	6,22	7,34	1,75	MnO		0,22	0,44	0,69	0,71	0,47	0,22
К20	0,14	0,05	0,38	0,21	0,21	0,03	MgO		13,33	13,71	12,42	12,69	12,75	13,49
Sum Ox%	99,57	98,39	99,20	98,08	99,08	98,83	CaO		24,10	24,22	23,74	23,38	23,53	24,38
						_	Na2O		0,33	0,41	0,65	0,45	0,51	0,24
Ab	37,82	22,29	84,02	57,08	65,30	15,48	K2O		0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00
An	61,38	77,44	13,80	41,64	33,48	84,33	Sum Ox%		100,92	98,96	100,09	99,50	100,43	100,02
Or	0,80	0,27	2,18	1,27	1,22	0,19								
							Wo(Ca)	49,42	49,29	48,92	47,80	48,48	50,33
							En(Mg))	38,03	38,84	35,60	36,09	36,51	38,72
							Fs(Fe2	+)	12,55	11,87	15,48	16,11	15,01	10,95
							XMg		0,89	0,87	0,87	0,79	0,83	0,92
Anfibol												Biotita		
Label	CM1	CM7	CM25	CM25	CM25 d	I CM36	CM38 CM41 kg			Label		CM7	CM38	
obs				ve										
SIO2	39,52	2 42,97	40,60	41,81	39,1 1	1 48,45	45,38	40,2	2		:	SIO2	35,99	36,03
TIO2	2,07	7 1,57	1,97	1,13	2,3	5 0,58	1,01	1,9	7		TIO2		3,53	3,15
AI2O3	13,96	9,68	12,09	10,82	13,1	5 5,05	7,37	12,2	5			AI2O3	14,7	14,21
Cr2O3	0,02	2 0,02	0,02	0,05	0,04	4 0,03	0,03	0,0	4			Cr2O3	0,01	0,03
Fe2O3(c)	4,30	6,03	4,68		4,2	5 4,00	4,89	4,2	6			FeO	19,04	19,24
FeO(c)	8,16	11,87	10,74	16,14°	11,37	7 10,66	12,08	11,7	2			MnO	0,43	0,40
MnO	0,17	0,60	0,36	0,41	0,44	8 1,53	0,55	0,3	1			MgO	11,12	12,33
MgO	13,14	10,95	11,78	11,66	11,1	1 13,76	11,95	11,0	4			CaO	0,11	0,08
CaO	12,46	11,82	12,08	12,02	12,1	1 11,55	12,04	12,2	2			Na2O	0,07	0,04
Na2O	1,92	2 1,26	1,93	1,89	2,0	0 1,18	1,16 1		8		K2O		8,88	6,71
K20	1,67	1,28	1,45	2,84	1,6	7 0,47	0,79	1,4	5			NIO	0,02	0,00
NIO	0.05	5 0,01	0,02	0,00	0,0	1 0,00	0,02	0,0	2			H2O(c)	3,87	3,88
H2O(c)	2,02	2 2,00	2,00		1.9	8	2,01	1,9	9			Sum Ox	6 97,78	98,12
Sum Ox%	99,45	5 100,05	99,73	98,76	99,6	5 97,28	99,28	99.0	6				_	
											-	#Mg	0,51	0,53
# Mg	0,74	0,62	0,66	0,61	0,6	a 0,72	0,64	0,6	3					

Nota: #Mg es Mg/(Mg+Fe²⁺), excepto en biotita donde se ha calculado como Mg/(Mg+Fet). Euh e inst representan plagioclasa euhedral e intersticial, respectivamente. Los parámetros Wo, En y Fs fueron calculados según Morimoto (1969) con fórmula estructural normalizada a 4 cationes.

Litologías: CM1- homblendita piroxénica, CM7- monzogabro, CM25- bolsón gábrico en homblendita (vereborde verde azulado), CM25-di- dique sinmagmático gábrico en homblendita, CM36- sienita, CM38monzonita, CM41- piroxenita hombléndica, CM41-lg- leucogabro (relleno de brecha en homblendita).

La figura 6.22 también muestra los dos rangos composicionales de las plagioclasas tempranas (euhedrales) y tardías (anhedrales) descriptas en monzogabros y monzonitas en la Sección 6.2.a, como así también la presencia de rebordes albíticos en plagioclasas (oligoclasa) de las venas de sienita. El amplio

espectro de composiciones en el campo de los feldespatos alcalinos para sienitas se debe a la presencia de pertitas, las cuales pueden haber sido medidas en la interfase Or-Ab con el haz de electrones de la microsonda, y por eso dan composiciones intermedias.



Fig. 6.22. Clasificación de plagioclasas en el triángulo Or-Ab-An (ver tablas 6.1-6.3 para más detalle en la nomenclatura de las muestras).

La ausencia de zonación reversa en las plagioclasas sugiere, a priori --dado que éstas no han sido estudiadas en detalle-, que no ha habido adición y completa homogenización de magmas menos diferenciados a la cámara magmática.

De significativa importancia resulta la composición de los minerales ferromagnesianos.

El clinopiroxeno pertenece al grupo de los piroxenos cálcicos (con un pequeño excedente en la molécula CaSiO₃), y cae en el campo del diópsido para todos los tipos litológicos (fig. 6.23). El diópsido es el clinopiroxeno más característico de rocas ultrabásicas (Deer et al., 1997a). Boesen (1964), además, menciona que piroxenos cálcicos monoclínicos caracterizan a muchas intrusiones monzoníticas ricas en potasio de ambientes tardi- a post-orogénicos, con composiciones marcadamente constantes (*e.g.* Pirsson, 1905; Larsen et al., 1941). La diferencia entre los diópsidos de las ultramafitas del *PDM* con los de otras rocas ultramáficas es el bajo contenido en Cr_2O_3 (hasta 0,07% en una homblendita) de los primeros, en concordancia con los bajos tenores de este óxido en roca total.



Flg. 6.23. Clasificación de piroxenos según Morimoto (1989). * incluye bolsón gábrico en homblendita (CM25) y dique sinmagmático gábrico en homblendita (CM25di).

El clinopiroxeno muestra una evolución desde $Wo_{50,3}En_{38,7}Fs_{11,0}$ (#Mg 0,92) en una piroxenita (CM41) a $Wo_{47,8}En_{36,1}Fs_{16,1}$ (#Mg 0,79) en una monzonita (CM38) (según la clasificación de Morimoto, 1989, con normalización a 4 cationes), demostrando el paulatino empobrecimiento en Ca y Mg, asociado a enriquecimiento en Fe del magma hacia los términos más diferenciados, como se anticipó en la Sección 6.3. De todos modos, el enriquecimiento en Fe es poco marcado, tal como ocurre en los clinopiroxenos de otro complejo monzonítico (Mt. Dromedary; Boesen, 1964) y asociaciones shoshoníticas del mundo (Morrison, 1980) (fig. 6.24).



Fig. 6.24. Comparación entre la evolución de los clinopiroxenos del *PDM* (círculos rojos) y de otro complejo monzonítico (Mt. Dromedary; Boesen, 1964; círculos amarillos) y de asociaciones shoshoníticas (Morrison, 1980; curva sólida). También se muestran las evoluciones de clinopiroxenos de Skaergaard (Brown y Vincent, 1963; curva 1) y de la serie basalto-traquita alcalinos de Japón (Aoki, 1964; curva 2).

La sílice también muestra un incremento en los piroxenos desde

piroxenitas a monzonitas (48,1-48,9% en CM41 a 50,7-52,0% en CM38). El contenido en Al_2O_3 y Fe_2O_3 es particularmente elevado en piroxenos de rocas ultramáficas (4,6-5,9% Al_2O_3 y 4,2-5,6 % Fe_2O_3 en piroxenitas (CM41), y 4,0-5,9% Al_2O_3 y 4,4-5,7% Fe_2O_3 en hornblenditas (CM1)). Los piroxenos de estas rocas (junto con los de un dique sinmagmático gábrico y leucogabro de brecha) se ubican en el campo de las rocas alcalinas sin feldespatoides de Kushiro (1960; fig. 6.25a). Los piroxenos de monzonitas, sin embargo, se ubican en el campo toleítico (aunque muy próximos al campo alcalino) en este gráfico.

De todos modos, el contenido de Na₂O de los piroxenos del *PDM* (Na₂O entre 0,2-0,4% en ultramáficas y 0,4-0,6% en monzonitas) está en el rango indicado para diópsidos de otras rocas alcalinas (ver compilación de análisis en Deer et al., 1997a). Todos los análisis ploteados en el diagrama Na+Ca vs Ti de Leterrier et al. (1982; fig. 6.25b) caen en el campo de basaltos alcalinos. El K₂O del piroxeno, por otro lado, no supera el 0,02% en todas las rocas.

La figura 6.26 muestra algunos de los comentarios expresados precedentemente. El contenido de SiO₂ y FeOt de los clinopiroxenos aumenta desde las rocas menos a más diferenciadas, es decir, desde piroxenitas a monzonitas, pasando por homblenditas y gabros. El índice de diferenciación en los piroxenos está expresado por la disminución en el #Mg (Mg/(Mg+Fe²⁺)). El TiO₂, por el contrario, muestra contenidos progresivamente menores con la disminución del #Mg. La suma de álcalis, por otro lado, muestra una tendencia un poco menos clara, pero se aprecia, no obstante, un incremento en el contenido de estos óxidos en los piroxenos de rocas más evolucionadas. Estas tendencias, excepto la del FeOt, reflejan las variaciones de estos mismos óxidos en la roca total (comparar con figura 6.16). En el caso particular del FeOt, la tendencia opuesta en los clinopiroxenos respecto a la del magma indica que esta fase mineral no ha tenido participación significativa en el empobrecimiento en FeOt del mismo. La disminución en el contenido de este óxido con la evolución del magma que dio origen a las rocas del *PDM* estaría dada entonces principalmente por fraccionamiento de magnetita-ilmenita.



Fig. 6.25. (a) Variación del Si con respecto al Al del clinopiroxeno del *PDM*. La mayoría de los puntos caen en el campo de rocas alcalinas sin feldespatoides de Kushiro (1960). (b) Diagrama de Ca + Na vs Ti para clinopiroxenos de basaltos alcalinos (A) y subalcalinos (SA) de Leterrier et al. (1982). Todas las muestras con el mismo símbolo. Nota: la composición de los piroxenos ploteados en las figuras fue calculada a 4 cationes, si bien para la figura (b) se exige el cálculo sobre la base de 6 oxígenos (Leterrier et al., 1982). De todos modos, al graficar los datos de esta última menera los puntos se desplazan ligeramente más hacia la derecha, es decir más hacia el campo alcalino (figura no mostrada), por lo tanto no se considera necesario el recálculo de la composición mineral a 6 oxígenos en este caso, para mostrar la afinidad alcalina de las rocas.



Fig. 6.26. Variación de SiO₂, TiO₂, FeOt (FeO+Fe₂O₃*0,8998) y suma de álcalis con respecto a #Mg (100*Mg/(Mg+Fe^{2*}) en el clinopiroxeno. Mismas referencias que en figura 6.25a.

La ausencia de valores intermedios entre los clinopiroxenos de rocas ultramáficas y monzonitas corresponde simplemente a la falta de datos en rocas intermedias entre
estos extremos (gabros, dioritas, monzogabros y monzodioritas). Este gap queda parcialmente ocupado, sin embargo, por gabros no típicos, como lo son un leucogabro que brecha a una piroxenita (CM41), un bolsón gábrico en homblendita (CM25) y un dique sinmagmático melagábrico alojado en esta misma homblendita.

El anfíbol corresponde al grupo de las hornblendas, y dentro de éstas se han identificado dos grupos composicionales diferentes en las rocas menos y más diferenciadas (González Guillot et al., en prensa). De acuerdo a la clasificación de Leake et al. (1997), las hornblendas de hornblenditas, gabros, dioritas y monzogabros caen en el campo de magnesiohastingsita, mientras que las hornblendas de monzonitas y sienitas lo hacen en el campo de la magnesiohornblenda (fig. 6.27).

Lo más destacable de la composición del anfibol es su elevado contenido en K₂O. (González Guillot et al., en prensa; tabla 6.3; ver también Capítulo 12). En rocas del intervalo ultramafitas - monzogabros / monzodioritas, este óxido varía de 1,67% a 1,45%, y disminuye en monzonitas y sienitas (0,79-0,47%). Valores elevados en K₂O como los citados son comunes en magnesiohastingsitas (ver tablas en Deer et al., 1997b). El Na₂O acompaña este comportamiento (figs. 6.28a-b). La disminución en el contenido de álcalis, y de ^{IV}AI, denota el progresivo descenso de la temperatura a la cual cristalizó el anfíbol (Kostyuk y Sobolev, 1969). En homblenditas y piroxenitas suelen observarse cristales de homblenda verde-castaño (magnesiohastingsita) con rebordes de antibol verde azulado, los cuales presentan los valores máximos de K2O, aunque su química sigue siendo la de anfíboles cálcicos (figs. 6.27; tabla 6.3). Este reborde es posible que represente reacciones subsólidas. Acevedo (1996) menciona anfíboles similares en homblenditas de la Homblendita Ushuaia. En el Batolito de la Costa de Perú, rebordes como los indicados aquí se deben a una disminución en el contenido de TiO₂ del anfibol (Mason, 1985). Este autor expresa que el anfibol varía su coloración desde marrón a verde-marrón a verde y hasta verde azulado, con el aumento del índice de diferenciación de la roca hospedante (y cristalización de cristales individuales), de acuerdo con la progresiva disminución del contenido de TiO₂ del mineral. Esta misma transición es observada en el PDM, incluso los rebordes verde-azulados mencionados arriba presentan valores muy bajos en TiO₂, comparados con el anfibol al que rodean (1,13% y 1,97%, respectivamente; tabla 6.3 y fig. 6.28c).

Helz (1973) y Spear (1981) demostraron que el contenido de Ti de anfiboles cálcicos aumenta con el incremento de la temperatura (independientemente de la presión) y/o por una disminución en la fugacidad de oxígeno. Si bien esto último puede haber ocurrido localmente, las variaciones observadas en este elemento deben reflejar simplemente el descenso de la temperatura progresiva con la cristalización.

A diferencia de los piroxenos, el #Mg de los anfíboles no se correlaciona con la diferenciación que muestran las rocas hospedantes en base a su moda (no se utiliza el contenido de SiO₂ de la roca como indicador de diferenciación dado que la mayoría de las muestras analizadas con microsonda electrónica carecen de análisis químico de roca total). Sin embargo, el contenido de SiO₂ del anfíbol sí aumenta progresivamente



desde las rocas ultramáficas hasta sienitas, por lo tanto este óxido es utilizado como Indice de comparación con los demás óxidos en las figuras 6.28a-c.

Fig. 6.27. Diagramas de clasificación de anfiboles de Leake et al. (1997). Mismas referencias que en figuras 6.22 y 6.25a. Los cuadrados con relleno diagonal corresponden a rebordes verde-azulado (CM25ve) en magnesiohastingsitas verde-castaño (CM25).

Fig. 6.28. Variación del contenido de K₂O (a), Na₂O (b) y TiO₂ (c) en función de SIO₂ en el anfibol. Mismas referencias que figura 6.27.

Todos los anfiboles analizados son de origen ígneo (fig. 6.29 Leake, 1965).



Fig. 6.29. Campos para los anfíboles ígneos (área rayada) y metamórficos (punteado) en el diagrama Si vs ^{VI}AI de Leake (1965). Los anfíboles del *PDM* caen en el campo de las rocas ígneas (mismas referencias que en figura 6.27).

Las biotitas solo fueron analizadas en un monzogabro (CM7) y una monzonita (CM38). En ambos casos, los filosilicatos muestran tenores altos en MgO (11,1-13,6%) con Fet/(Fet+Mg) cercano a 0,5, intermedio entre las series flogopita-eastonita y annitasiderofilita (fig. 6.30). El contenido de TiO₂ es moderado a ligeramente alto, de 3,5% en el monzogabro y de 3,0-3,3% en la monzonita.



Fig. 6.30. Clasificación de biotitas (mismas referencias que en figura 6.27).

6.4.b- Parámetros físicos de la cristalización (T, P y fo2)

En esta sección se presentan, como preludio a los cálculos barométricos y termométricos puntuales del *PDM*, los diferentes métodos de mayor aplicabilidad en el *MPF*, con el correspondiente marco teórico referente a cada técnica. En los capítulos siguientes se presentan los resultados propios a cada sector en forma directa, es decir, sin la introducción teórica implícita en cada barómetro-termómetro, con el fin de ahorrar en redundancia.

6.4.b.1- Presión

Existen diversas maneras de determinar las presiones de cristalización de las rocas ígneas, ya sea de manera indirecta (condiciones del metamorfismo de contacto y/o regional, asociación con rocas volcánicas, velocidad de denudación y edad de los plutones, etc.), o directa (presencia de fases minerales indicadoras en la plutonita, textura y granulometría, cálculos analíticos en base a composición mineral).

De los métodos analíticos quizá el más difundido es el de Hammarstrom y Zen (1986) basado en el contenido de aluminio total (AI^T) en la hornblenda (total de cationes por fórmula unidad, calculada en 23 oxígenos).

Marco teórico

Hammarstrom y Zen (1986) establecen que la composición de la homblenda en plutones calco-alcalinos varía en función de la composición global, la presión, temperatura y fugacidad de oxígeno, pero el contenido de AI^T varía exclusivamente con la presión. Esto puede expresarse mediante la reacción de intercambio tipo tschermakítico (tk), la cual es dependiente de la presión, y viene expresada por: 2cuarzo + 2anortita + biotita = ortosa + Tschermak (Hollister et al., 1987), la cual modifica la composición del anfíbol según el vector: Si + R²⁺ = AI^N + (Na + K)_A.

La relación que vincula el Al^T y la presión (en kbar) viene dada por la ecuación P (± 3 kbar) = -3,92 + 5.03Al^T, r² = 0,8. Para la elaboración de esta fórmula emplearon

numerosas mediciones de hornblenda por microsonda electrónica tanto de muestras naturales como sintéticas. En todos los casos se trata de plutones calco-alcalinos en donde la hornblenda ha cristalizado en equilibrio con plagioclasa (An₂₅₋₃₅), feldespato potásico, biotita, titanita, cuarzo, apatita, magnetita o ilmenita, fundido y una fase vapor. Esta paragénesis mineral regula el intercambio tschermakítico en la hornblenda.

Una premisa para el empleo del geobarómetro es que la temperatura de cristalización de la homblenda haya sido cercana al solidus saturado en agua, dado que este mineral alcanza el equilibrio si existe una fase fundida, y porque el feldespato potásico solo es estable en estas condiciones. Además porque el solidus de un líquido tonalítico saturado en agua es independiente de la temperatura en un rango de 2 a 15 kbar (Hollister et al., 1987), eliminándose así una variable termodinámica. Dado que los cristales de homblenda utilizados para la estimación de presión deben mostrar evidencias texturales de haber cristalizado en equilibrio con cuarzo, son óptimos los bordes de granos en contacto con este mineral, o así mismo los núcleos si se demuestra que la homblenda cristalizó a partir de un magma sobresaturado en sílice (como ser presencia de inclusiones de cuarzo en cristales de hornblenda, o una paragénesis donde cuarzo es una fase abundante). Cawthorn (1976), entre otros, ha mostrado que el contenido de SiO2 en anfiboles aumenta a medida que se incrementa el contenido de esta molécula en los magmas de donde cristalizan. De todos modos, una vez que comienza a cristalizar cuarzo, la actividad de sílice $(a_{SIO2}) = 1$, y la subsiguiente cristalización de anfibol no se verá afectada por cambios en la proporción de sílice del magma residual. Si se asume que Al tetraédrico (Al^N) = 8 – Si (fórmula estructural de homblenda basada en 23 oxígenos), entonces el contenido de Al^{IV} en homblenda tampoco debería verse afectado por cambios en la composición global en magmas sobresaturados. A su vez, Hammarstrom y Zen (1986) proponen una relación lineal entre $AI^T v AI^V$ (dada por al ecuación $AI^V = 0.15 + 0.69AI^T$, $r^2 = 0.97$), por lo tanto, en magmas sobresaturados en sílice, la composición global no afecta al contenido de Al^T en la homblenda, demostrando así la importancia de la paragénesis mencionada más arriba como requisito para el empleo de este geobarómetro. El efecto buffer que produce esta asociación mineral con el cambio de la composición del magma conduce a modificaciones en la proporción modal de los componentes más que a cambios auímicos en las fases individuales. En magmas en los que la homblenda no cristalizó en equilibrio con cuarzo, el contenido en Al^T puede ser mayor al esperado, dando estimaciones de presión sobreestimadas (Hammarstrom y Zen, 1986; Johnson y Rutherford, 1989). El mismo efecto se observa en rocas carentes de feldespato alcalino (actividad ortosa menor a 1; Hollister et al., 1987).

El geobarómetro basado en el Al^T en la hornblenda es aplicable al rango de presiones de 2 a 8 kbar (Hollister et al., 1987). Por debajo de los 2 kbar, el efecto de la temperatura en el Al^T de la hornblenda de magmas calco-alcalinos puede ser excesivamente grande y por lo tanto el Al en la hornblenda dejaría de ser una variable dependiente exclusivamente de la presión (Hollister et al., 1987). Por su parte, Hammarstrom y Zen (1986) encuentran que anfíboles cristalizados a moderadamente

altas presiones (más de 10 kbar) también pueden dar errores significativos al aplicar la fórmula. En este sentido, Schmidt (1992) afirma que por encima de 13 kbar el equilibrio entre biotita y ortosa se rompe, y deja de tener efecto el buffer dado por la paragénesis mencionada más arriba en la composición de la hornblenda.

Hammarstrom y Zen (1986) postulan que alteraciones póstumas (probablemente cercanas al solidus) por oxidación provocan crecimiento de homblenda más magnesiana que alumínica, y por lo tanto, contrariamente a lo que ocurre con homblendas en no-equilibrio con cuarzo, darán presiones erróneamente más bajas al utilizar este geobarómetro. De todos modos, más tarde Schmidt (1992) minimiza el efecto que provocan estas reacciones subsólidas en el contenido de AI en la homblenda.

Posteriores trabajos han resultado en un mejor ajuste de la ecuación de Hammarstrom y Zen (1986). Así, Hollister et al. (1987) obtienen la ecuación P (kbar) = -4,76 + 5,64Al^T, con un error de ± 1 kbar. Por su parte, Johnson y Rutherford (1989), mediante técnicas experimentales con muestras naturales, encuentran que el contenido de Al en hornblendas en equilibrio con la paragénesis requerida, especialmente en el rango 5-8 kbar, es algo mayor de lo que se creía previamente. Ellos reducen el error a ± 0,5 kbar, con la ecuación P (kbar) = -3,46 + 4,23Al^T. Estudios experimentales más recientes llevados a cabo por Schmidt (1992) establecen una dependencia de la presión con el Al^T en la hornblenda dada por la ecuación P(kbar) = -3,01 + 4,76Al^T, con un error de ± 0,6 kbar. El rango de presión utilizado por este autor para la calibración del método es de 2,5 a 13 kbar, con temperaturas de 15 a 20 °C por encima del solidus.

Efectos de la temperatura y fugacidad de oxígeno en el geobarómetro

Como se dijo previamente, los experimentos realizados para la calibración del geobarómetro fueron conducidos a temperaturas cercanas al solidus saturado en agua, ya que en estas condiciones este factor se mantiene constante para el rango de presión ~2-15 kbar (Hollister et al., 1987). Así, Johnson y Rutherford (1989) emplearon temperaturas en el rango de 740-780 °C (con fluidos conteniendo una mezcla de CO2-H₂O para estabilizar la paragénesis), mientras que Schmidt (1992) empleó el rango 655-700 °C (utilizando solo H2O como fase fluida). Ahora bien, muchos plutones muestran temperaturas de cristalización muy por encima del solidus saturado en agua próximo a 650 °C, debido quizá a presencia de mezcla de fluidos o subsaturación en esta fase. Anderson y Smith (1995) presentan correcciones a las fórmulas de Johnson y Rutherford (1989) y Schmidt (1992) teniendo en cuenta el factor temperatura. En condiciones muy elevadas por encima del solidus saturado en agua, en la composición de la homblenda interviene una sustitución de tipo edenítica, que depende de la temperatura, y viene expresada por: albita + tremolita = 4cuarzo + edenita, y el intercambio en el anfíbol es: Si + \Box_A = Al^V + (Na + K)_A (donde \Box significa vacante). De este modo, la temperatura puede causar incrementos significativos de Al^{IV} en la homblenda, conduciendo a estimaciones de presión superiores a las reales (hasta 2 kbar por cada 100 °C, dependiendo de la abundancia de Al; Anderson y Smith, 1995).

En cuanto a la fugacidad de oxígeno, varios autores sugieren que ésta muestra un efecto despreciable en la composición de la homblenda (Helz, 1973; Spear, 1981; Hammarstrom y Zen, 1986; Johnson y Rutherford, 1989), y por lo tanto no afecta a geobarómetro. Sin embargo, Anderson y Smith (1995) mantienen que en condiciones de baja fugacidad de oxígeno (igual o por debajo del buffer QFM) como en series ilmeníticas de plutones anorogénicos, las homblendas muestran contenidos en Al^T inusualmente altos, debido a una sustitución de tipo $Fe^{3+} - Al^{M}$, lo cual conduciría a sobreestimación en el cálculo de la presión por un factor de 2 o más (Anderson y Smith, 1995). El hecho de que una roca pertenezca a la serie magnetítica no es suficiente para estimar una alta fo_2 , ya que granitos con magnetita pueden formarse también en condiciones en donde este factor no es elevado. Por lo tanto, una restricción más es asignada al geobarómetro de Al en homblenda, ya que no fue calibrado para homblendas con relación Fe/(Fe + Mg) superior a 0,65 (típicas de granitoides formados a bajas fo_2 , por debajo de QFM).

La nueva ecuación (que incorpora el efecto de la temperatura) que proponen Anderson y Smith (1995) es: P (kbar) = $4,76AI^{T} - 3,01 - {[T(^{\circ}C) - 675]/85} \times {0,53AI^{T} + 0,005294[T(^{\circ}C) - 675]]}$, con un error de ± 0,6 kbar. Si bien esta nueva ecuación es potencialmente aplicable a cualquier rango de temperaturas, sus creadores no recomiendan su empleo en plutones de mas de 800 °C, dado que tales condiciones están demasiado lejos de los valores experimentales utilizados en la calibración, y por lo tanto la paragénesis completa requerida para regular el contenido de Al en la homblenda puede no ser estable.

Cálculos geobarométricos

Teniendo en cuenta todos estos requisitos, muy pocas muestras de las analizadas en el *PDM* pueden utilizarse para cálculos geobarométricos según este método. Principalmente, la falencia reside en que no en todos los casos se tiene la paragénesis completa requerida, aunque las muestras CM7, CM38 y CM36 sí se acercan favorablemente a las condiciones indicadas precedentemente. No obstante este incumplimiento de los requisitos, se han efectuado los cálculos a todas las muestras disponibles, y los resultados, como se verá también más adelante, no parecen ilógicos.

En la tabla 6.4 se dan los valores promedio de presiones para cada muestra según las diferentes fórmulas empleadas. Los resultados muestran que los datos obtenidos según la fórmula de Anderson y Smith (1995), a 850 °C, tienen poco significado geológico, no así los calculados utilizando una temperatura de 750 °C. De todos modos, esta temperatura es demasiado baja para las temperaturas de cristalización esperadas para las rocas en cuestión (mayor de 850 °C, dado que esta es la temperatura máxima concebida para magmas graníticos; e.g. Whitney y Stormer, 1985, ver además la sección siguiente).

		1	2	3	4	5	5	
Label	Lithol.	kbar	kbar	kbar	kbar	kbar(750)	kbar(850)	
CM1	hbt px	6,9	8,6	9,0	8,4	7,1	4,1	
CM7	mzg	3,8	5,2	5,0	4,8	4,0	1,4	
CM25	hbt bsn	7,0	8,8	9,2	8,5	7,3	4,2	
CM25di	gab	6,0	7,7	7,9	7,3	6,3	3,3	
CM36	sie	0,5	1,5	0,5	0,8	0,7	-1,5	
CM38	mzn	2,2	3,4	2,8	2,8	2,4	0,0	
CM41la	gab	5.9	7.5	7.7	7.2	6.1	3.2	

Tabla 6.4. Cálculos geobarométricos según el método Al^T en homblenda.

Las abreviaturas de litologías son las mismas que en casos anteriores. 1) Johnson y Rutherford, 1989 (error ±0,5 kbar); 2) Schmidt, 1992 (error ±0,6 kbar); 3) Hollister et al., 1987 (error ±1 kbar); 4) Hammarstrom y Zen, 1986 (error ±3 kbar); 5) Anderson y Smith, 1995 (error ±0,6 kbar) para 750 °C y 850 °C. Los datos representan valores promedio de las distintas mediciones efectuadas en cada muestra.

Los datos obtenidos con otras fórmulas en las que la temperatura no es tenida en cuenta, también indican presiones en rangos geológicos aceptables. En particular, los resultados obtenidos según el método de Johnson y Rutherford (1989) son muy similares a los obtenidos según Anderson y Smith (1995) con 750 °C.

Lo más destacable de todos estos resultados, es que el *PDM* muestra una disminución progresiva de la presión de cristalización con la diferenciación de las rocas (González Guillot et al., en prensa). Si bien las hornblendas de las rocas menos diferenciadas pueden arrojar valores absolutos algo sobreestimados por carecer de cuarzo y/o feldespato alcalino entre sus minerales paragenéticos, el hecho de que hayan cristalizado a presiones mayores que las rocas más evolucionadas parece ser válido, ya que las muestras que sí cumplen este requisito muestran esta disminución de presión con la evolución.

Además, la presencia de epidoto primario en homblenditas sugiere cristalización a elevada presión (Zen y Hammarstrom, 1984). Estos autores indican una presión superior a 6-8 kbar para granitoides calco-alcalinos conteniendo esta fase mineral. Schmidt y Poli (2004) sostienen que no hay evidencias que indiquen que el epidoto deba ser menos estable en dioritas o basaltos que en tonalitas. Si bien la temperatura de formación de homblenditas (ver más adelante) excede el límite de estabilidad del epidoto (~750 °C; Schmidt y Poli, 2004), esta fase es la última en cristalizar, en consecuencia, en condiciones de menor temperatura que las fases precedentes. Bruce et al. (1989) obtienen un rango de presión semejante al observado en las rocas menos diferenciadas del *PDM* (de 10-8 kbar; recalculado con el método de Schmidt, 1992) en gabros / dioritas del BPA con epidoto primario.

Por otro lado, Nimis (1995), encuentra que el Al^T en el piroxeno aumenta con la presión en magmas basálticos. En la tabla A2-3 (Anexo 2) puede verse que el contenido de Al^T en piroxenos disminuye progresivamentede en las rocas analizadas, desde las menos a más diferenciadas (salvo un valor excepcionalmente bajo en CM25). Esto demuestra que la disminución de la presión de cristalización con la diferenciación de las rocas sería correcta.

Utilizando los resultados según la ecuación de Schmidt (1992), los cuales representan valores intermedios según las distintas fórmulas (y error pequeño), los rangos de presión encontrados van desde 8,9-7,5 kbar para piroxenitas, homblenditas, gabros, dioritas (incluidos diques sinmagmáticos y brechas de leucogabro); 5,6-4,9 kbar para monzogabros y de 3,6-3 kbar para monzonitas. Una vena de sienita da valores en el rango 1,5-1,4 kbar. Este gradiente sugiere levantamiento cortical y erosión concomitante con la cristalización. Esto es posible dado que todas las rocas del *PDM* se encuentran expuestas en el mismo nivel cortical. Un proceso semejante encuentran Bruce et al. (1989) para las rocas máficas a félsicas del BPA a los 53°S. Consideran, además, que la profundidad de emplazamiento es una función de la composición del magma.

Como se indicó al principio de este capítulo y en el Capítulo 4, la roca encajante del *PDM* son metasedimentitas en grado de metamorfismo regional muy bajo (en facies de prehnita-pumpellyita; Katz y Watters, 1966; Caminos, 1980; Caminos et al., 1981), indicando que estas rocas no han alcanzado profundidades importantes dentro de la corteza terrestre. Por otro lado, el efecto térmico de la intrusión ha provocado en esta roca una aureola de contacto con una paragénesis que indica presiones no superiores a los 2-3 kbar (ver Sección 6.6). Estas presiones son similares a las condiciones de cristalización de las facies más diferenciadas del plutón (monzonitas y sienitas). Por lo tanto, los valores obtenidos en las rocas menos diferenciadas de hasta ~9 kbar implican, además de ascenso tectónico y denudación, ascenso de magmas parcialmente cristalizados desde reservorios localizados en sectores profundos de la corteza (ver también Sección 12.2).

6.4.b.2- Temperatura

De los diversos métodos analíticos para cálculos de temperatura existentes, el de mayor aplicabilidad en el *PDM* es el que considera al par homblenda-plagioclasa (Blundy y Holland, 1990; Holland y Blundy, 1994), principalmente porque las rocas de este intrusivo son portadoras de ambas fases, en la mayoría de los casos en equilibrio, y por el contrario, carecen de ortopiroxeno y olivina, utilizados en otros geotermómetros. La solución sólida magnetita-ilmenita en equilibrio también puede ser utilizada como geotermómetro (y como indicador de fugacidad de oxígeno). Buddington et al. (1955) reconocen que el contenido de TiO₂ de la magnetita es función de la temperatura, y además de la fo₂ (Verhoogen, 1962). Este método es aplicable a rocas volcánicas donde el equilibrio entre el par de óxidos cúbico-rómbico es comúnmente conservado, no así en rocas de enfriamiento lento, donde ocurren fenómenos de intensiva desmezcla entre estas fases, tal como ha sucedido en el *PDM* (ver Capítulo 11).

Holland y Blundy (1994) presentan dos geotermómetros A y B. El primero (modificado de Blundy y Holland, 1990), se basa en el intercambio edenítico (NaAl) (
Si).1, expresado por la reacción:

Este termómetro es aplicable a sistemas saturados en sílice, para temperaturas en el rango 400-900 °C, y hornblendas con Na^A>0,02 pfu, Al^{VI}<1,8 pfu, y Si en el rango 6,0-7,7 pfu, y plagioclasas con X_{An}<0,90. De las muestras analizadas, todas cumplen estos requisitos, excepto un dique gábrico (CM25di) y un leucogabro (CM41lg). Estas dos últimas muestras no presentan cuarzo en su paragénesis (aSiO₂<1) y por lo tanto el contenido en Si es < 6.0 pfu (CM25di) o apenas por encima de este valor (CM41lg; ver tabla A2-4, Anexo 2).

El termómetro B, a diferencia del anterior, no requiere la presencia de cuarzo en la paragénesis, y por lo tanto puede ser aplicado también a sistemas subsaturados.

Viene expresado por la ecuación:

$$NaCa_2Mg_5Si_4(AISi_3)O_{22}(OH)_2 + NaAISi_3O_8 = Na(CaNa)Mg_5Si_8O_{22}(OH)_2 + CaAI_2Si_2O_8$$

edenita albita richterita anortita

Este termómetro es más confiable si se aplica en sistemas de alta temperatura con predominancia de feldespatos ricos en molécula de anortita, o en condiciones de baja actividad de sílice. El rango de temperaturas sugerido por Holland y Blundy (1994) para la aplicación de este método es de 500 °C a 900 °C. Además, el X_{An} en las plagioclasas debe variar entre 0,1 y 0,9; y los anfíboles deben poseer Na^B>0,03, Al^{VI}<1,8 pfu, y Si en el rango 6,0-7,7 pfu. Las muestras analizadas que cumplen con estos requisitos son las mismas que en el caso anterior, a las que puede sumarse el leucogabro, ya que este método es aplicable a rocas sin cuarzo.

En ninguno de los dos casos (A y B), deben utilizarse para los cálculos anfíboles ricos en Ti (kaersutitas o richteritas titaníferas; Holland y Blundy, 1994).

En la tabla 6.5 se presentan los datos obtenidos según las ecuaciones de Blundy y Holland (1990; columna 1) y Holland y Blundy (1994; columnas 2 y 3). Dado que estas ecuaciones son dependientes de la presión, se han utilizado los resultados obtenidos con la ecuación de Schmidt (1992, columna 6) en la sección anterior. La columna 1 solo se muestra a modo comparativo, dado que la ecuación utilizada ha sido superada por el termómetro de la columna 2. Estos resultados caen dentro del espectro de temperaturas de homogenización esperado (Krauskopf y Bird indican que magmas basálticos hidratados cristalizan en el rango 850 ° - 1100 °C), siendo máxima en el relleno de brecha leucogábrico (904 °C) y mínimo en venas de sienita (735-654 °C, según el método). Es de esperar temperaturas mayores a los 900 °C en las rocas ultrabásicas, que por las limitaciones de este método no pueden ser calculadas (ver más adelante).

Helz (1973) propone un termómetro basado en la composición de la homblenda e independiente de la composición global del magma a partir del cual cristalizó. En este sentido, este método es de considerable mayor aplicabilidad en rocas plutónicas comparado con otro termómetro de esta autora en el que combina el intercambio de álcalis entre este mineral y el fundido (Helz, 1979).

Tabla 6.5. Cálculos de temperatura.												
		1	2	3	4	5	6					
Label	Lithol.	T (°C)	T (ºC)	T (ºC)	T (°C)	T (°C)	P (kbar)					
CM1	hbt px				824	923						
CM7	mzg	892	859	828			5,2					
CM25 di	gab				866	673						
CM36	sie	675	735	654			1,5					
CM38	mzn	766	807	759		512	3,4					
CM41	pxt hb					939						
CM41 lg	gab			904	815	702_	7,5					

Mismas referencias litológicas que en casos anteriores. 1) Blundy y Holland, 1990 (error ± 75 °C); Holland y Blundy, 1994 (termómetro A, error ± 40 °C); 3) Holland y Blundy, 1994 (termómetro B, error ± 40 °C); 4) Helz (1973); 5) Lindsley (1983, error ±50 °C); 6) presión según Schmidt (1992).

El termómetro de Helz (1973) considera el contenido de Ti de la homblenda, dado que este catión es mucho más abundante cuanto mayor es la temperatura de cristalización. A su vez, es independiente de la composición de la roca. Los experimentos de Helz (1973) fueron realizados en homblendas obtenidas a partir de tres magmas basálticos diferentes, a 5 kbar de presión y en el rango de 700-1000 °C. Como requisito para la utilización del termómetro, debe certificarse la presencia de ilmenita en la roca, así se garantiza el exceso de Ti en el fundido, y por lo tanto el contenido de este elemento en la homblenda será independiente de la composición del magma. Además, la fugacidad de oxígeno durante la cristalización debe ser cercana al buffer QFM, de modo que influya mínimamente en el contenido de Ti de la homblenda (cristalización en medios más oxidantes que el buffer QFM disminuyen esta concentración). En muchos magmas basálticos la fugacidad de oxígeno es cercana a QFM (c.f. Haggerty, 1976; Morse, 1980), y este mismo buffer parece haber controlado la cristalización del *PDM* (ver sección siguiente).

La relación entre Ti y temperatura que encuentra Helz (1973) comprende dos segmentos:

T>970 ℃,	T(°C) = 273 x Ti + 877
T<970 ℃,	T(°C) = 1204 x Ti + 545

donde Ti es el número de cationes Ti por fórmula unidad calculada en base a 23 oxígenos.

La ilmenita sólo ha sido estudiada en las rocas ultramáficas, y observada además en un gabro (CM4), por lo tanto, sólo en este tipo de rocas tendría aplicación el termómetro indicado en último término (tabla 6.5, columna 4). Para una homblendita piroxénica (CM1), un relleno de brecha leucogábrico en piroxenita (CM41Ig) y un dique sinmagmático gábrico en homblendita (CM25di), las temperaturas obtenidas fueron 824 °C, 815 °C y 866 °C, respectivamente, las cuales parecen ser demasiado bajas (para CM41lg, incluso ~90 °C más baja que con par hornblenda-plagioclasa, comparar con columna 3). Por lo tanto, el método de Helz (1973) no es aplicable al *PDM*.

Lindsley (1983) y Lindsley y Andersen (1983), por otra parte, presentan un método gráfico para estimaciones de temperatura, basado en el intercambio de Ca entre piroxenos ricos y pobres en calcio. Considera los pares augita-ortopiroxeno, augita-pigeonita y (aunque en menor medida) pigeonita-ortopiroxeno, o bien los tres piroxenos en conjunto. En el *PDM* no han sido identificados ni pigeonita ni ortopiroxeno, no obstante, este autor sostiene que puede estimarse una temperatura mínima utilizando el contenido de Ca de un solo piroxeno. Una condición para la utilización de este termómetro es que los piroxenos no tengan más de 10% de componentes no incluidos en el cuadrilátero (En-Fs-Dp-Ed), requisito que cumplen los clinopiroxenos del *PDM*, ya que el valor más bajo de la suma Wo+En+Fs es de 94,9% (en el dique sinmagmático gábrico). Tampoco se han identificado exsoluciones en los piroxenos del *PDM* (tal como es de esperar en piroxenos con elevados contenidos de Ca (Wo cercano a 50%), que no justifiquen la utilización del termómetro.

En la figura 6.31 se han superpuesto la composición de los piroxenos (los parámetros Wo, En, Fs calculados según Lindsley, 1983) a las isotermas de Lindsley y Andersen (1983), para 10 kbar. Este autor afirma que la presión tiene un efecto menor en la estimación de la temperatura, e incluso presenta una fórmula para corregir la influencia de este parámetro. Para el piroxeno rico en Ca:

$$T_{(P)} = T + (P - P^{\circ}) \times [1,63 - 2,104 \times X + T \times (0,0027 + 0,0013 \times X)]$$

donde $T_{(P)}$ es la temperatura corregida para la presión P, T es la temperatura aparente observada a la presión P^o (la indicada en la figura 6.31) y X es la relación Fe²⁺/(Mg + Fe²⁺) del piroxeno. La exactitud del termómetro es de ± 50 °C.

Fig. 6.31. Composición de clinopiroxenos según parámetros Wo-En-Fs, obtenidos de acuerdo a Lindsley (1983), superpuestos a las isotermas calculadas por Lindsley y Andersen (1983), para 10 kbar. Celeste: piroxenita hombléndica (CM41), amarillo: homblendita piroxénica (CM1), verde: leucogabro (CM41 lg), naranja: dique sinmagmático gábrico (CM25 di), rosa: monzonita (CM38).



Los resultados obtenidos se presentan en la tabla 6.5 (columna 5). Para las correcciones de presión, se utilizaron nuevamente los valores calculados con el método de Schmidt (1992, columna 6). Las temperaturas obtenidas con esta técnica, dan un rango de valores desde 939 ° y 923 °C en piroxenitas y hornblenditas a 512 °C en monzonitas. Este último resultado y el obtenido para el leucogabro (702 °C) están en el orden de 200-250 °C más bajos que los obtenidos por el termómetro de Holland

y Blundy (1994), lo cual era de esperar, ya que el método gráfico basado en la composición de un solo piroxeno arroja resultados mínimos. Con esto se deduce que las temperaturas de cristalización en las ultramafitas habrían superado los 1000 °C.

A modo de ejemplo, pueden citarse las temperaturas obtenidas por Tibaldi y Otamendi (2008) en gabros con una paragénesis similar a gabros del *PDM*, excepto por la presencia de augita y ortopiroxeno, de la sierra de Comechingones, Córdoba. Entre ellos emplean los métodos de Holland y Blundy (1994) y Lindsley (1983), descriptos más arriba. Estos autores obtienen un rango de 850-750 °C con el primer método (con excepciones de hasta 1065 °C), y de 900-500 °C con el segundo. Ambos grupos de temperaturas son comparables a las obtenidas aquí, incluso con una diferencia significativa entre ambos termómetros, aunque un poco menos notoria para los gabros de Comechingones, de hasta 250 °C. Por otro lado, las temperaturas que ellos obtienen mediante pares opx-cpx es de 1150-950 °C (métodos de Wells, 1977 y Kretz, 1982).

6.4.b.3- Fugacidad de oxígeno (fo2)

La distribución del Fe³⁺ y Fe²⁺ en fases ferromagnesianas y óxidos de hierro permiten estimar el estado redox de los magmas a partir del cual cristalizaron (e.g. Wones y Eugster, 1965; Speer, 1984). Existen varias reacciones redox modelo (buffers) que controlan la fugacidad de oxígeno en los magmas, controlados principalmente por la temperatura. Estas son denominadas HM (hematita-magnetita), NNO (níquel-óxido de níquel; no ocurre en magmas naturales pero es comúnmente usada como referencia), QFM (cuarzo-fayalita-magnetita), MW (magnetita-wüstita), MI (magnetita-hierro), QFI (cuarzo-fayalita-hierro) y WI (wüstita-hierro).

Las curvas definidas por los buffers HM y MW encierran los campos de estabilidad de magnetita, en particular, entre HM y QFM para sistemas con cuarzo libre y entre QFM y MW para sistemas saturados a subsaturados en sílice. La curva de enfriamiento de un magma en equilibrio, en el espacio T- fo_2 , es paralela a las curvas que definen estos buffers, es decir, con fugacidades de oxígeno decrecientes.

La presión no tiene efecto significativo sobre la fo₂ en sistemas cerrados (Kress y Carmichael, 1991). El agua disuelta en los magmas, en cambio, sí afecta al estado redox de un magma, siendo más oxidantes cuanta mayor proporción de agua contengan.

Buddington y Lindsley (1964) demostraron que la composición química de óxidos que coexisten en el sistema FeO-Fe₂O₃-TiO₂ determina las condiciones de fo_2 y temperatura del magma del cual cristalizaron. De todos modos, es difícil estimar la fo_2 de los magmas primarios a partir del estudio de granitoides, dado que la magnetita comúnmente exsuelve su contenido de Ti durante condiciones de enfriamiento lento, y la ilmenita sufre uno o más estadios de oxidación y exsolución (Haggerty, 1976). De todos modos, pueden hacerse algunas inferencias en cuanto al estado de oxidación de los magmas usando la paragénesis mineral de las rocas y la composición química de

las fases. Por ejemplo, silicatos ferromagnesianos ricos en Mg sugieren magmas relativamente oxidantes, como así también lo sugiere la aparición temprana de titanita y magnetita en rocas félsicas (Enami et al., 1993). Además, la titanita es inestable a fugacidades de oxígeno iguales o inferiores al buffer NNO (Czamanske y Wones, 1973).

La presencia de abundante magnetita junto a silicatos ferromagnesianos con relación Fe/(Fe+Mg) relativamente baja en el PDM (cpx 0,1-0,2, hbl 0,3-0,4, bt 0,47) sugiere condiciones oxidantes durante la cristalización. Esto mismo fue sugerido en la sección anterior al no observarse anomalía positiva en Eu en las rocas portadoras de plagioclasa. Los valores de #Fe de la homblenda del PDM son incluso menores a los sugeridos por Anderson y Smith (1995; #Fe entre 0,4-0,61) como indicadores de granitoides cristalizados con alta fo2 (series con magnetita), caracterizados por anomalías aeromagnéticas muy marcadas y abundancia de magnetita. La paragénesis cuarzo + magnetita define un límite inferior para la fo₂, cercana al buffer QFM, y si se suma titanita a estas fases (como ocurre en dioritas y rocas más diferenciadas del PDM), la fo2 requerida se encuentra levemente por encima de este buffer (Czamanske y Wones, 1973; Wones, 1989; Enami et al., 1993). Por lo tanto, parece que tuvo que haber habido un pequeño salto desde condiciones controladas por debajo de la línea QFM al principio de la evolución (rocas sin cuarzo ni titanita --ultramáficas-) a condiciones por encima de esta en los estadíos siguientes (dioritas-gabros en adelante). Este fenómeno de pasaje de un buffer a otro durante la cristalización del magma puede ocurrir si minerales con Fe³⁺ en su estructura son reemplazados por otros (también portadores del mismo catión; Schmidt y Poli, 2004), como puede ser magnetita por epidoto. Otra causa responsable de la variación de la fo₂ durante etapas finales de la cristalización es la modificación de la composición de la fase fluida, ya sea por fenómenos físicos (por separación de fases), o químicos (por reacciones de tipo C-O-S-H). Ambos fenómenos han tenido lugar en el PDM, dado que cada grupo litológico descripto representa una fracción de magma (y su fase fluida) separado de los pulsos previamente cristalizados durante su diferenciación. El fenómeno químico tuvo lugar a raíz de la incorporación de material cortical durante este último proceso (ver Capítulo 12).

Por otro lado, la presencia de ilmenita define un límite superior de oxidación por debajo del buffer MIR (magnetita-ilmenita-rutilo; e.g. Hammarstrom y Zen, 1992).

El hecho de que el cociente anteriormente indicado (= 1-#Mg) en los minerales ferromagnesianos aumenta progresivamente con la diferenciación de la roca hospedante, sugiere, por otra parte, que la cristalización de los magmas tuvo lugar con una progresiva disminución en la fugacidad de oxígeno, a medida que descendía la temperatura (como es de esperar si se mantuvo el equilibrio), esto es, según una trayectoria aparentemente controlada por QFM.

6.5- GEOQUÍMICA ISOTÓPICA

En la tabla 6.6 se presentan datos isotópicos de Sm y Nd del *PDM*, tomados de González Guillot et al. (en prensa). Allí puede verse que el rango de valores ε Nd(110) abarca desde +4,23 a -1,38, con un promedio de ε Nd(110) = +1,14. Los valores más altos corresponden a gabros y homblenditas, mientras que los más bajos pertenecen a las rocas más diferenciadas analizadas (monzogabro y monzonita), como así también a un grupo de homblenditas con bolsones pegmatíticos ricos en plagioclasa sericitizada. El valor +1,14 queda comprendido en el rango recientemente presentado por Hervé et al. (2006) para el BPA. Según estos autores, los plutones del BPA muestran valores de ε Nd(t) cada vez más altos con el decrecimiento de la edad. Los valores para los plutones de finales del Cretácico inferior y del Cretácico superior (122-77 Ma, rango de edad que comprende al *PDM*) son de +0,3 y +2,3, respectivamente, y Hervé et al. (2006) asumen una ausencia en el aporte cortical en plutones desde esta edad en adelante (hasta el Neógeno).

Tabla 6.6. Isótopos de Sm y Nd del PDM.

Sample	Lithol. Sm(ppm) Nd(ppm)		¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	143Nd/144Nd ± 2SE	ε(O)	ε(t ₁₁₀)	T _{DM} (Ga)	
CM 1	px hbt	5.38	17.26	0.1885	0.512794 ±11	3.04	3.16	1,11
CM 4	gab	7.3	33.155	0.1331	0.512809 ±11	3.34	4.23	0,47
CM 7	mzg	8.89	36. 89	0.1456	0.51264 ±11	0.03	0.76	0,83
CM 13	gab*	1.554	7.588	0.1238	0.512531 ±18	-2.09	-1.06	0,82
CM 15	hbt	7.774	27.972	0.168	0.512744 ±20	2.07	2.47	0,87
CM 28	gab*	5.558	22.728	0.1478	0.512532 ±8	-2.06	-1.38	1,05
CM 38	mzn	7.738	38.51	0.1215	0.512574 ±12	-1.24	-0.19	0,74

Mismas referencias que en tablas 6.2 y 6.3. Para los parámetros utilizados en los cálculos de ε y T_{DM} ver Capítulo 3.

Los datos de isótopos de Nd presentan una correlación bien establecida con otros elementos mayoritarios y trazas indicadores de diferenciación magmática. El descenso progresivo en los valores de ϵ Nd(110) (y por ende de ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd) desde rocas menos a más diferenciadas es acompañado, por ejemplo, por el incremento en la relación K₂O/Na₂O y (La/Y)_N, como así también en el contenido de Rb, Zr y Ce, entre otros. Dado que la relación ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd no varía durante el proceso de diferenciación magmática (Rollinson, 1993), la variación de esta relación enunciada arriba (en un factor >2 σ) predice que el proceso de diferenciación magmática asumido para el *PDM* no ocurrió en un sistema cerrado. Por lo tanto, tuvo que haber ocurrido posiblemente cierto grado de asimilación de material cortical paralela a la cristalización fraccionada (González Guillot et al., en prensa). Según esta interpretación, las rocas más evolucionadas contendrían la mayor proporción de material asimilado (Capítulo 12).

Todas las muestras analizadas (excepto CM4) dan edades T_{DM} proterozoicas, por lo tanto, si se asume un origen en el manto, no refleja la edad en la que los pulsos de magma fueron extraídos de su fuente. Entonces, las edades modelo pueden implicar

que el magma que dio origen al *PDM* se formó por fusión parcial de manto o corteza inferior máfica-ultramáfica antigua, posiblemente de edad Grenvilliana; o bien, y más probable, que éste se haya contaminado con corteza continental proterozoica. Hervé et al. (2003b) indican la presencia de zircones mesoproterozoicos en rocas metasedimentarias en varios complejos de los Andes Patagónicos, los cuales constituyen un material potencial (vía asimilación) para otorgar ese carácter "antiguo" a las rocas del *PDM*. Granitoides jurásicos de Coedillera Darwin, península Antártica e islas Georgias del Sur dan edades T_{DM} semejantes al *PDM*, entre 1,02 y 1,15 Ga (Storey y Alabaster, 1991; utilizando los mismos valores para el manto deprimido y constante de decaimiento). Edades T_{DM} similares también son reportadas por Calderón et al. (2007) para granitoides de 102 Ma en el batolito Patagónico a los 49°S.

El único dato de ⁸⁷Sr/⁶⁶Sr inicial (Sri) obtenido hasta ahora en un bolsón gábrico del *PDM* da un valor de 0,703906, demostrando la nula participación de material cortical en el magma del cual deriva (ver más detalles en Capítulo 12).

6.6- METAMORFISMO DE CONTACTO

La roca de caja no ha sido intensamente estudiada y las observaciones sólo se restringen al contacto con el intrusivo (no más de unas pocas decenas de metros desde el contacto) (Sección 6.2.c). Por lo tanto, se desconocen las dimensiones y geometría de la aureola de contacto.

El encajante presenta una impronta de metamorfismo térmico con desaparición en grado variable de la estructura sedimentaria y metamórfica regional, con desarrollo de fractura concoide en las facies más finas.

La paragénesis del metamorfismo de contacto observada inmediatamente alrededor del cuerpo intrusivo consiste en recristalización de cuarzo + plagioclasa ± feldespato potásico, con bordes poligonales (granos de ~100-400 μ m) y desarrollo de cordierita + biotita ± muscovita (fig. 6.32a). Las micas crecen sin orientación preferencial, según una textura decusada. La abundancia de biotita le otorga a las rocas una coloración rojiza. En el extremo norte (donde se presume que la Fm. Yahgán representa el encajante), aparecen, además de la paragénesis anterior, escasos granos de granate o estaurolita (?) ± fibrolita (sin muscovita). Esta paragénesis se restringe a una aureola de no más de 10 m de espesor.

Hacia afuera de la aureola anterior, aparecen niveles más finos (tamaño limo fino), con una paragénesis metamórfica de menor grado consistente en cristales de cordierita muy poiquilítica (cristales moteados) + biotita. Los primeros están rotados y estirados, y envueltos por la matriz, indicando crecimiento pre- a sin-cinemático (fig. 6.32b). Las láminas de biotita en parte rodean a estos granos y en parte están incluidos en ellos. Más tarde aparece andalucita, de crecimiento post-cinemático (fig. 6.32c).

La presencia de cordierita y biotita pre- a sin-cinemática y crecimiento luego de andalucita post-cinemática es mencionado también por Suárez et al. (1982), en la aureola del plutón Santa Rosa, NO de la isla Navarino.



Aparentemente, la presencia de granate, muy típico en la aureola de Ea. Túnel (ver Capítulo 7) y estaurolita (?) reflejan diferencias en la composición del protolito, y no en las condiciones del metamorfismo. La presencia de componentes tales como MnO y CaO en las metapelitas (componentes extras al sistema KFMASH³ que definen las series de facies) permiten la estabilización de granate (e.g. Pattison y Tracy, 1991). En este caso, el granate debería ser rico en MnO, diferente a granates generados exclusivamente por efectos de presión (Mn/(Fe+Mg+Ca+Mn) ≤0,1).

La escasa información presentada aquí permite interpretar, provisoriamente, que la facies del metamorfismo de contacto en el *PDM* se ubica dentro de la Serie de facies 1, tal como la describen Pattison y Tracy (1991), equivalente a la batozona 1 y límite con la batozona 2 de Carmichael (1978). Esta serie se caracteriza por la presencia de andalucita y cordierita en paragénesis de bajo y mediano grado, y la coexistencia de andalucita y feldespato alcalino o estos dos más sillimanita a mayor grado metamórfico. Dentro de esta serie, la subserie 1a (de menor presión), podría ser la correspondiente a la aureola del *PDM*, caracerizada por la ausencia de granate en la asociación de mayor grado, si se acepta que la aparición de esta fase en las pizarras del contacto norte se deben a la presencia de componentes favorables para su estabilización (CaO y MnO) y no a la presión de formación. Lamentablemente no se

 $^{{}^{3}}$ K₂O - FeO - MgO - Al₂O₃ - SiO₂ - H₂O.

dispone de análisis químico de granates que puedan favorecer o desestimar esta hipótesis.

Las paragénesis observadas corresponden a presiones de no más de 2-3 kbar y temperaturas inferiores a ~600 °C (Pattison y Tracy, 1991), o ligeramente superior en el contacto directo con el cuerpo ígneo, demostrado por la presencia de sillimanita (fig. 6.33). Este valor de presión coincide con el estimado en la Sección 6.4 (tabla 6.4), para los pulsos finales de la cristalización del *PDM*.



Fig. 6.33. Diagrama P-T-fases idealizado para metapelitas, mostrando las batozonas de Carmichael (1978). En rojo se ha delimitado el grado metamórfico posiblemente alcanzado en la aureola del *PDM*. Abreviaciones de minerales según Kretz (1983). Modificado de Pattison y Tracy (1991).



Ea. Túnel, HU, con Morgan.

SECTOR Ea. TÚNEL y PENÍNSULA USHUAIA

7, SECTOR ESTANCIA TÚNEL Y PENÍNSULA USHUAIA

7.1- INTRODUCCIÓN

En este sector aflora uno de los cuerpos más grandes dentro del Magmatismo Potásico Fueguino (MPF), con casi 14 km² (el segundo después del Plutón Diorítico Moat (PDM)); y uno de los más conocidos, por su fácil acceso. Acevedo (1996) asigna a este cuerpo el nombre de Hornblendita Ushuaia (HU).

Sus afloramientos se reparten en dos sectores debido a discontinuidades tectónicas: inmediaciones de estancia Túnel y península Ushuaia. En ambos casos el encajante es la Fm. Yahgán. El primero de estos afloramientos es el de mayores dimensiones, mientras que en la península los asomos son muy reducidos, y sus principales exposiciones se deben a obras de cantereo realizadas durante la construcción del nuevo aeropuerto de la ciudad, a principios de la década del 80.

Este último afloramiento, a pesar de sus escasas dimensiones, ofrece una gran diversidad litológica. En este sentido, se han podido reconocer dos suites intrusivas diferentes, en base a características petrológicas y geoquímicas, una de ellas perteneciente a las series medianamente alcalinas, rica en K_2O (*MPF*) y la otra a las calco-alcalinas, e intruye (al menos sus términos finales) a la primera. Este hecho permite asegurar que sólo dentro de la primera de estas suites puede incluirse entonces la unidad denominada Hornblendita Ushuaia, mientras que la otra quedaría excluida de ésta. Esta diferenciación de unidades no ha sido establecida en trabajos previos (Acevedo, 1990, 1996; Acevedo et al., 2002; Elztein, 2004), habiéndose agrupado todo el conjunto litológico dentro de la Hornblendita Ushuaia. En Ea. Túnel afloran también escasas manifestaciones de la suite calco-alcalina.

A esta última suite se le asigna el nombre informal en este trabajo de Suite de la Península Ushuaia (SPU).

El intrusivo está ubicado sobre la costa norte del canal Beagle. El cuerpo de Ea. Túnel aflora en un cordón de escasa altura (< 400 msnm) que bordea el faldeo austral de la sierra de Sorondo, a unos 8 km del centro de la ciudad de Ushuaia (fig. 7.1). Está limitado por las rutas provinciales 30 (al Sur) y 35 (al Norte). A lo largo de la primera de estas vías, los afloramientos comienzan a divisarse unos 900 m antes de llegar a la baliza Escarpados (actual límite oriental de la ruta 30).

El mapa aeromagnético de la provincia de TdF (Hoja 5569-II, SEGEMAR, 1998) muestra una gran anomalía positiva (70 km²) sobre la ciudad de Ushuaia, con máximos superiores a los 1200 nT (fig. 3.1). Presenta una geometría subcircular, con su eje mayor en dirección NO, de unos 10 km de largo. Abarca los sectores de Ea. Túnel y el extremo oriental de la península Ushuaia. La distribución de anomalías es asimétrica, con los valores máximos de unidades nT sobre el cuerpo de Ea. Túnel, donde predominan las rocas ultramáficas con abundantes cumulatos de magnetitailmenita. La escala regional de este mapa (1:250000) no permite ver las discontinuidades que se observan en superficie. En base a datos de anomalía magnética y de susceptibilidad magnética medidos en el terreno, Tassone et al. (2005) sugieren que ambos afloramientos pertenecen a un único cuerpo continuo. Es de esperar entonces que las dimensiones del intrusivo sean mucho mayores en subsuelo.



Fig. 7.1. Imagen Landsat (bandas 731) de las cercanías de Ushuaia. Las rocas plutónicas se han marcado con transparencia rosa. La Homblendita Ushuaia tiene sus dos manifestaciones en el sector de Ea. Túnel y península Ushuaia. El círculo amarillo marca la anomalía magnética causada por al HU (curva de 0 nT, ver también fig. 3.1). En isla Navarino (Chile) afloran otros cuerpos plutónicos calco-alcalinos (Santa Rosa (SR) y Castores), pertenecientes al Batolito Patagónico Austral (BPA; Suárez et al., 1985d), con características semejantes a la suite calco-alcalina de la península Ushuaia. En isla Hoste (Chile) también hay afloramientos del BPA. En la imagen se ve además la ubicación del Co. Trapecio, descripto más adelante.

En el NO de la isla Navarino, Chile, afloran dos plutones (Castores y Santa Rosa) de características en parte semejantes al intrusivo de Ea. Túnel y península Ushuaia (Suárez et al., 1982, 1985d, 1987). El plutón Santa Rosa se ubica sobre la costa del canal Beagle, frente a los afloramientos de los alrededores de Ushuaia. Sólo su porción austral se conserva. El plutón Castores se ubica al sur del anterior, separado por un septo metapelítico (Fm. Yahgán) de ~600 m de espesor (Suárez et al., 1987) (fig. 7.1). La composición de estos cuerpos, en orden temporal de emplazamiento, consiste en (*i*) gabros y homblenditas muy variadas texturalmente, (*ii*) dioritas y gabros de grano fino, (*iii*) tonalitas, granodioritas y monzodioritas cuarzosas, con foliación magmática (la litología dominante), (*iv*) diques basálticos y andesíticos sinplutónicos y (*v*) cuerpos menores y diques tonalíticos y granodioríticos (Suárez et al., 1985d). Estos mismos autores obtienen un rango de edades desde 92 a 81 Ma (K-Ar, biotita y

homblenda, respectivamente) para estos plutones. Suárez et al. (1985d, 1987) indican que el emplazamiento del plutón Castores ha sido en forma diapírica. Por su parte, Hervé et al. (1984) ubican a estos intrusivos dentro del Complejo de Gabros (gabros y homblenditas) y del Grupo Plutónico Canal Beagle, dentro del BPA (ver Capítulo 5).

7.2- ANTECEDENTES

La primera mención sobre el intrusivo fue presentada en un trabajo de arqueología (Orquera et al., 1977) sobre el yacimiento arqueológico Lancha Packewaia, ubicado aproximadamente a mitad de camino entre baliza Escarpados y Ea. Túnel. Allí mencionan la presencia de plutonitas negras de grano grueso, de tipo gabro, con muchos piroxenos y anfiboles, inyectadas por fluidos cuarzosos. Otra mención, carente de valor petrográfico, fue realizada posteriormente por Bruhn (1979). Este autor muestra en su mapa a escala 1:500000 la presencia de rocas plutónicas pertenecientes al Batolito Patagónico, inmediatamente al este de Ushuaia.

Caminos (1980) y Caminos et al. (1981) mencionan diques de pórfido posiblemente sienítico de aproximadamente 0,5 m de potencia en la península Ushuaia, intruidos en la Fm. Yahgán.

A partir de aquí comienza una serie de controversias en cuanto al origen de las ultramafitas de Ea. Túnel. En este sentido, y contrariamente a la interpretación de Bruhn (1979), Caminos et al. (1981) asignan a estas rocas, tentativamente, al complejo ofiolítico de la cuenca marginal (Rocas Verdes). Lo mismo postulan Haller y Delpino (1989), indicando que representan parte de una columna ofiolítica desmembrada. Un punto de vista semejante al de Bruhn (1979) lo proponen Quartino et al. (1989), vinculando a estas rocas con el Batolito Patagónico, incluidas las de península Ushuaia. Ninguno de estos autores ha presentado fundamentos geoquímicos ni estructurales que avalen las diversas hipótesis. Los primeros argumentos geoquímicos en favor de un origen batolítico y no ofiolítico los presenta Acevedo (1992).

La primera descripción petrográfica detallada para el intrusivo de Ea. Túnel es realizada por Acevedo et al. (1989). Estos autores describen tres tipos litológicos: homblenditas y piroxenitas, venas sieníticas, y un tercer tipo litológico, híbrido entre estos dos, generado por reacción de ambos extremos. También aportan los primeros datos geoquímicos (elementos mayoritarios) y describen, además, la presencia de biotita y granate en las metapelitas de la Fm. Yahgán como producto del metamorfismo de contacto.

Acevedo (1990) describe los afloramientos de la península Ushuaia, luego de ser expuestos por las obras de cantereo. Allí menciona rocas ultramáficas homologables a las de Ea. Túnel, y filones dacíticos que cortan a las anteriores. Propone un emplazamiento de tipo "diapírico forzado" para estas plutonitas, ya que se observa un arqueamiento anticlinal, siguiendo además una propuesta similar de Suárez et al. (1985d, 1987) para los plutones Castores y Santa Rosa.

Acevedo et al. (1992) y Acevedo (1996) aportan datos geobarométricos para el sector Ea. Túnel y península Ushuaia.

Acevedo et al. (2002) proponen, para los magmas de la HU, un origen por fusión parcial del manto en un ambiente de subducción. Según estos autores, la diversidad litológica, incluyendo a los filones dacíticos, se debe a procesos de cristalización fraccionada. Pese a que la geoquímica de la HU (exceptuando a las dacitas) sigue una tendencia medianamente alcalina en un diagrama TAS (ver también Cerredo et al., 2000), Acevedo et al. (2002) asumen tal alcalinidad a enriquecimiento en K por contaminación cortical durante el ascenso del magma hacia el nivel de emplazamiento, y por presencia de venillas de carbonato (producto de un metamorfismo retrógrado), las cuales provocan una disminución en la proporción relativa de SiO₂. De esta manera proponen una naturaleza calco-alcalina para el magma original.

En cuanto a la edad, sólo hay disponibles escasos datos K/Ar (roca total) de península Ushuaia. Allí, una homblendita dio 113 Ma (Acevedo et al., 2002). Un ensayo sobre un filón dacítico arrojó un valor de 100 Ma (Acevedo et al., 2002). Por su parte, Ramos et al. (1986) obtuvieron un valor de 77 Ma para diques graníticos del extremo SO de la península Ushuaia, encajado en la Fm. Yahgán (las obras del aeropuerto nuevo han sepultado los afloramientos de este sector de la península, por lo que no se ha podido determinar si tales diques son realmente graníticos o dacíticos / granodioríticos como se describen más adelante).

Posteriormente, Elztein (2004) realiza una descripción petrográfica detallada de los afloramientos de la península Ushuaia y de las mineralizaciones asociadas. Aporta, asimismo, nuevos datos geocronológicos (K/Ar, roca total), con valores de 91 Ma (diorita) y 87 y 88 Ma (diques lamprofíricos). Lamentablemente, no se tiene certeza de si la diorita analizada pertenece a la HU o a la *SPU*, por lo tanto este valor no será tenido en cuenta en este trabajo.

Rapalini et al. (2005) establecen que no se observan fábricas deformacionales en los filones dacíticos (*SPU*), en base a mediciones magnéticas de campo, en concordancia con las edades post-tectónicas de estos cuerpos. Con datos de la misma naturaleza, Menichetti et al. (2007) indican que el intrusivo tiene forma de gota invertida, con una profundidad de 3,4 km.

7.3- GEOLOGÍA DE LOS PLUTONES

7.3.a- Sector Ea. Túnel

Este sector está dominado por afloramientos de la HU (MPF), aunque existen manifestaciones menores de la suite calco-alcalina (SPU).

El cuerpo intrusivo (HU) abarca una superficie de 4,7 km de largo por 2,9 km de ancho en su parte más ancha, con una orientación NO-SE (fig. 7.2). Está emplazado en metasedimentitas de la Fm. Yahgán (limolitas, areniscas finas y tobas de composición intermedia de bajo grado metamórfico regional) transformadas a homfels en las inmediaciones del cuerpo ígneo.

El plutón consiste principalmente en rocas de coloración blanquecina de composición desde diorita / gabro a monzodiorita, que afloran hacia el extremo NO principalmente; y rocas oscuras conformadas por homblenditas y piroxenitas de grano grueso de color verde oscuro que afloran en el extremo SE. La distribución de estas rocas define una estructura zonada en planta. Hacia el SO, muy cerca del contacto entre dioritas-gabros y el encajante, aflora un pequeño cuerpo tonalítico, con biotita y granate. Venas leucocráticas cortan a todas estas rocas (excepto a las tonalitas -al menos no se ha detectado que esto ocurra-). La composición modal de estas venas es de monzonita (fig. 7.3, tabla 7.1), aunque Acevedo et al. (1989) las describen como sienita, y los datos geoquímicos aportados por ellos caen en el campo de sienitas de Cox et al. (1979). Todas estas unidades pertenecen al *MPF*.

Finalmente, las rocas menos representadas consisten en delgados diques (de hasta 20 cm de potencia) de lamprófiro, alojados en homblenditas, dioritas / gabros, monzodioritas, e incluso en la Fm. Yahgán, en la periferia del intrusivo.

Dentro de la suite calco-alcalina, se han reconocido, de manera aislada, dos filones fenoandesíticos de un metro de potencia, a pocas centenas de metros de los límites E y O del plutón, alojados en las metasedimentitas y concordantemente con la esquistosidad. Además, dentro del perímetro de la HU, se han identificado una meladiorita (MT23) y monzodiorita / monzogabro cuarzoso (MT32-A) cuyas propiedades petrográficas indican que estas rocas podrían ser equivalentes a rocas de la SPU. No se pudo determinar aquí la relación que guardan estas facies con la HU. Incluso fue necesario el análisis petrográfico para su ubicación dentro de la suite de la península mencionada. Entre las características referidas, se pueden indicar la presencia de abundante cuarzo, y cristales de circón y especialmente allanita entre los accesorios de MT32-A (tabla 7.1). Además, esta muestra contiene enclaves de una meladiorita / melagabro comparable a los de la península (ver sección correspondiente). La meladiorita MT23, por su parte, contiene plagioclasa de crecimiento intersticial respecto a homblenda, característico de aquel sector. Otra particularidad, aunque no es exclusivo de estas rocas, es la ausencia de piroxeno en estas dos muestras. En la fig. 7.2 se da la ubicación de las muestras analizadas.

Gran parte del cuerpo se encuentra cubierto por depósitos morénicos y vegetación, lo que dificulta notablemente la interpretación de las relaciones entre los distintos tipos litológicos. Así, en el mapa (fig. 7.2) se ha marcado el límite entre dioritas / gabros y monzodioritas de manera tentativa.

7.3.a.1- Descripción litológica y petrográfica

PIROXENITAS. Conforman una pequeña porción del plutón, en el extremo SE del mismo, con una superficie de 1,1 x 0,7 km², alargado en dirección NO-SE, en la misma dirección que el plutón en su totalidad.



Fig. 7.2. Mapa geológico de la Homblendita Ushuaia, sector Ea. Túnel. Se da la ubicación de las muestras referidas en la tabla 7.1 y/o en el texto. MT8 corresponde a un filón feno-andesítico (*SPU*). También se da la ubicación de los perfiles presentados más adelante. No se han podido graficar, por cuestiones de escala, las venas de monzonita-sienita ni los filones fenoandesíticos y de lamprófiro.

Son rocas de color verde oscuro con textura cumular, conformada por cristales de clinopiroxeno (diópsido) y homblenda de 2-3 cm de tamaño de grano (fig. 7.4a). La proporción relativa de cristales de homblenda es abundante, por lo tanto clasifican dentro del campo de piroxenitas hombléndicas (fig. 7.3). No se ha observado olivina, pero sí ocasionalmente escasa plagioclasa, por lo que les cabría el adjetivo de plagioclasíferas. Otro mineral presente en escasa proporción es biotita, junto con apatita (ésta puede ser muy abundante, en una muestra (MT61) con hasta 18% en volumen de la roca; fig. 7.4b) y epidoto primario intersticial (tabla 7.1). Junto a estos minerales aparece, y en concentraciones importantes (hasta 10-20% en volumen) cúmulos de magnetita – ilmenita de forma irregular, de aproximadamente 1 cm de largo, pero que pueden alcanzar hasta los 5 cm (fig 7.4c). Éstos, piroxenos y apatita forman las fases cumulares, mientras que la homblenda la intercumular.

Tabla 7.1. Análisis modal de la HU.

Muestra	Lito	Kfs	PI	Qtz	НЫ	Срх	Bt	8pn	Ap	Opq	Zm	Ēρ	Otros*	TOT	M%	Q	Á	P
MTF1	hbt	•	•	•	68,8	-	•	-	0,6	7,7	•	0,4	22,5	100,0	100	0	0	0
MTF2	mzn (v)	42,1	56,7	0,4	0,2			0,4	tr		0,2			100,0	1	0	42	57
MT9-J	ton	4,9	46,1	29,7			14,0		tr	0,5			4,8	100,0	19	37	6	57
MT13	hbt		2,1		95,2				0,9				1,8	100,0	96	0	0	0
MT23	dio	3,5	35,9	2,2	57,7		0,2	0,2	0,4					100,0	58	5	8	86
MT28	hbt				90,1	0,2	0,2	0,2	7,4	1,3		0,2	0,5	100,0	100	0	0	0
MT30	mzd	19,4	51,2	3,8	18,6			1,6	0,8		tr		4,7	100,0	26	5	26	69
MT32-A	mzd/mzg qz	15,7	56,6	10,8	15,2			0,7	0,2	0,5	0,2	tr	0,1	100,0	17	13	19	68
MT38-A	mzd/mzg qz	19,5	49,1	4,4	23,0			1,4	0,9	0,9	0,1	0,1	0,7	100,0	27	6	27	67
MT42	dio	3,9	60,5	1,5	31,9			1,0	0,3	0,8	tr			100,0	34	2	8	92
MT45	meladio	0,4	66,9	2,6	5,3		15,8		1,2	5,0			2,7	100,0	30	4	1	96
MT48-A	mzn gz (v)	33,2	55,8	10,0	0,6	-		0,1	tr	0,5	tr			100,0	1	10	34	56
MT61	pod hb	-	-	-	29,7	35,0			18,2	17,1				100,0	100	0	0	0
MT70	mzd/mza	7.8	56.1	3.8	26.1	2.7		0.7	0.8	0.3			1.6	100.0	32	6	12	83
MT87	mzd	18.3	60.4		13.7	4.2		0.8	0.4	2.1			0.1	100.0	21	Ō	23	π
MT89	mzd	11,0	51,3	1,3	31,9	1,3	0.5	1.4	0,6	0.6	-		-	100.0	36	2	17	81

* A no ser que se especifique, otros representa minerales máficos alterados irreconocibles

pat hb: piroxenita hombiéndica, hbt: hombiendita, dio: diorita, mzg/mzd (qz): monzogabro/monzodiorita (cuarzoso), mzn (qz): monzonita (cuarzosa), ton: tonalita, (v): vena/venilla

MT9-J: Otros incluye 1,2% Grt y 0,1% Ms

MT32-A: Otros es Aln. Ésta y MT23 contienen indicadores que sugieren afinidad con rocas de Península Ushuala

El piroxeno es subhedral y la homblenda aparece reemplazando al piroxeno o en agregados subhedrales. La apatita aparece generalmente en agregados entre los mafitos, o como inclusiones en éstos. La biotita se presenta como reemplazo de cristales de homblenda, hacia los bordes cristalinos.

Estas rocas, al igual que las ultrabasitas del *PDM*, presentan diques sinmagmáticos meladioríticos, generalmente discontinuos y de contornos irregulares de escaso espesor, de 3 a 20 cm. Son desde completamente afaníticos a porfíricos, con fenocristales de homblenda de hasta 2 mm de largo, inmersos en pasta afanítica constituida por cristales félsicos (no identificados), homblenda, piroxeno y biotita inferior a 100 μ m. Los cristales están orientados paralelamente a las paredes de las venas, conformando un fino laminado de capas más y menos máficas. Como accesorios presenta circón, apatita y opacos.

Otra similitud con homblenditas y piroxenitas de Moat, es la presencia de bolsones anortosíticos / leucogábricos irregulares constituidos por plagioclasa cálcica, generalmente muy alterada, y proporciones menores de minerales máficos, euhedrales, y que suelen desarrollar mayor tamaño que en la piroxenita-hornblendita en la que se alojan. A su vez, este líquido leucogábrico produce brechamiento de su encajante.



Fig. 7.3. Diagrama QAP y de rocas gabroides de muestras de Ea. Túnel. Los círculos grises y negros corresponden a la HU (en negro venas y venillas póstumas), los círculos verdes a rocas con afinidad a la suite calco-alcalina de península Ushuaia, y en naranja la tonalita de biotita y granate. Los cuadrados representan rocas de la península mencionada (en las cuatro muestras que caen en el campo de basalto / andesita se midieron solo los fenocristales).

HORNBLENDITAS. Afloran en un área más extensa que las piroxenitas. Son rocas de coloración verde algo más oscuro que aquel grupo y con una textura semejante dada por cristales de homblenda, dispuestos al azar y de hasta varios centímetros de largo (fig. 7.4d). La principal diferencia radica en la escasez o ausencia de piroxenos. Además, muestran una disminución en el tamaño y proporción de opacos y biotita, y pueden alcanzar una granulometría mucho más gruesa, con cristales de homblenda de hasta 7 cm. Plagioclasa, apatita, titanita y epidoto (pistacita) primario son constituyentes menores (tabla 7.1). Los cristales de homblenda están generalmente zonados.

Las homblenditas presentan a menudo los mismos diques sinmagmáticos descriptos para las piroxenitas.

DIORITAS / GABROS. Son rocas de grano medio de color gris. El contenido en minerales máficos no es uniforme, dando lugar en ocasiones a variedades melanocráticas, compuestas principalmente por homblenda y plagioclasa. Al igual que en el *PDM*, se ha observado una alternancia de bandas 5-10 cm de espesor más y menos ricas en mafitos y en feldespatos, y con una ligera variación en la granulometría (fig. 7.5a), acompañado por una foliación (gnea dada por orientación de cristales (fig. 7.5b). Presentan autolitos de homblendita desde centimétricos hasta escasos metros de longitud, con bordes irregulares y angulosos.

Al microscopio estas rocas presentan una textura granuda hipidiomórfica, con tamaño de grano del orden de los 2-5 mm.



Fig. 7.4. Texturas de piroxenitas y homblenditas. (a) piroxenita con textura adcumulado. Cristales de homblenda anhedral (intercúmulo) se disponen entre cristales de piroxeno subhedral y opacos, formando en partes texturas polquilíticas (la distribución de hbl y cpx no es homogénea en esta muestra (MT61), Np). (b) misma muestra que en (a) pero una porción de granulometría más fina y con abundante apatita (Np). (c) piroxenita de grano grueso con cúmulos de minerales opacos >1 cm (flechas, MT19=MT59). (d) homblendita con epidoto primario intersticial entre granos de homblenda. A la izquierda se observa epidoto secundario, producto de alteración de homblenda (MTF1, Nx). En (a), (b) y (d) la barra representa 1 mm.

Las escasas mediciones de la composición de la plagioclasa (por métodos ópticos y microsonda electrónica) sólo han permitido identificar rocas de composición diorítica. La ausencia de gabros, sin embargo, puede reflejar simplemente la falta de datos suficientes. No sería ilógico pensar en la presencia de esta litología aquí, ya que estas rocas aparecen en las demás localidades estudiadas del *MPF*. Por lo tanto se mantiene la denominación diorita / gabro para referirse en términos generales a rocas con 0 a 5% de cuarzo y menos del 10% de feldespato alcalino.

Las plagioclasas son de composición andesina y presentan macla polisintética y zonación múltiple. Son cristales euhedrales a subhedrales y entre ellos se disponen los mafitos de menor tamaño de grano. La homblenda también presenta macla y zonación, con coloración castaña en el centro y verde hacia el borde. Generalmente son cristales subhedrales a anhedrales. El piroxeno (diópsido), biotita, feldespato alcalino y cuarzo pueden o no estar presentes, los dos últimos son más frecuentes en monzodioritas.

Entre los minerales accesorios, están presentes apatita, titanita, opacos y circón.

El orden de cristalización es el mismo que el establecido para las dioritas de Moat. Los cristales de plagioclasa y piroxeno (cuando está presente) son los primeros en cristalizar. La cristalización sigue, en algunos casos, con plagioclasa de grano más fino junto a homblenda euhedral. Finalmente homblenda anhedral crece conformando texturas poiquilíticas. La apatita aparece durante toda la etapa de cristalización, mientras que la titanita cristaliza con posterioridad a la plagioclasa.

Como ocurre también en homblenditas, los cristales de piroxeno suelen estar reemplazados parcialmente por homblenda, y ésta, aunque poco frecuente, por biotita.

MONZODIORITAS. Afloran principalmente en el extremo NO del plutón (fig. 7.2), aunque existen pequeños asomos de monzodioritas intercalados entre las dioritas / gabros. Consisten en rocas de textura granuda, con granos del orden de los 3-5 mm (granulometría media). La mineralogía es similar a la de las dioritas, aunque, como es de esperar, con mayor proporción de plagioclasa y feldespato alcalino intersticiales. Los minerales máficos no superan el 35% en volumen (tabla 7.1). Estas rocas también muestran foliación magmática dada por la orientación de minerales (fig. 7.5c)

Presentan autolitos redondeados de diorita enriquecidos en mafitos y de homblendita un poco más angulosos, así como también de la roca de caja.

Las plagioclasas de generación temprana, de mayor tamaño, son euhedrales. En una muestra analizada con microsonda electrónica (MT89), se midieron núcleos de composición An₅₃₋₄₂. Estos cristales están zonados con bordes más sódicos (An₃₄₋₃₁; una composición similar se obtuvo en otra muestra (MT87) por métodos ópticos). Los cristales euhédricos más chicos ya tienen esta última composición. Finalmente aparece una fase tardía anhedral y sin macla ni zonación que crece de manera intersticial y reemplaza a la plagioclasa primaria, con desarrollo de texturas mirmequíticas sobre ésta (fig. 7.5d). Se trata de feldespato alcalino micropertítico, plagioclasa aún más sódica (An34-15) y escaso cuarzo. El feldespato alcalino conforma además texturas poiquilíticas, englobando cristales de plagioclasa euhédricos. En algunos casos estas texturas indican que el cuarzo pudo formarse a raíz de la disolución localizada de la plagioclasa y su posterior precipitación. Este proceso difiere del mecanismo tradicional de formación de mirmequitas, y ha sido mencionado en otros plutones (e.g. Batolito de la Costa, Perú, Mason, 1985). Collins (1997) estudia este fenómeno, en el cual la plagioclasa es reemplazada de por feldespato alcalino volúmen x volúmen y no masa x masa (como se indica para el origen tradicional de mirmequitas, según la ecuación inversa: 3kfs + Ca⁺⁺ + Na⁺ \rightarrow Ab + An + 4qtz + 3K⁺). En el tipo de sustituciones sugeridas por Collins (1997), la entrada de K a la estructura de la plagioclasa genera canales de escape para el Ca, Na y Al, pero de todos modos, la salida de estos cationes no siempre es exitosa, y quedará un remanente de ellos, respecto a un exceso de Si en la estructura, en proporciones no adecuadas para recristalizar como plagioclasa, formando en su lugar vermes de cuarzo a partir de ese excedente de Si. El tamaño de los vermes es proporcional al contenido de Ca de la plagioclasa, constituyendo granos en lugar de vermes en algunos casos.

El mineral máfico más abundante es la homblenda. Ésta es anhedral y de granulometría similar a las plagioclasas, y se presenta en forma intersticial respecto a éstas. El piroxeno y biotita pueden o no estar presentes, y siempre de menor tamaño y en concentraciones inferiores a la homblenda, aunque el piroxeno suele ser más abundante en estas rocas que en las dioritas (tabla 7.1; fenómeno que también se da en Co. Jeu-Jepén). Otras fases presentes son opacos, titanita, apatita y epidoto de origen primario (pistacita).



Fig. 7.5. Estructuras y texturas en dioritas / gabros y monzodioritas. (a) bandeado ígneo en diorita / gabro dado por la alternancia de capas de diferente maficidad y granulometría, desplazadas por fallas de pequeña magnitud. (b) foliación magmática en diorita / gabro con orientación preferencial de cristales de pl y hbl (barra 1 mm, Nx; muestra ET27). (c) foliación magmática en monzodiorita con orientación preferencial de cristales de cpx y pl. Se observa además hbł poiquilítica que incluye a cpx y pl, reemplazándolos parcialmente (flecha; muestra MT87; barra 1 mm, Nx). (d) cristales de pl con reabsorción por kfs intersticial, con desarrollo de mirmequitas (flechas) sobre pl (MT87; barra 250 μm, Nx).

VENAS DE MONZONITA-SIENITA. Los líquidos más diferenciados se presentan a modo de delgadas venas (desde milimétricas hasta algunos metros de espesor) discontinuas y en ocasiones anastomosadas, o de impregnaciones. Están alojadas en todos los tipos litológicos descriptos precedentemente, pero es en las homblenditas y piroxenitas donde parecen ser más abundantes. En éstas forman además cuerpos macizos más o menos equidimensionales (plugs) de aproximadamente 15 m de diámetro. Las impregnaciones pueden ser de límites más o menos definidos, en el

caso de homblenditas (fig. 7.6a) o de límites difusos (en monzodioritas) en donde la monzonita-sienita produce reemplazos locales de los componentes originales de la monzodiorita encajante (fig. 7.6b).

Es importante aclarar que las muestras analizadas modalmente aquí poseen una composición monzonítica (fig. 7.3 y tabla 7.1, más otras dos muestras no incluidas en la tabla), aunque Acevedo et al. (1989, 2002) indican una composición sienítica para estas venas (ver fig. 7.19a, más adelante). Considerando, además, que todo el extremo NO del plutón está compuesto principalmente por monzodioritas, es de esperar que el líquido residual (asumiendo una evolución por cristalización fraccionada o AFC, ver Capítulo 12) sea monzonítico y no sienítico. Sin embargo, en escasas ocasiones se ha observado una zonación en las venas con monzonita en el centro y megacristales de feldespato alcalino en los bordes (fig. 7.6c). La composición monzonítica de las venas finales marca una diferencia significativa con el resto del *MPF*, en donde los líquidos más diferenciados son de composición sienítica e incluso sienítica alcalifeldespática (ver Sección 12-6).

Otro modo de presentación de este líquido final es como relleno de brechas en homblenditas (fig. 7.6d, ver también fig. 7.7).

Las venas de monzonita están constituidas por plagioclasa y feldespato alcalino anhedrales. Las plagioclasas (de composición en el límite entre oligoclasa y andesina, según métodos ópticos) forman cristales prismáticos subhedrales a anhedrales y presentan macla polisintética. El feldespato alcalino es anhedral y micropertítico, y crece en forma intersticial, junto a escaso cuarzo. Engloba a los cristales de plagioclasa más chicos. El cuarzo está generalmente presente, y en ocasiones en proporciones mayores al 5% (monzonitas cuarzosas; fig. 7.3). Los mafitos son escasos, éstos representados por un anfíbol con pleocroísmo desde verde amarillento a verde azulado, como ocurre en sienitas de otras localidades del área, y diferente de los anfíboles de las rocas menos diferenciadas. Como accesorios hay apatita y titanita.

Estas venas muestran signos de fuerte deformación. Así lo demuestran el desarrollo de mortero, subgranos y neoblastos (ver Hibbard, 1995; p. 115 y 213) alrededor o en fracturas dentro de granos mayores de feldespato y plagioclasa. Los cristales mayores a su vez exhiben extinción ondulante, hasta combamiento y fracturación de algunos granos (fig. 7.6e). Esto se observa también en las venas finales de los demás afloramientos de rocas plutónicas en Tierra del Fuego (Cerro Jeu-Jepén, *Mte. Kranck y PDM*). Estas características son indicadoras de deformación en régimen dúctil a frágil-dúctil (Hibbard, 1995). Los cálculos geobarométricos para sienitas dan resultados de ~1,5 kbar en el *PDM* (Sección 6.4.b) (un valor más alto (7,8 kbar) se obtuvo en una sienita de la *MJJ*, pero este dato debe desestimarse (ver Sección 8.5.b)), este valor indica condiciones muy someras para un comportamiento dúctil o frágil-dúctil. No obstante, la presencia de una fase fluida (como se infiere estaba presente en todas las facies del plutón), incluso en cantidades tan bajas como 0,01% (Chopra & Paterson, 1984; Tullis & Yund, 1989) puede reducir el esfuerzo oblicuo (deviatoric stress) y temperatura necesarios para causar deformación, así

facilitando un medio más próximo al campo frágil-dúctil. Por otro lado, la presencia de brechas causadas por líquidos sieníticos sólo en rocas máficas y ultramáficas, es indicadora de deformación frágil. Este tipo de estructura, sin embargo, podría explicarse teniendo en cuenta el mayor intervalo temporal que separa a estas litologías extremas. Es de suponer entonces que al momento del emplazamiento de los líquidos extremadamente diferenciados (monzonítico-sieníticos), el hospedante ultramáficomáfico se encontraba frío, facilitando su deformación frágil. Esto no ocurrió en rocas más jóvenes, y por ende, aún calientes.



LAMPRÓFIROS. Los lamprófiros están, al igual que las rocas anteriores, muy poco representados en esta localidad. Son diques de color verde oscuro, delgados, de hasta 20 cm de espesor y escaso recorrido. Se los ha observado cortando a homblenditas y monzodioritas. Se han medido rumbos en dos ocasiones, siendo éstos N130° y N160° que coinciden con planos de diaclasas, concordantes a su vez con las estructuras regionales.

Aparentemente estos lamprófiros son algo más leucocráticos que los de otras localidades (cf. Península Ushuaia, Co. Jeu-Jepén y *PDM*). Tienen aproximadamente un 20% de fenocristales, de los cuales la mayoría son de hornblenda. En menor proporción hay clinopiroxeno, como núcleos en cristales de hornblenda, y muy escasa plagioclasa. La textura es típica de los lamprófiros de las otras localidades citadas: fenocristales de hornblenda euhedrales, zonados, de hábito acicular y seudo-orientados, paralelos a las paredes del dique. La pasta es básicamente leucocrática, conformada principalmente por plagioclasa, escaso anfíbol y apatita.

TONALITAS BIOTÍTICO-GRANATÍFERAS. Estas rocas de características particulares afloran en un pequeño sector al SO del cuerpo intrusivo. Están emplazadas muy cerca del contacto con la roca sedimentaria. Son cuatro apófisis, de hasta algunas decenas de metros de ancho, separadas por septos de roca metasedimentaria y diorita (fig. 7.7).

Como rasgo distintivo, estas rocas poseen una mineralogía muy contrastante al resto del plutón. Se caracterizan por la presencia de cuarzo, biotita y granate, y escasos cristales de fibrolita (?) y rutilo (?) (tabla 7.1 y fig. 7.8a-b). Otra característica importante es la abundancia de enclaves de roca metasedimentaria que presentan (fig. 7.7). Estos enclaves son decimétricos, ahusados, sugiriendo que se han comportado plásticamente. Además, la distribución de la biotita en la roca (gnea es heterogénea, formando aglomeraciones o bandas irregulares y difusas. Alrededor de muchos de los enclaves, con límites poco definidos, se da una mayor concentración de láminas de biotita y que disminuye progresivamente con la distancia a éstos en unos pocos centímetros (fig. 7.8a). A escala de afloramiento ocurre algo similar: hacia el este desaparecen gradualmente la biotita, el granate, la fibrolita (?) y rutilo (?), así como también el contenido de cuarzo, lo que provoca el pasaje hacia el campo de las dioritas en el diagrama QAP (fig. 7.3). A expensas de éstos, va aumentando gradualmente el contenido de homblenda, la cual aparece parcialmente reemplazada por biotita, y ambos alterados a clorita. Esta hornblenda presenta un pleocroísmo entre castaño y amarillo, que difiere del pleocroísmo verde-castaño de homblendas del resto del plutón. Estos cambios quedan ejemplificados en las muestras MT9-F, MT9-J, MT45 y MT46 (ver ubicación en figura 5.26). La primera de ellas contiene toda la paragénesis enumerada más arriba. En MT9-J ya no se observan titanita, ni fibrolita (?) ni rutilo (?). MT46 presenta cantidades más o menos semejantes de homblenda y biotita (cloritizada), junto a plagioclasa zonada, cuarzo y feldespato alcalino (fig. 7.9).



MT45 (tomada unas decenas de metros hacia el norte, fuera del plano del perfil) posee características semejantes.

Fig. 7.7. Perfil A-B de la HU, camino hacia baliza Escarpados. Se da la ubicación de algunas muestras analizadas y de figuras citadas en el texto.



Fig. 7.8. Tonalita de biotita y granate. (a) fotografía y esquema de una muestra de tonalita con enclave metasedimentario, y un halo de bordes difusos enriquecido en láminas de bt ± grt (muestra MT9-J). (b) fotomicrografía de la muestra anterior donde se observan cristales de grt y bt junto a pl zonada (con núcleos alterados) y qtz intersticial (Np).



Fig. 7.9. Diorita (MT46) con características petrográficas transicionales entre tonalitas de btgrt y dioritas normales. Se destacan la presencia de abundante biotita (cloritizada: Cl) junto a homblenda (hbl), como mafitos principales (compárese con fig. 7.5 de dioritas y monzodioritas normales). Se observan también cristales de plagioclasa (pl) subhédricos y cuarzo (qtz) intersticial. Algunos cristales de hbl están incluidos dentro de cristales de pl (barra 0,5 mm, Np).

Estas rocas también presentan enclaves de hornblendita.

En detalle, la composición mineralógica está dada por cristales de plagioclasa prismáticos subhedrales (andesina, determinada ópticamente) con zonación oscilatoria y macla, e intersticialmente crecen cuarzo y feldespato alcalino (en partes pertítico) anhedrales. Los mafitos conforman cerca del 20% de la roca, representados por biotita y granate, además del anfibol mencionado en las facies sin granate. La biotita es subhédrica e intersticial respecto a las plagioclasas. Otras fases son titanita (con inclusiones de rutilo (?)), circón, escasa muscovita y apatita (de hábito prismático y acicular). Además, hay presente en baja proporción una fase fibrosa difícil de determinar sin la ayuda de técnicas sofisticadas (¿Se trata de fibrolita?). Dentro de los opacos predomina la pirrotina, junto con escasa calcopirita e ilmenita. Es común encontrar a estos opacos incluidos en granos de biotita y granate. Ninguna de estas rocas presenta piroxeno.

Estas tonalitas de biotita y granate parecen ser un caso extremo de las variaciones litológicas que ocurren en los contactos con el encajante metasedimentario, como se expresaran en una sección del Capítulo 6. En este caso, es necesario aclarar que la mineralogía neoformada del hornfels en Ea. Túnel, muy próximo al cuerpo ígneo (incluidos los enclaves metasedimentarios), consiste en biotita, granate y fibrolita, además de andalucita (ver Sección 7-6). Más adelante se retorna el tema de las tonalitas granatíferas.

FENO-ANDESITAS (suite calco-alcalina). A unos 200 m al Oeste del contacto entre dioritas-gabros y las metasedimentitas, sobre la ruta que llega a Baliza Escarpados, aflora un filón capa de un metro de potencia de composición fenoandesítica (fig. 7.10). Es concordante con el bandeado y esquistosidad de la Fm. Yahgán, a quien intruye, con un Rbz de N320/15º y una corrida de unos 20 m. Se ha observado además otro filón similar aflorando en el extremo E del plutón, encajado también en las metapelitas. Este tipo litológico es el que domina en el cercano afloramiento de península Ushuaia, íntimamente vinculado a las rocas de Ea. Túnel, que se describe en los próximos párrafos.



Fig. 7.10. Filón feno-andesítico en el extremo SO del plutón, encajado en metasedimentitas de la Fm. Yahgán.

Los filones en el sector Ea. Túnel presentan un importante grado de alteración, no obstante, es posible determinar que tanto modal como texturalmente son homologables a los de la península mencionada.

7.3.b- Sector península Ushuaia

Las rocas ígneas en la península Ushuaia se exponen principalmente en dos frentes de cantera, uno al Norte y el otro al Sur, muy próximos al aeropuerto de la cuidad (fig. 7.11). Se ha trabajado sólo sobre el primero de estos frentes, pero en ambos casos la geología es idéntica.

La cantera Norte consiste en tres bancos, inferior, medio y superior, con una longitud máxima de ~300 m (banco medio) y altura de frente máxima de ~10 m (banco superior). Fuera de las canteras se han encontrado escasos afloramientos de roca ígnea. Muy próximo al margen oriental de la cantera norte aflora, cubierto por vegetación, un dique lamprofirico de 20 cm de espesor y unos 2 m de recorrido. Más

hacia el SE, en la península Dos Lomos, aflora un filón feno-andesítico de unos 10 m de potencia y una corrida inferior a 100 m (fig. 7.11, ver también fig. 7.14b-e, más adelante). Caminos (1980) y Caminos et al. (1981) mencionan un filón de "pórfido sienítico" (¿Sería el hallado en península Dos Lomos?). Otro dique "granítico" menciona Ramos et al. (1986) para el SO de la península Ushuaia.

Fig. 7.11. Vista aérea del extremo SE de la península Ushuaia. La flecha en península Dos Lomos indica afloramientos de feno-andesitas (figuras 7.14b-e). CN y CS son cantera Norte y Sur, respectivamente. Se ve también un extremo de la pista de aterrizaje del aeropuerto nuevo.

En este sector están presentes las dos suites magmáticas reconocidas en esta Tesis: la suite medianamente alcalina (*MPF*) y la suite calco-alcalina (*SPU*). La primera de ellas está muy poco



representada en esta localidad, pero la segunda muestra aquí la mayor diversidad litológica de todo el sector argentino de la Isla Grande, por lo que se puede considerar a la península Ushuaia como la localidad tipo de esta suite. De todos modos los afloramientos son muy escasos.

Las facies propias de esta localidad están constituidas por filones dacíticosandesíticos (la roca dominante, mencionados por primera vez por Acevedo 1990), melagabros cuarzosos y diques granodioríticos (estas dos últimas unidades no han sido descriptos en la bibliografía previamente). Dos filones feno-andesíticos fueron mencionados también aflorando en Ea. Túnel, inmediatamente al E y O del plutón, y es la roca que domina también en el Cerro Trapecio. Otros posibles equivalentes a las rocas de la península fueron observadas en dos ocasiones en Túnel (MT23 y MT32-A, tabla 7.1).

7.3.b.1- Hornblendita Ushuaia (MPF)

Los representantes de esta suite son homblenditas y dioritas que se exponen en el nivel superior de la cantera (fig. 7.12). Las homblenditas conforman una apófisis de unos 8 m de largo rodeada por dioritas, y además como enclaves en dacitas-andesitas y lamprófiros. Textural y composicionalmente son idénticas a sus equivalentes de Ea. Túnel. Están constituidas por cristales de homblenda de hasta 1 cm anhedrales y poiquilíticos, englobando cristales menores de plagioclasa euhedral, totalmente alterados a sericita y arcillas, y clinopiroxeno. Las dioritas son texturalmente semejantes a la roca anterior, sólo con mayor contenido de plagioclasa y piroxeno respecto a anfibol (posee 60% de minerales leucocráticos y un 40% de mafitos). La plagioclasa forma cristales euhédricos, muy alterados (por lo tanto no es posible
determinar si se trata de diorita o gabro), los piroxenos (diópsido según sus propiedades ópticas) aparecen con reborde de homblenda. Ambas facies contienen apatita como mineral accesorio.

7.3.b.2- La Suite de la Península Ushuaia (SPU)

MELAGABROS CUARZOSOS. Conforman diques o pequeñas apófisis en los bancos medio y superior (fig. 7.12). La presencia de derrubio proveniente de las voladuras al pie de los bancos no permite ver claramente la geometría de los afloramientos. Son rocas oscuras cuya característica más sobresaliente es una textura porfiroide constituida por fenocristales de homblenda zonada, plagioclasa de menor tamaño y una fase tardía intersticial integrada por cristales anhedrales de cuarzo y feldespatos (fig. 7.13a-b). El contenido de mafitos es variable, en general por encima del 50%. Los fenocristales de homblenda son euhedrales, con zonación concéntrica (presentan un reborde verde más oscuro) y macla. En muy pocos casos se observaron núcleos de clinopiroxeno en éstos. Las homblendas están rodeadas por una fracción de menor tamaño constituida por la misma fase y plagioclasa subhedral totalmente alterada. En algunos granos se alcanza a ver maclado polisintético y zonación oscilatoria. Intersticialmente se dispone una fracción más fina aún (<200 μ m), conformada por cuarzo, feldespato alcalino micropertítico y plagioclasa (?), anhedrales y carentes de macla y alteración. Como fase accesoria aparece apatita.

Los cristales de anfibol carecen, en general, de alteración. Sólo algunos granos presentan alteración parcial a tremolita. Por el contrario, las plagioclasas subhédricas están totalmente alteradas a sericita y argilominerales, especialmente en los núcleos, conservando unos pocos granos sus bordes inalterados. Esta alteración impide aquí también determinar si la roca se trata de diorita o gabro (aunque el único análisis químico disponible (muestra P34) cae en el campo de los gabros de Cox et al., 1979; ver Sección 7.4).

GRANODIORITAS. Esta litología está representada por delgados diques en el banco medio, y como relleno de brechas en el melagabro. Es una roca clara, con variaciones locales en el contenido de minerales máficos. Posee microenclaves de homblenditas.

Son rocas porfiroides dominadas por fenocristales subhedrales de plagioclasa y homblenda de 1-2 mm de largo (fig. 7.13c). Los cristales de homblenda presentan la misma zonación y maclado que en el melagabro. La plagioclasa también presenta macla y zonación oscilatoria. Subordinados, aparecen escasos, y más pequeños, fenocristales de biotita. La matriz está constituida por un agregado intersticial >200 μ m de cuarzo y escasos feldespato potásico y plagioclasa (?), con contactos mutuos poligonales o suturados. Esta fase intersticial produce engolfamientos hacia los fenocristales de plagioclasa (fig. 7.13d).



Fig. 7.12. Perfiles geológicos de los frentes de cantera con afloramientos de las dos suites magmáticas identificadas (cantera Norte). Se indica la ubicación de las muestras mencionadas en el texto. La esquistosidad de la Fm. Yahgán es paralela al bandeamiento sedimentario.



Fig. 7.13. Aspecto mesoscópico y microscópico de melagabros y granodioritas. (a) muestra de mano de melagabro cuarzoso (P34). Puede apreciarse el aspecto porfiroide con abundancia de fenocristales de homblenda (regla con divisiones de 1 cm). (b) sección delgada de la muestra anterior. Se observa la zonación y forma euhedral-subhedral de fenocristales de homblenda, rodeados de una fracción más fina conformada por homblenda, cuarzo y plagioclasa argilizada (barra 1 mm, Np). (c) fotomicrografía de granodiorita (P23) con fenocristales de homblenda y plagioclasa (argilizada) rodeados de cuarzo de menor granulometría (barra 1 mm, Nx). (d) fenocristal de plagioclasa parcialmente reabsorbido por fases intersticiales (qtz y kfs; P23; barra 250 µm, Nx).

Como accesorios están presentes apatita de hábito prismático y acicular, titanita subhedral, circón y allanita (tabla 7.2). Este último mineral es una fase que sólo ha sido detectada en este grupo litológico y en las dacitas-andesitas que se describen a continuación (y con dudas en los melagabros cuarzosos), y constituye uno de los criterios para diferenciar estas rocas del *Magmatismo Potásico Fueguino*. Está presente también en rocas del BPA (e.g. Suárez et al., 1985a; Weaver et al., 1990). La allanita se presenta aquí en cristales euhédricos a subhédricos, parcialmente alterados a epidoto (pistacita).

Tanto anfiboles como biotita están reemplazados parcialmente por clorita y tremolita. Los fenocristales de plagioclasa están alterados a sericita y argilominerales.

DACITAS-ANDESITAS. Constituyen el tipo litológico más abundante del intrusivo de la península Ushuaia. Conforman diques y filones de espesor variable, desde unos pocos milímetros hasta 15 metros. Intruyen tanto a la Fm. Yahgán como al resto de rocas intrusivas. Además contienen abundantes enclaves de homblenditas. La característica más sobresaliente de estas rocas es su textura subvolcánica. Su emplazamiento provoca en ciertos casos arqueamiento anticlinal de la roca metasedimentaria, junto a fallas de alivio (fig. 7.12 y 7.14a; ver también Elztein, 2004), lo que sugiere un emplazamiento a modo de lacolitos. En un sector localizado, en la península Dos Lomos, un dique feno-andesítico produce brechamiento en la pared colgante de la roca de caja. Esta brecha consiste en una faja de 1 m de espesor, de recorrido discontinuo, y está formada por fragmentos de tamaño milimétrico a centimétrico de la Fm. Yahgán, más fragmentos redondeados del intrusivo (fig. 7.14b-d). Además, el contacto con el encajante aquí es complicado, de contornos cuspados (fig. 7.14e). Contactos irregulares con el encajante metasedimentario como estos también fueron observados en la cantera. En la base de la cantera se ha observado un bloque de feno-andesita con textura de autobrecha, conformado por clastos de la roca porfirica inmersos en escasa matriz de la misma composición (fig. 7.14f). También presenta pequeñas geodas tapizadas con cuarzo drusiforme.

Muestra	Lillo	Kfa	PI	Otz	Hbl	Cox	BL	Son	Ao	Ope	Zm	Eo	Ain	Otron*	TOT	10%	0	A	P
P23	grd	14,1	44,9	22,7	11,3	•	0,3	0,1	0,3	1,5		- <u>-</u>	0,1	4,7	100,0	18	28	17	55
P32	grd	11,5	48,5	17,5	21,0	0,1		0,5	0,5	0,5	tr	0,5	tr	1,1	100,0	23	23	15	62
																	0	0	0
Muestra ¹	Litto	Ki k	PI	Qtz	ны	Сря	Bt	8pn	Ap	Opq	Zm	Ep	Alm	Paeta	TOT	Feno%	Q		P
P11	fencend/bea	-	27,0	-	6,9	•	0,4	-	0,2	0,7	4	•	0,1	84,6	100,0	34	0	0	100
P25	fencend/bes	0,3	39,5		3,1		0,3		0,4	0,6	0,1		0,1	56,8	100,0	43	0	1	99
P30	fencend/bas		35,2	•	8,5				0,5	2,4	tr	0,4	0,1	52,9	100,0	44	0	0	100
P36	fencend/bes	•	20,1	0,5	8,8	-	-	-	0,1	0,2	tr	-	-	69,2	100,0	30	2	0	98

Tabla (7.2. Aná	lisis modal	de la suit	e calco-alcalir	na de	la peníns	ula Ushuaia .
---------	----------	-------------	------------	-----------------	-------	-----------	----------------------

* A no ser que se especifique, otros representa minerales máticos altarados insconocibies

grd: granodiorita, fenciand/bas: fenciendesita/fenciesastic

P32: Otros es mineral máfico primario no identificado

1: no se analizó la pasta, salvo minerales accesorios.

La coloración es, en general, clara, debido a la escasez de minerales máficos. Éstos se encuentran con una abundancia variable de entre 5-20%. Estas rocas presentan al microscopio texturas que varían desde porfíricas a microgranuda (fig. 7.14g). En el primer caso, los fenocristales, presentes en un 30-44% (tabla 7.2), consisten en granos euhedrales a subhedrales de plagioclasa, hornblenda y en menor proporción biotita. La plagioclasa presenta marcada zonación múltiple y maclado polisintético, y forma cristales de hasta 5 mm. La composición según métodos ópticos es oligoclasa. Los cristales de homblenda también presentan zonación y maclado, y el tamaño de grano es algo menor al de la plagioclasa (hasta 1,5 mm). Algunos fenocristales se presentan agrupados dando texturas glomeroporfíricas. La pasta es afanítica (<100 µm) de color verde a gris. Está compuesta por cristales anhedrales de cuarzo y feldespato alcalino con escasas plagioclasa y homblenda, que definen una textura felsítica. Algunas muestras presentan baja proporción de un tercer grupo granulométrico, intermedio entre fenocristales y pasta (50-200µm), compuesto por los mismos componentes de la matriz. En las muestras en que este componente intermedio está ausente, la matriz es de granulometría más fina, y los fenocristales de plagioclasa presentan engolfamientos ocupados ahora por la matriz. Cuando este grupo granulométrico intermedio es más abundante, la roca presenta una textura seriada a microgranuda, con disminución del tamaño de los fenocristales.

Como accesorios, estas rocas presentan cristalitos euhédricos de allanita, apatita, titanita y circón (tabla 7.2). En una muestra se observó además la presencia de epidoto (pistacita) magmático. La allanita desarrolla cristales de hasta 2,5 mm con zonación concéntrica (fig. 7.14h).

Los fenocristales de plagioclasa presentan en la mayoría de los casos una intensa alteración a sericita y argilominerales, que comienza generalmente desde el núcleo. En pocas muestras aparecen carbonatos, además de sericita, entre los productos de alteración. Los fenocristales de homblenda, rara vez están alterados, al igual que la pasta. Los productos de reemplazo de los minerales máficos son clorita, tremolita y epidoto.

Como se verá en la Sección 7.4, tres análisis geoquímicos de esta litología provenientes de la cantera Norte se ubican en los campos de andesitas y dacitas de Cox et al. (1979). No obstante, ante la imposibilidad de determinar ópticamente la composición de la pasta, puede utilizarse también el término de *feno-andesitas* para referirse a ellas, especialmente en aquellos sectores en los que se carece de análisis geoquímico (i.e. Co. Trapecio, Ea. Túnel, etc.).

LAMPRÓFIROS. El último pulso consiste en diques máficos de 10 a 30 cm de espesor y corrida discontinua. Contienen enclaves de hornblenditas y de metapelitas, y cortan a los filones feno-andesíticos, demostrando así su aparición tardía en la secuencia. Sus características son semejantes a las de los demás lamprófiros de otras localidades. Presentan una coloración gris verdosa oscura, debido a la abundancia de minerales máficos. Están compuestos por ~ 20% de fenocristales de hornblenda de 1 a 3 mm de largo (y hasta de 1 cm) inmersos en una pasta afanítica de textura intergranular compuesta principalmente por el mismo anfíbol y minerales leucocráticos. La composición mineralógica corresponde con los lamprófiros calco-alcalinos (espesartitas).

El espectro litológico de la península culmina con venas de calcita, epidoto y cuarzo, de algunos milímetros a centímetros de espesor, alojadas en diaclasas (tanto en el intrusivo como en su encajante), portadoras de mineralización de pirita y escasas pirrotina, calcopirita, esfalerita y galena. Un pulso mineralizador previo, caracterizado por los mismos sulfuros, afecta también a todo el conjunto litológico (incluido el encajante) pero de distribución diseminada (Elztein, 2004).

7.3.c- Relaciones entre los distintos tipos litológicos

7.3.c.1-Ea. Túnel

La Homblendita Ushuaia, en el sector Ea. Túnel, presenta una estructura zonada en planta, desde rocas menos diferenciadas en el extremo SE a más diferenciadas en



Fig. 7.14. Estructuras y texturas de dacitas-andesitas. (a) esquistosidad y bandeado de la Fm. Yahgán arqueado por el emplazamiento de dacita-andesita. Esta estructura es característica del emplazamiento de lacolitos (ver también fig. 7.12). (b) dique dacítico (d) en península Dos Lomos. En la base de la fotografía se observa el bandeado de la Fm. Yahgán (Y) dado por alternancia de capas verdoso claro

(piroclástico) y negro (pelitas-grauvacas). Por encima de estos bancos y entre las apófisis dacíticas hay una zona de brecha (br) donde se destruye el bandeado sedimentario, con clastos principalmente del encajante pero también del cuerpo ígneo. Abajo a la derecha (flecha) ocurre una zona de mezcla de sedimentita y dacita. (c) ampliación de un sector de la brecha donde se ve un clasto dacítico redondeado. (d) ídem anterior. Se observa en detalle el contacto muy irregular entre el intrusivo y el encajante. Las flechas marcan un enclave sedimentario en la dacita (arriba) y un clasto de esta última en la brecha (abajo). También puede verse un fragmento de nivel piroclástico en la brecha (t). (e) otro detalle del contacto dacita-sedimentita, en este caso se ve la geometría cuspada (flecha) y anguloso (abajo a la izq., barra 10 cm) del mismo. (f) textura de autobrecha en un bloque caldo de dacita en la cantera, las flechas muestran autoclastos (nivel inferior, barra 5 cm). (g) textura porfirica con fenocristales de plagioclasa zonada y homblenda y pasta afanítica en dacita. Algunos cristales de plagioclasa con fuerte alteración en núcleos. Los cristales de homblenda también presentan alteración (muestra P25; barra 1 mm, Nx). (h) fenocristal de allanita zonado en dacita (P30; barra 100 μm, Nx).

el extremo NO y N. En este sentido, se pasa desde piroxenitas hombléndicas y homblenditas piroxénicas, a homblenditas con contenido en piroxeno y óxidos cada vez menores, pasando luego a dioritas / gabros hasta finalmente monzodioritas (fig. 7.2). En este sentido recuerda a los complejos tipo alaska (ver Capítulo 11).

La geometría del afloramiento en parte está también controlada por el sistema de fallas transcurrentes que han operado desde ~90-65 Ma en el canal Beagle (y quizá desde los 100 Ma para un sector de la cordillera Darwin (Cunningham, 1995), ver Capítulo 4), vinculado a la generación de la placa de Scotia. Estas fallas han reactivado las estructuras generadas durante el régimen compresivo de la parte media del Cretácico. Poseen un régimen transtensivo, con una orientación ONO e inclinación al S, y sentido de desplazamiento levógiro. Los desplazamientos tanto laterales como verticales a lo largo de las estructuras que cortan el plutón han sido de escasa magnitud. Las edades radimétricas obtenidas en la HU, junto con las observaciones de campo, sugieren que el emplazamiento de este y otros plutones del *MPF* habría sido con anterioridad al desarrollo de este sistema transcurrente, quizá durante las etapas finales de la fase compresiva Ándica (ver Capítulo 12).

Si se considera la forma en planta del intrusivo y una evolución por diferenciación magmática (Capítulo 12), con acumulación de minerales ferromagnesianos en el fondo de la cámara para dar piroxenitas, homblenditas y gabros / dioritas, y hacia los niveles superiores las rocas más félsicas (como también ocurre en *PDM*), podría interpretarse entonces que la parte más alta de la cámara magmática aflorante se encuentra en el extremo NO del plutón. Esto implica, posiblemente, que la cámara ha sufrido cierto basculamiento de su techo en este sentido. A la misma conclusión llegan Tassone et al. (2005) en base a estudios geofísicos de campo.

La figura 7.15 muestra un perfil esquemático (C-D-E) de la HU en Ea. Túnel. Puede verse allí que parte de los afloramientos de roca intrusiva están cubiertos por roca de caja, lo que indica posiblemente que el nivel de erosión en este sector estaría próximo al techo de la cámara magmática. Una idea así sostienen también Acevedo et al. (1989), teniendo en cuenta la abundancia de venas leucocráticas que cortan a las facies menos diferenciadas, y al amplio desarrollo de la aureola metamórfica de contacto. El esquema más generalizado en la parte inferior de la figura 7.15 es un modelo numérico en base a datos de magnetización remanente y susceptibilidad magnética de la HU (Peroni, 2006) que muestra, en una sección de orientación similar a la anterior, la geometría en forma de gota del intrusivo.



Fig. 7.15. (Arriba) perfil esquemático C-D-E (ver fig. 7.2 para ubicación). El rechazo vertical de las fallas no ha sido importante, dado que los paquetes de metasedimentitas que cubren la homblendita presentan metamorfismo de contacto, lo que indica que la roca ígnea por debajo se encuentra a escasa profundidad. 1) Fm. Yahgán, 2) homblendita, 3) diorita / gabro, 4) monzodiorita, 5) filón feno-andesítico, 6) depósitos Qt y suelo. Se indica también la ubicación de las rutas provinciales 30 y 35. (Abajo) modelo numérico en base a datos de magnetización remanente y susceptibilidad magnética de la HU (Peroni, 2006); SCB: sistema de fallas del canal Beagle; 1) basamento, 2) Fm. Lemaire, 3) Fm. Yahgán, 4) homblendita, 5) monzonita (tomado de Menichetti et al., 2007).

Debido a la espesa cubierta vegetal y depósitos morénicos, no fue posible observar los contactos entre las distintas litologías en la mayoría de los casos. De todos modos se puede destacar que en ambos extremos del plutón las rocas presentes son muy uniformes en su composición modal. Es decir, en un extremo se tiene dominancia casi absoluta de piroxenitas y homblenditas piroxénicas y en el otro de monzodioritas. En cambio, en la parte central, hacia los bordes septentrional y austral, se ha observado una asociación litológica más compleja. Dicha complejidad está dada por una aparente alternancia de dioritas / gabros y homblenditas, mejor observada en el perfil de la ruta que llega hasta la baliza Escarpados (fig. 7.7) y desde allí un poco más hacia el este, en la parte sur del plutón. Este pasaje de un tipo litológico a otro ocurre en decenas a pocas centenas de metros, pero la escasa

exposición de los afloramientos no ha permitido ver con claridad cómo suceden tales cambios. Por esto, en el mapa (fig. 7.2) los asomos de diorita-gabro de esta región se han simplificado, habiéndose dibujado muchos de ellos como círculos o elipses, pero en ningún caso puede certificarse que dichos afloramientos tengan realmente esta geometría.

Según las relaciones de corte observadas en el campo y la presencia de autolitos, el orden temporal de emplazamiento de las rocas de la Homblendita Ushuaia sería el mismo que el observado en *PDM*: piroxenitas y homblenditas \rightarrow dioritas / gabros \rightarrow monzodioritas \rightarrow venas de monzonita \rightarrow lamprófiros, desde las más antiguas a las más nuevas. Tampoco se vio en Túnel una relación de corte entre filones fenoandesíticos y el resto del plutón, pero en península Ushuaia, puede verse que éstos son previos a los diques de lamprófiro y posteriores a las homblenditas.

Si bien no se han encontrado aquí evidencias claras de estratificación ígnea como las observadas en el *PDM*, se cree que este tipo de estructuras están también presentes. Como ejemplo de esto, ya se mencionó la repetición caótica de afloramientos de diorita-homblendita en la parte central del plutón, que quizá pudieran corresponderse con estas estructuras, y el bandeado centimétrico observados en ciertos afloramientos de dioritas / gabros (fig. 7.5a). Otra posible estructura de estratificación ígnea puede verse en el sector denominado *wpt 165* (ver figura 7.2 para ubicación). Allí aflora entre la vegetación un pequeño asomo, el cual se interpretó como un estrato de diorita / gabro de unos 2 m de potencia intercalado entre homblenditas piroxénicas (fig. 7.16). Dentro de este estrato también se observa una faja de unos 20 cm de ancho más rica en anfiboles y paralela al contacto con la homblendita. Esta última, y al igual que las piroxenitas aledañas, poseen autolitos de la diorita / gabro deformados, con bordes sinuosos, en ocasiones con extremos ahusados, y coronados por cristales de homblenda.



Fig. 7.16. Perfil esquemático del wpt 165. Posible estrato de diorita en homblenditas piroxénicas, con un nivel enriquecido en mafitos paralelo al contacto (bandeado (gneo). También un enclave de diorita deformado en la homblendita y diques de lamprófiro. Los puntos negros representan cristales de anfibol euhedrales.

En detalle, los autolitos de diorita / gabro muestran, en ocasiones, una zonación mineral como la que se muestra en la figura 7.17 (también observado en *PDM*, ver fig. 6.12).



Fig. 7.17. Porción de enclave de dioritagabro en homblendita piroxénica. Muestra de mano MT52. Compárese con fig. 6.12. Esta figura de una muestra de mano tomada a unos 400 m al Noroeste del *wpt 165*, muestra el contacto entre un enclave de diorita / gabro en homblendita piroxénica, el cual posee una delgada lámina constituida únicamente por homblenda (esta lámina está presente en ambos lados del enclave, no dibujado en este ejemplo). La zonación mineral en la banda clara es muy marcada (presente solo en enclaves con los dos mafitos: homblenda y piroxeno), y se da por la distribución de los mafitos, con predominancia de

homblenda hacia el contacto con la homblendita y de piroxeno hacia el centro. En la homblendita piroxénica se da el caso opuesto, aunque este ordenamiento de cristales no es tan notorio y el límite entre un dominio y otro es algo más difuso.

La Homblendita Ushuaia también muestra evidencias de mezcla de magmas. La forma y textura de los enclaves gábricos descriptos en el párrafo anterior son semejantes a las descriptas para enclaves de igual composición en el *PDM* (comparar con fig. 6.12 y discusión para aquel sector). Por otro lado, la disposición caótica de afloramientos de homblenditas y gabros mencionada más arriba podría igualmente interpretarse como bolsones de magma gábrico dentro del homblendítico. A escala más reducida, esto se ve claramente en el perfil A-B (fig. 7.7) y en la figura 7.18a-d. Todas estas estructuras han permitido concluir en el *PDM* que en algún momento temprano de la evolución de los magmas del *MPF* tuvieron lugar fenómenos de mezcla heterogénea entre líquidos homblendíticos y gábricos, y por semejanza, esta conclusión puede hacerse extensiva a la HU.

7.3.c.2- Península Ushuaia

En el sector península Ushuaia, se ha separado el conjunto litológico en dos suites diferentes, en base a composición mineralógica, textura, y, como se verá luego, en su quimismo (Sección 7.4). Un grupo comprende a las rocas pertenecientes al *Magmatismo Potásico Fueguino*, donde se incluyen homblenditas, dioritas y escasas venas monzoníticas. El otro grupo (*SPU*) incluye a los melagabros cuarzosos, granodioritas y feno-andesitas. Las características modales y texturales que diferencian a este grupo litológico del *MPF* son (*i*) la presencia de cuarzo y allanita, (*ii*) la ausencia de piroxeno, (*iii*) la textura porfiroide a porfirica, con fenocristales de homblenda y plagioclasa euhedrales (a subhedrales) y zonados (muy marcada en plagioclasas de feno-andesitas). Los anfíboles en las rocas del *MPF* aparecen por lo

general como fases subhédricas-anhédricas, poiquilíticas, de cristalización tardía respecto a plagioclasas, mientras que en el melagabro cuarzoso de la península y algunas granodioritas, los fenocristales de anfibol y plagioclasa son coetáneos.



Fig. 7.18. Estructuras relacionadas con mezcla heterogénea de magmas. (a) contacto entre homblendita (lzq) y diorita / gabro (der) dado por una franja de ~25 cm de ancho de bordes irregulares (línea de puntos) de composición híbrida entre ambos extremos. (b) esta franja híbrida se compone de numerosos enclaves de forma irregular incluidos en la diorita / gabro (flecha amarilla en a). (c) enclaves de homblendita (oscuro) en el cuerpo diorítico / gábrico fuera de la franja marginal (flecha naranja en a). (d) otro afloramiento de homblendita cercano muestra numerosas inclusiones de diorita / gabro de forma irregular y extremos ahusados.

Las relaciones de corte (presencia de venas, diques y enclaves) en la península indican el siguiente orden temporal de emplazamiento para la suite calco-alcalina: melagabros cuarzosos \rightarrow granodioritas \rightarrow dacitas-andesitas. Finalmente los lamprófiros cortan a toda esta serie. Las homblenditas y dioritas del *MPF* serían previas a las granodioritas y diques de dacita-andesita, ya que estos últimos contienen enclaves de aquellas, pero no fue posible determinar el orden relativo con los melagabros cuarzosos. Es más, en ciertos sectores estos últimos presentan texturas híbridas entre las propias de melagabros cuarzosos y de homblenditas del *MPF* (especialmente aquellas en que la fase leucocrática intersticial desaparece y los cristales de homblenda cristalizan en contacto entre sí, con formas anhedrales). Teniendo en cuenta además que la muestra de melagabro cuarzoso analizada

geoquímicamente (P34) (ver sección 7.4) presenta características intermedias entre ambas suites, no es posible dar certeza de si estas rocas representan las facies menos diferenciadas de la suite calco-alcalina, o si son en realidad variaciones texturales y composicionales de las homblenditas del *MPF*.

La composición modal y en parte textural (y en parte también geoquímica, ver Sección 7.4 y Capítulo 12) de la Suite de la Península Ushuaia es similar a la de los plutones calco-alcalinos del BPA. Dentro de estos aspectos puede indicarse la presencia de allanita, y el hábito prismático y forma euhedral de los cristales de homblenda (ver sección 5.2), especialmente en el melagabro cuarzoso. De particular interés resultan los plutones Castores y Santa Rosa (pertenecientes al BPA) por su proximidad a los afloramientos de Ushuaia (ver fig. 7.1). De todos modos, si bien la correlación con el BPA es válida, suponer que los afloramientos de la península Ushuaia y Santa Rosa fueron en algún momento un único cuerpo, separados ahora tectónicamente, es una cuestión poco probable. Este último se ubica en la misma posición longitudinal que la HU, a ~10 km de ésta, canal Beagle de por medio, el cual consiste en una depresión dominada por fallas transtensivas (levógiras) asociadas al sistema transcurrente Magallanes-Fagnano (SFMF). En este sector la componente dominante de estas fallas es extensional, y a diferencia del SFMF en el límite entre las placas Sudamericana y Scotia, se desconoce la magnitud del desplazamiento (M. Menichetti, com. pers.). Teniendo en cuenta el mapa aeromagnético de la provincia de TdF (fig. 3.1), puede verse que las anomalías magnéticas que circundan a la HU y plutones Santa Rosa y Castores están desconectadas entre sí, y presentan, además, geometrías diferentes. Mientras que la anomalía de la HU es de forma circular, sugiriendo que no ha sido afectada de manera significativa por procesos tectónicos, la anomalía para los plutones de Navarino es rectilínea en su porción septentrional (solo este extremo de la anomalía se visualiza en la fig. 3.1), posiblemente afectada por fallamiento, en concordancia con los afloramientos (Suárez et al., 1985d). Por lo tanto, si se espera encontrar la continuidad del plutón Santa Rosa en la margen norte del canal, sería a algunos kilómetros al Oeste de los afloramientos de la HU (considerando la tectónica levógira), ya en territorio chileno (una alternativa podrían ser los granitoides de 65-90 Ma (Halpern, 1973) que afloran en el faldeo meridional de la cordillera Darwin). Por otro lado, las edades radimétricas indican disparidad entre ambos cuerpos. Mientras una dacita de la SPU dio una edad de 100 ±6 Ma (Acevedo et al., 2002), los plutones Santa Rosa y Castores cristalizaron en el lapso 92-81 Ma (Suárez et al, 1985d). De este modo, las rocas calco-alcalinas de la península Ushuaia serían más antiguas que estos cuerpos de isla Navarino.

Como se expresara previamente, las dacitas-andesitas poseen proporciones de fenocristales que varían desde 30% a 44%. En las rocas más pobres en fenocristales, la matriz es más fina, y desaparece el grupo granulométrico intermedio (ver descripción de dacitas-andesitas). Estas facies son las que desarrollan las intrusiones más delgadas, incluso conforman diques de escasos milímetros de espesor y hasta 1-2 m de recorrido, demostrando una menor viscosidad del magma original. En cambio

las facies más ricas en fenocristales, y con textura seriada a microgranuda, conforman los cuerpos más voluminosos y son los que provocan el arqueamiento de la roca de caja suprayacente, asociado a fallamiento extensional (fig. 7.12 y 7.14a). Esto se debe a una mayor viscosidad del magma a partir del cual cristalizaron, cuya resistencia al movimiento favorece el desarrollo de esfuerzos propios del magma, constituyendo en estos casos cuerpos lacolíticos (o protolacolíticos, por poseer espesores intermedios entre verdaderos lacolítos y filones capa; según Corry, 1988). Llambías (2003) indica que pasajes transicionales entre filones capa y lacolitos pueden darse en una misma provincia magmática, debido a pequeñas diferencias en la temperatura del magma y/o en el porcentaje de cristalización. Este mismo autor establece que lacolitos de escaso desarrollo solo provocan deformación de la roca de caja del techo si la intrusión tuvo lugar a escasa profundidad, de modo que la presión interna sea suficiente para superar al peso de la columna de roca suprayacente.

El bloque de feno-andesita con textura de autobrecha, observado en la base de la cantera de península Ushuaia (fig. 7.14f), probablemente represente el borde, más frío, de uno de estos cuerpos de mayor viscosidad, en el que el flujo interno del conducto habría provocado el brechamiento de las paredes, aunque no se han observado texturas de flujo en estas rocas.

El tipo de emplazamiento de la suite calco-alcalina de la península Ushuaia (filones, diques, brechas, lacolitos), con sus típicas texturas porfiricas a porfiroides, sugieren una intrusión en un nivel cortical más somero que la HU, y además en condiciones poco profundas, de modo que fuera posible el abovedamiento de la roca de caja suprayacente. El hecho de que ambas suites se encuentren actualmente en un mismo nivel estructural indica que con posterioridad al emplazamiento de la HU debió haber habido un evento de levantamiento cortical, y así permitir que las nuevas inyecciones de magma calco-alcalino se emplazaran en condiciones más someras (ver más adelante).

Por otro lado, se ha propuesto un emplazamiento de tipo diapírico para la SPU (Acevedo, 1990), en base a la deformación del encajante, como fue descripto precedentemente, y siguiendo, además, las interpretaciones de Suárez et al. (1985d) sobre la cercana intrusión del plutón Castores, en isla Navarino.

Existen dos modelos diferentes que explican el transporte de magma granítico desde la base de la corteza hasta el nivel de emplazamiento en la porción superior de ésta. Uno de estos modelos implica el transporte por diapirismo (Ramberg, 1972; Mahon et al., 1988; Miller et al., 1988). Los modelos numéricos indican que las velocidades de transporte de magmas que ascienden por diapirismo son lentas, desde ~0,3 m/a hasta ca. \leq 50 m/a, y el tiempo involucrado en el ascenso oscila entre 10⁴ a 10⁵ años (Mahon et al., 1988; Weinberg y Podladchikov, 1994). El segundo modelo postula el transporte por medio de propagación de fracturas y enjambre de diques. Las velocidades de transporte estimadas según este proceso son de hasta 10⁵ veces mayores a las velocidades del diapirismo (Clemens y Mawer, 1992; Petford et al., 1993; Petford, 1995).

Brandon et al. (1996) estudiaron experimentalmente la estabilidad del epidoto en magmas granodioríticos hidratados, en condiciones por debajo y encima del campo de estabilidad de este mineral. Ellos determinaron que a temperaturas típicas de magmas graníticos (700-800 °C) los cristales de epidoto de tamaños normales (0,2-0,7 mm) en contacto con magma granítico se disolverán en el lapso de 3 a 200 años. Ninguno de los granos de allanita observados en las feno-andesitas de la península Ushuaia presenta signos de reacción, o bien es mínima. Por lo tanto, teniendo en cuenta que esta fase proviene de profundidades mucho mayores (> 21 km, de acuerdo a Zen y Hammarstrom, 1984; Schmidt, 1992) a las que predicen las propiedades texturales de su roca hospedante, las condiciones de ascenso del magma portador de estas allanitas debió ser suficientemente rápido para evitar su descomposición por reacción con el magma circundante. Claramente, las velocidades de transporte estimadas para el modelo de ascenso por propagación de fracturas son favorables para la preservación de estos granos de allanita. Además, y por sobre todo, el modo de emplazamiento de las feno-andesitas consiste, en sí mismo, en digues y filones (y protolacolitos), enfatizando la propagación de fracturas como mecanismo de transporte del magma.

7.4- GEOQUÍMICA DE ROCA TOTAL

Los datos geoquímicos de roca total se presentan en la tabla 7.3. Se han analizado un total de 13 muestras, correspondientes a la Hornblendita Ushuaia (HU) en Ea. Túnel (6 análisis), y a la suite calco-alcalina (*SPU*) en la península Ushuaia (5 análisis). También se ha obtenido un dato de una monzodiorita / monzogabro cuarzoso (MT32-A) de Túnel, posiblemente perteneciente a la *SPU*, y de un lamprófiro de la península (P13). En la tabla 7.3 se agregan además datos de Acevedo et al. (1989, 2002) que complementan la información analítica de estos dos sectores. Para estos últimos datos se indica la unidad a la que pertenecen y la localidad de muestreo (no indicados en Acevedo et al., 1989; 2002). De los datos presentados por Acevedo et al. (2002) se han excluido en la tabla 7.3 aquellos de las rocas ultramáficas y máficas de la península Ushuaia (U30 y U31), ya que no se cuenta con control geográfico de los mismos (es decir, no pueden ser ubicados en los perfiles de la figura 7.12), y por lo tanto se desconoce a cuál de las suites (*SPU* o *MPF*) pertenecen estas muestras.

La HU, al igual que el PDM, muestra la extrema variabilidad en el contenido de sílice, con valores desde 38,3% a 64,0% SiO₂, abarcando los campos de rocas ultrabásicas hasta ácidas.

Claramente se notan las dos tendencias: de alcalinidad media (típico del MPF) y subalcalina entre la HU y SPU, respectivamente, en el diagrama TAS (fig. 7.19a). Las rocas menos diferenciadas de la HU (homblenditas y gabros / dioritas) contienen además, Ne normativa (CIPW: entre 5% y 1%). Al igual que en el PDM, la presencia exclusiva de fases saturadas y escaso cuarzo modal en algunas muestras indica que la tendencia alcalina es saturada en sílice.

Tabla 7.3.	Anális	is quln	nicos d	9 1as n	ocas d	e Ea. T	únel y	peníns	ula Ust	nuaia.							J					
semple	MT3	WT9J	MT14	ET27 F	RET27	AT32-A	MT70	MT87	P13	P14	P15	P25	P32	P34	2.	Ц	ETS"	.			123-	35"
lithol.	ę	ton bg	di gab	d b	ę	b B/pw	₿/pш	mzd	qma		pre	dac	Б	b Bju	Þ	ě	용	sle	ele Bla	ě	ਕ੍ਰ	da G
Ţ	£	£	£	£	£	SPU7	£	£		SPU	SPU	SPU	SPU	SPU	£	£	£	£	£	£	£	SPU
ette	EaT	EaT	EaT	EaT	EaT	EaT	EaT	EaT	P	Ы	PU	Ы	PU	Ы	EaT	EaT	EaT	EaT	EaT	EaT	EaT	P
M7%																						
sio ₂	47,68	57,51	44,87	50,76	50,40	59,62	54,68	53,69	50,12	56,09	61,94	34,60	2 00'2	62.6	38,29	1,56	12,03	80,60	64.01			
To	0,70	0,79	1,29	06'0	0,90	9'0	0,71	0,69	0,78	0,51	0,32	0,25	0,56	0,85	1,54	1,46	1,18	0.30	27'0	1,18	1,57	0,32
Al ₂ O ₃	20,99	18,93	14,01	19,80	20,12	17,35	16,76	19,35	16,34	17,34	17,94	17,60	7,21	14.97	14,81	11,78	18,44	18,67	18,40	14,83	9,20	14,72
Fe ₂ O ₃ t	8,85	7,57	13,46	8,82	8,88	5,78	7,83	1	8,19	5,65	3,13	2,72	6,05	8,61	14,87	14,84	13,61	3,09	2,38	14,04	16,13	2,90
MgO	2,85	2,88	7,01	2,95	2,97	1,72	3,2	2,08	6,77	3,30	1,28	0,77	3,40	19.9	12,12	11,91	5,20	1,26	1,05	6,28	10,01	1,18
MnO	0,20	0,17	0,20	0,16	0.17	0.17	0,19	0,21	0,21	0,15	0,12	0,11	0,18	ង	0,20	0,18	0.22	0,05	0,05	0,25	0,23	0,12
CaO O	10,82	4,52	10,86	7,02	7,13	5,95	7,9	7,8	8,65	6,88	5,18	3,18	6,85	38.8	10,61	12,28	11,94	3,56	1,30	17,05	9,18	4,48
Na ₂ O	4,03	3,35	2,10	4,55	4 .54	3,94	3,37	4,42	3,32	3,97	4,54	4,70	3,83	2,73	1,64	1,20	2,34	6,25	7,62	0,70	1,28	4,39
K ₂ 0	1,30	1,50	3.73	2,60	2,64	3.2	3,27	2,99	1,11	1,33	1,02	3,48	2,11	2,02	1,26	1,26	1,4	4.08	3,38	0,52	0,67	1,58
P ₂ 0,	0,47	0,19	0,38	0,46	0.47	0.3	4.0	0,41	0,40	0,27	0,17	0,12	0,28	0.33	0,42	<u>12</u>	0.66	0,10	0,04	0,98	0,14	0,15
۲Ō	1,80	2,50	1,90	1,80	1,60	:	4.	-	3,90	4,30	3,20	2,20	2,40	2,8								
Sum	8 9'68	99,93	99,8 3	99,82	99,82	99,74	99 ,73	69'63	99,82	99, 81	99,73	98,73	9,86	6,89	95,76	96,65	90''08	91,96	98,45			
K ₂ O/Na ₂ O	0,32	0,45	1,78	0,57	0,58	0,81	0,97	0,68	0,33	0,34	0,42	0,74	0,55	0,74	0.77	1,05	0,62	0,65	4	0,74	0,52	0,36
шdd																						
Ba	404,8	370,3	1695,6	973,3	836,9	602,5	730,0	877,2	737,6	504,5 1	433,8 1	929,4	39,7	58.4						185,0	123,0 1	395,0
Ŧ	1,3	3,2	1.7	5,2	5,3	4,2	2.7	3,5	2,8	3,3	3,8	4.4	3,0	2,2								
ą	1.7	7,0	1.5	8 '8	10,0	8,4	5,3	9,1	4.7	8,8	8,3	12.9	8.6	7,8						2,0	2,0	6,0
£	27,6	45,2	7.1	66,4	6 6,1	105,6	99.1	64,8	3 9, 9	37,8	62,4	89,1	50,8	52,7								
S	2633,2	687,4	523,4	1128,5	1105,8	1233,2	1458,1	2072,4	1054,7	344,6 1	391,3 1(001,4 10	62,4	52,1						353,0	460,0 1	178,0
Ta	0.2	0,5	0,2	6'0	6.0	0,5	4.0	0,7	0,5	9.0	8,0	:-	0,7	0,5								
Ę	1.	10,1	2,8	5,4	6,7	15,2	11,0	6,2	8,2	13,8	14,2	23,0	10,1	7.4						2,0	1,0	14,0
þ	0.2	3.7	6.0	2,3	2,3	4,6	3,3	1.6	2.2	3,3	4,2	6,8	2,2	1,3								
>	251,0	175,0	406.0	208,0	205,0	118,0	216,0	169.0	249,0	128.0	66,0	46,0	58.0	96 ,0					-	687,0	821,0	72,0
Z	25,0	122,1	44,5	192,0	181,7	165.8	104,4	147,5	98,1	129.8	122.8	194,6	07,3	65,1						20 20	29,0	41,0
≻	19,0	29,7	16,3	30,7	38,0	24,9	20,8	28,5	18,9	15,0	11,2	12,6	15,8	16,3						23,0	18,0	8 '0
Z	7.0	33,0	28.0	5,0	5,0	12,0	23.0	13,0	62,0	36,0	5,0	5,0	11,0	02,0	30,0	58,0	102.0			19.0	41,0	10,0
ບັ	6,84	68.42	6.84	20,53	13,68	95,79	82,11	47,89	171,05	88,95	20,53	13,68 4	7,89 41	0,53 19	9,00 1	76,00 1	54,00	•	•	50,00	15,00	24 ,00
· Acevedo e	nt al. (19	989), **	Aceved	o et al.	(2002).																	
dio: diorita,	ton bg:	tonalita	de biot	itay gra	anate, c	ligab: di	uls enb	magmá	lico gáb	ы 190- 1	й. Ход:	olbozno	rita/mo	nzogab	i cuar	2080, T	zd: mo	nzodior	ita, lam	p: lang	iófiro,	
Bnd: Bndesi	ta, dac:	dacita,	gra: gr	anodior	tta, mig	q: meia	gabro c	DSOZIEN	, hot: no		lita, sle:	Signita			Incia IL	ק ק	li penir	sula Us	shuala			

Varias observaciones pueden hacerse, además, a partir de la figura 7.19a. En primer lugar, las venas leucocráticas finales, cuya moda corresponde a monzonitas según las muestras analizadas en este trabajo (muestras MTF2 y MT48-a; tabla 7.1), se ubican en el campo de sienitas, según los datos de Acevedo et al. (1989) (muestras ET6 y ET7). Segundo, los filones feno-andesíticos de península Ushuaia se

corresponden, según la clasificación de Cox et al. (1979), con andesitas y dacitas; por ello la conveniencia de llamarlos feno-andesitas en términos generales, para aquellos afloramientos en los cuales no se dispone de análisis químicos. En tercer lugar, puede observarse el desplazamiento notorio hacia el campo subalcalino de la tonalita de biotita y granate del sector Ea. Túnel.

Tabla	7.3.	Continua	ación
-------	------	----------	-------

sample	MT3	MT9J	MT14	ET27	RET27	MT32-A	MT70	MT87	P13	P14	P15	P25	P32	P34
ррт		_												
La	28,00	24,40	11,50	30,80	29,00	30,9	26,8	35,7	26,00	35,50	29,10	50,80	23,90	15,7
Се	66,60	59,20	30,00	81,00	77,30	70,3	61,6	86,2	53,40	67,30	52,70	94,10	50,50	37,8
Pr	8,39	5,97	4,29	10,90	10,27	8,27	7,51	10,46	5,77	6,61	5,33	8,53	5,24	4,78
Nd	34,70	23,70	20,20	47,40	45,20	34,4	30,8	42,4	20,80	23,60	17,40	26,00	18,50	20
Sm	7,30	5,40	5,30	9,90	9,80	6,48	6,31	8,37	4,20	4,20	3,10	4,00	3,50	4,2
Eu	2,33	1, 39	1,56	2,75	2,58	1,65	1,6	2,13	1,39	1,19	0,88	1,13	1,14	1,17
Gd	5,86	4,94	4,19	8,69	8,34	5,11	4,99	8,59	3,67	3,18	2,13	2,49	2,94	3,74
ть	0,76	0,87	0, 67	1,38	1,30	0,81	0,76	1,04	0,63	0,45	0,37	0,35	0,51	0,6
Dy	3,92	5,30	3,56	7,36	7,04	4,22	3,62	4,91	3,33	2,28	1,94	1,86	2,44	2,92
Ho	0,66	1,05	0,60	1,38	1,28	0,78	0,66	0,9	0,65	0,45	0,34	0,38	0,50	0,52
Er	1,66	3,09	1,56	4,08	3,72	2,42	2,04	2,77	1,80	1,25	1,09	1,10	1,45	1,62
Tm	0,25	0,53	0,23	0,65	0,56	0,35	0,27	0,38	0,28	0,25	0,20	0,19	0,25	0,22
Yb	1,49	3,24	1,36	3,65	3,65	2,47	1,98	2,64	1,73	1,36	1,26	1,34	1,59	1,42
Lu	0,23	0,50	0,19	0,54	0,51	0,37	0,3	0,38	0,29	0,24	0,20	0,22	0,24	0,21

En el diagrama de SiO₂-K₂O (fig. 7.19b) se observa la tendencia rica en K₂O de la HU (campo de las rocas shoshoníticas), con relación K₂O/Na₂O mayor a 0,5 en la mayoría de los casos (tabla 7.3). Las rocas de la SPU, aunque no tan enriquecidas en este óxido, muestran asimismo una tendencia calco-alcalina de alto K. La relación K₂O/Na₂O en esta suite es inferior a 0,5 en la mayoría de los casos (tabla 7.3).

En las figuras 7.19a-b puede verse, además, que el melagabro cuarzoso (P34) presenta características intermedias entre la HU y *SPU* (también observable en el comportamiento de los demás óxidos), con lo cual, a pesar de sus notorias diferencias texturales con homblenditas y/o gabros de la HU, resulta algo dudosa la asignación de esta roca a la unidad calco-alcalina. Este inconveniente se ve magnificado por la no observación de relaciones de intrusión en el campo. De todos modos, como se verá más adelante en esta misma sección y en la siguiente, existen otros parámetros que sugieren que esta facies puede ser incluida en la suite de la península Ushuaia.

El resto de los diagramas de variación de elementos mayoritarios se muestran en las figuras 7.19c-h. Es muy notoria la divergencia entre las rocas de la HU y SPU en el diagrama AI_2O_3 – SiO₂. Mientras que la primera unidad muestra una ligera pendiente negativa (con cierta heterogeneidad en la distribución de los puntos correspondientes a rocas ultramáficas-máficas debido quizá a su carácter cumular, o bien a la abundancia de clinopiroxeno, apatita y magnetita y escasez de plagioclasa que hacen disminuir los tenores de Al), la SPU muestra un incremento significativo de AI_2O_3 con el incremento de SiO₂. Hacia el final de la diferenciación, ambas suites siguen una tendencia similar, de pendiente nula.



Fig. 7.19. Diagramas de variación de óxidos mayoritarios frente a SiO₂. (a) diagrama TAS con línea de división de campos alcalino y subalcalino de MacDonald (1968) y clasificación de rocas volcánicas (y algunos equivalentes plutónicos entre paréntesis) de Cox et al. (1979). (b) líneas de división de Rickwood (1989). Referencias: 1- hornblendita, 2- gabro / diorita, 3- dique sinmagmático gábrico en homblendita, 4-

monzodiorita-monzogabro, 5- sienita, 6- melagabro cuarzoso, 7- granodiorita, 8 andesita-dacita, 9meladiorita / melagabro cuarzoso (MT32-A), 10- tonalita de biotita y granate (MT9J), 11- lamprófiro (P13).

El CaO, Fe₂O₃t y TiO₂, por otro lado, muestran un decrecimiento continuo con el incremento de SiO₂, con todos los puntos muy bien alineados y sin quiebres (lo mismo se observa con los álcalis, aunque éstos aumentan en ese sentido). La presencia de algunos gaps dentro de las dos series de puntos (HU y *SPU*) denota simplemente la falta de representatividad en el muestreo, dado que no todas las litologías han sido analizadas (especialmente el gap observable entre monzodioritas y sienitas en la HU, y entre el melagabro y granodioritas en la *SPU*), y no una discontinuidad genética dentro de ellos. Con respecto a los tres óxidos mencionados arriba (a excepción quizá del hierro), sumados a MgO y P₂O₅ (figs. 7.19c, e, f, g, h), el tren de datos de la península Ushuaia muestra una sutil separación del tren de la HU, con contenidos algo mayores en todos ellos para un valor de SiO₂ determinado. Esta separación resulta aún más evidente cuando se combinan estos elementos de acuerdo a Debon y Le Fort (1988). En este gráfico (fig. 7.20a), quedan bien definidas las tendencias magnesífera de la *SPU* y ferrifera de la HU (y del resto del *MPF*); y se ve claramente, además, cómo el melagabro cuarzoso (P34) se ubica en el tren magnesífero de la primera.



Fig. 7.20a. División entre series magnesíferas, ferriferas y normales (a lo largo de la línea punteada) de Debon y Le Fort (1988). Las rocas de la SPU siguen una tendencia magnesífera, mientras que la HU y el resto del MPF (área rayada) siguen una tendencia ferrifera. Mismas referencias que en figura 7.19.

La diferente tendencia de ambas suites también queda demostrada en otro diagrama (AB) de Debon y Le Fort (1988) que combina el mismo parámetro B de la figura anterior con un índice de aluminosidad (A). En este diagrama (fig. 7.20b) las rocas de la *SPU* se ubican en el campo IV (rocas con biotita + anfibol \pm piroxeno), mientras que la HU (y el resto del *MPF*) lo hace en el campo V (rocas con clinopiroxeno \pm anfibol \pm biotita), situación que coincide con las observaciones petrográficas enumeradas en la sección anterior (ver tablas 7.1 y 7.2). Puede verse además en la figura 7.20b la ubicación de la tonalita de biotita y granate en el campo

de las rocas peraluminosas (valores de A positivos), en el límite entre los campos II y III (con biotita ± muscovita ± granate ± anfibol).



Fig. 7.20b. Diagrama AB de Debon y Le Fort (1988). Los campos I, II, y III corresponden a rocas peraluminosas, mientras que los campos IV, V y VI a las metaluminosas. Mismas referencias que en figura 7.19. Se indica además el resto del *MPF* con área rayada.

El P_2O_5 , por su parte, muestra un comportamiento particular para la HU. Hasta aproximadamente 51% SiO₂, aquel óxido presenta una tendencia horizontal, evidenciando una cristalización de apatita constante en

homblenditas y gabros-dioritas; mientras que a partir de ese valor de sílice, el contenido de P_2O_5 empieza a disminuir, mostrando que la apatita es cada vez menos abundante en las rocas más diferenciadas (desde monzogabros-monzodioritas en adelante, también visible en la moda, tabla 7.1).

Dado que el TiO₂ muestra una excelente correlación con la sílice, se ha empleado este óxido para graficarlo frente a los álcalis (de este modo se pueden incluir todos los datos de la tabla 7.3; fig. 7.21). Allí se ve el déficit de álcalis que muestran las rocas de la suite calco-alcalina.

Fig. 7.21. TiO₂ frente a suma de álcalis. Mismas referencias que en figura 7.19.

En el diagrama A/CNK – A/NK de Shand (1943) todas las muestras (HU y *SPU*) caen en el campo metaluminoso, excepto, como se anticipó en la figura 7.20b, la tonalita de biotita y granate la cual se ubica en el campo peraluminoso.



Se observa una correlación positiva entre el índice de diferenciación y el contenido de sílice para la HU y SPU, aunque los dos grupos de rocas no siguen las mismas trayectorias: la SPU tiende hacia contenidos mayores en SiO₂, demostrando su carácter sobresaturado (fig. 7.22). Esto enfatiza, por un lado, la relación genética existente dentro de cada grupo, y la desvinculación, por otro, de las rocas de Ea. Túnel y península Ushuaia.

La escasez de datos de elementos trazas no permite ver claras tendencias en ninguna de las dos suites cuando se los compara con SiO₂. En un diagrama SiO₂ vs Rb (fig. 7.23a), puede verse, no obstante, una correlación positiva entre ambos en las dos suites, pero las rocas de la *SPU* con tenores siempre inferiores en Rb para un

valor dado de SiO₂. El diagrama Zr – Y muestra, asimismo, una separación entre los datos de la HU y *SPU* (fig. 7.23b). Dado que el Zr es utilizado como indicador de diferenciación en algunas rocas basálticas (y de hecho muestra correlación positiva con la sílice en las dos suites aquí analizadas), se lo ha utilizado en esta figura para incluir las muestras sin datos de sílice de la tabla 7.3. Las rocas de la *SPU* muestran valores más bajos de Y respecto a la HU, para un valor determinado de Zr, y a su vez, más o menos constantes con la diferenciación. Esta observación puede reflejar simplemente la menor abundancia de titanita y apatita en la *SPU*, fases que incorporan Y (Wilson, 1989); de hecho la muestra con mayor contenido de Y en esta suite (MT32-A) es la de mayor contenido en titanita (ver tablas 7.1 y 7.2). O bien puede indicar una fuente (más) retentiva de Y (el cual tiene un comportamiento semejante al Yb) para las rocas de la península, lo cual implica que podría ser portadora de granate.



Fig. 7.22. Índice de diferenciación (ID = Q + Ab + Or + Ne normativos (CIPW)) vs SiO₂. Los triángulos amarillos corresponden a un lamprófiro (P13) y a una tonalita con biotita y granate (MT9-J). Modificado de Acevedo et al. (2002).

Los elementos trazas graficados en un diagrama araña (fig. 7.24) muestran el típico patrón aserrado con

enriquecimiento en elementos de bajo potencial iónico (Sr, K, Rb, Ba \pm Th) respecto a MORB, y picos negativos en Nb y Ta, característicos de magmas derivados de subducción (Wilson, 1989), también visible en los diagramas discriminatorios de ambiente tectónico (ver Capítulo 12). Si bien la HU y la *SPU* tienen patrones semejantes, algunas diferencias pueden destacarse también en la figura 7.24 entre ambas suites. En general, la *SPU* muestra contenidos en (Th, Ta y Nb)_N algo mayores y en (Ti, Y e Yb)_N menores que la HU. La concentración de elementos HFS (como ser los seis mencionados) está controlada por al composición de la fuente y por los procesos cristal-líquido que actuaron durante la evolución de la roca (Rollinson, 1993). Por lo tanto, si bien no es inequívoco, esta diferencia observada en la concentración de elementos de alto potencial iónico puede ser una evidencia más a favor de un origen no común para estas suites, en fuentes diferentes (ver Capítulo 12).

Los contenidos en Cr y Ni son bajos en ambas suites, aunque la HU muestra los tenores más bajos, comparables a los del *PDM*. Los valores oscilan entre 7-200 ppm Cr y 5-102 ppm Ni en la HU, y 14-411 ppm Cr y 5-105 ppm Ni en la *SPU*, siendo mayores en las rocas más básicas.

Las tierras raras (normalizadas a condrito) muestran, asimismo, algunas diferencias entre las dos suites en cuestión (fig. 7.25). Si bien los comportamientos de ambos grupos siguen patrones similares, las rocas de la HU muestran un enriquecimiento en MREE y HREE, y empobrecimiento en LREE respecto a la SPU. Las curvas que define la primera suite son idénticas a las del PDM (comparar con figura 6.20), por lo tanto los procesos que explican tal comportamiento serían los mismos. De este modo, el empobrecimiento en LREE, más marcado en las rocas más básicas, y enriquecimiento en MREE, se debe a la elevada concentración de homblenda y en menor medida a clinopiroxeno e ilmenita. Por otro lado, el enriquecimiento en La y Ce de la *SPU*, está reflejando la presencia de allanita, especialmente en las andesitas y dacitas.



Fig. 7.23. Diagramas de variación de elementos trazas. Mismas referencias que figura 7.19.



Fig. 7.24. Diagrama arafia para elementos trazas normalizados a MORB (Pearce, 1983).

En general, la SPU define un patrón algo cóncavo hacia arriba, para las MREE y HREE, mientras que la HU presenta una tendencia plana en el sector de HREE del diagrama. La primera de estas suites muestra un enriquecimiento de LREE respecto a HREE mucho más marcado que la HU ((La/Yb)_N 7,4-25,4 y 5,3-12,6, respectivamente; factores de normalización de Nakamura, 1974). Este hecho sugiere, una vez más, la posibilidad de una fuente portadora de granate para los magmas generadores de la SPU.



Fig. 7.25. Diagrama araña de tierras raras, normalizadas a condrito (Nakamura (1974). La muestra MT32-A no fue considerada para delimitar las áreas sombreadas en ambas figuras.

Nuevamente, no se observa anomalía en Eu, o bien es muy sutil y negativa en la *SPU*. Este fenómeno se explica de la misma manera que en el *PDM*, invocando condiciones oxidantes durante la cristalización.

Tres comentarios finales con respecto a las tierras raras. En primer lugar, puede observarse en la figura 7.25 que la curva que define la tonalita de biotita y granate (MT9J) es similar a los monzogabros / monzodioritas de la HU, salvo por el obvio mayor contenido en HREE, dada la participación de granate en su paragénesis. Esta observación sugiere una vinculación genética entre ellas, posiblemente por importante asimilación de material metapelítico por parte de rocas gabroides. En segundo lugar, la monzodiorita / monzogabro cuarzoso de Ea. Túnel (MT32-A), la cual posee características petrográficas y químicas con cierta afinidad a la SPU, muestra aquí un

patrón de REE que no contribuye a definir su situación (por tal motivo se grafica esta curva en los dos gráficos de la figura 7.25). Por un lado muestra un enriquecimiento en MREE y HREE similar a la HU, pero a su vez, presenta una pendiente más inclinada en el tramo La – Pr, característico de la *SPU*. Finalmente, el lamprófiro muestreado en península Ushuaia (P13), presenta un patrón de REE indistinguible de la *SPU*. La similitud geoquímica con esta suite también se aprecia en los diagramas Harker (figs. 7.19a-h), por las tendencias definidas en las figuras 7.20a-b y su patrón de elementos trazas (fig. 7.24). Esto sugiere que los lamprófiros y la *SPU* podrían ser cogenéticos, hecho que sería de gran utilidad ya que en este caso representaría el líquido parental del cual derivaron por diferenciación las rocas hoy visibles en la península.

7.5- QUÍMICA MINERAL

7.5.a- Características de las principales fases minerales

De todo el rango litológico que comprende la HU, sólo se analizaron por microsonda electrónica una piroxenita hombléndica (MT61) y una monzodiorita (MT89) de Ea. Túnel, que complementan la información existente en la literatura. Acevedo (1996) presenta datos de homblendas de homblenditas de la HU y de una homblendita y melagabro (en el límite con rocas ultramáficas) de península Ushuaia (U30 y U31) cuyas características petrográficas y geoquímicas muestran cierta ambigüedad entre la HU y *SPU*. Acevedo et al. (2002) proporcionan análisis de piroxenos de una de estas muestras (U30). Por lo expresado en la sección anterior, los datos de estas muestras (U30 y U31) no serán tenidos en cuenta tampoco en este caso. Los únicos análisis de química mineral de la *SPU* corresponden a plagioclasas de una feno-andesita de península Ushuaia (U35), obtenidos por D. Acevedo (datos sin publicar), y cedidos al presente autor.

La composición química de todas las fases analizadas puede verse en las tablas A2-6 – A2-11 (Anexo 2). Un resumen de la composición mineral se presenta aquí en la tabla 7.4.

Sólo se cuenta con análisis de feldespatos de la monzodiorita y feno-andesita. Los resultados se grafican en la figura 7.26. En la Sección 7.3.a ya se anticipó la evolución de la plagioclasa en la primera de estas rocas, desde cristales de aparición temprana, de mayor tamaño y euhedrales, con núcleos de composición An₅₃₋₄₂, los cuales se hallan rodeados por una fracción de plagioclasas más fina, también euhedral de composición An₃₄₋₃₁. Esta misma composición caracteriza las zonas más externas de los cristales mayores. Intersticialmente entre estos cristales aparece una plagioclasa más sódica y feldespato potásico (además de cuarzo), anhedrales, de composición An₃₄₋₁₅ (la plagioclasa) y Or₉₆₋₈₇ (el feldespato alcalino). Comparando estos resultados con los del *PDM*, la composición de las plagioclasas euhedrales son semejantes a las de monzonitas, abarcando todo el campo de la andesina, mientras que la fase

intersticial en MT89 se corresponde con aquella de los cristales prematuros de sienitas (comparar con figura 6.22).

Tabla 7.4. Análisis químicos (promedio) efectuados por microsonda electrónica de los principales silicatos presentes en la HU.

Plagioclasa				Piroxeno			Anfibol					
Label	MT89	MT89	U35	Label	MT61	MT89	Label	MT61	MT89	ET1 [®]	ET2ª	U23"
Label Textura SiO2 TiO2 Al2O3 Fe2O3 MgO CaO Na2O K2O Sum Ox%	MT89 euh 58,04 0,02 25,76 0,00 7,86 6,82 0,17 98,84	MT89 inst 63,74 0,02 22,23 0,15 0,00 5,42 8,45 0,24 100,25	U35 65,41 0,01 20,35 0,05 0,01 1,83 9,89 0,22 97,76	Label SIO2 TiO2 Al2O3 Cr2O3 Fe2O3(c) FeO(c) MnO MgO CaO Na2O Na2O	MT61 48,63 0,79 4,88 0,03 4,86 3,70 0,20 13,15 23,87 0,32	MT89 52,13 0,16 1,45 0,02 3,01 6,53 0,81 12,33 22,97 0,31	Label SIO2 TiO2 AI2O3 Cr2O3 Fe2O3(c) Fe0(c) MnO MgO CaO Na2O K2O	MT61 40,10 1,91 13,67 0,03 3,72 7,41 0,17 13,80 12,45 2,02 1,48	MT89 44,30 1,19 9,14 0,03 5,85 11,59 0,55 11,45 11,82 1,33 1,05	ET1* 40,26 1,94 12,88 0,00 5,26 11,48 0,45 10,28 11,45 1,99 1,25	ET2* 40,94 1,84 11,43 0,01 5,34 12,81 0,42 9,96 11,31 1,95 1,39	U23* 40,29 1,77 12,01 0,00 4,72 11,09 0,28 11,32 2,02 1,30
Ab An Or	60,42 38,60 0,98	73,08 25,63 1,30	89,54 9,17 1,28	K2O Sum Ox% Wo(Ca) En(Mg) Fs(Fe ²⁺ +Mn) #Mg	0,00 99,85 49,54 37,97 12,48 0,88	0,01 99,73 47,93 35,77 16,30 0,75	NiO H2O(c) Sum Ox% # Mg Acevedo, 1	0,03 2,02 98,80 0,77 1996.	0,04 2,02 100,36 0,64	97,23 0.62	97,40 0.58	97,37 <u>0.65</u>

#Mg es Mg/(Mg+Fe²⁺). Los parámetros Wo, En y Fs fueron calculados según Morimoto (1989) con fórmula estructural normalizada a 4 cationes. Litologías: ver tabla 7.3. Además, y MT61: piroxenita hombléndica, MT89: monzodiorita. ^a datos de Acevedo (1996).

El filón feno-andesítico presenta fenocristales de plagioclasa de composición An₁₀₋₈ (albita), más sódicos de lo que se pudo apreciar por métodos ópticos (sección 7.3.b). El único fenocristal de feldespato alcalino analizado presenta una composición Or₁₉Ab₇₃An₈. El elevado contenido de Ca (desplazamiento hacia el interior del triángulo Or-Ab-An), por un lado, o el elevado porcentaje en Ab, por otro, reflejan las altas temperaturas de formación de este mineral (Barth, 1956), conservadas a causa de la elevada tasa de enfriamiento, como sucede en cuerpos de escaso volumen y emplazados en condiciones poco profundas.

Fig. 7.26. Composición de feldespatos en una monzodiorita de la HU y un filón feno-andesítico de la SPU.

Los piroxenos corresponden en todos los casos a diópsidos (según clasificación de Morimoto, 1989), tal PDM. como ocurre en el La composición de éstos varía de Wo_{49.5}En_{36.0}Fs_{12.5}, con #Mg 0,88, en la piroxenita hombléndica (MT61), 8 WO47,9En35,8Fs16,3, con #Mg 0,75 para 📠



los piroxenos de la monzodiorita. De este modo, se aprecia una evolución discreta

hacia el extremo Fs del cuadrilátero (fig. 7.27) desde piroxenitas a monzodioritas, como ocurre en asociaciones shoshoníticas (Morrison, 1980).



Fig. 7.27. Clasificación de piroxenos según Morimoto (1989). El área delimitada corresponde a los clinopiroxenos de asociaciones shoshoníticas (Morrison, 1980).

El contenido de Al y Si de los clinopiroxenos disminuye desde piroxenitas hacia monzodioritas, mimetizando el comportamiento descripto en roca total. Los individuos de la piroxenita se ubican en el campo de piroxenos alcalinos (de rocas sin feldespatoides), mientras que aquellos de la monzodiorita caen en el campo de las rocas toleíticas, aunque algunos datos muy próximos al campo alcalino (fig. 7.28a). En el diagrama Ca+Na vs Ti, nuevamente, casi la totalidad de los puntos caen en el campo de basaltos alcalinos (fig. 7.28b).



Fig. 7.28. (a) Variación del Si con respecto al Al del clinopiroxeno de la HU. Los puntos de piroxenitas caen en el campo de rocas alcalinas sin feldespatoides de Kushiro (1960). Mismas referencias que en figura 7.27. (b) Diagrama de Ca + Na vs Ti para clinopiroxenos de basaltos alcalinos (A) y subalcalinos (SA) de Leterrier et al. (1982). Todas las muestras con el mismo símbolo. El área sombreada corresponde a los clinopiroxenos del *PDM*.

Los óxidos SiO₂, FeOt y TiO₂ graficados frente a #Mg de los piroxenos muestran un comportamiento como el observado en el *PDM*. Los dos primeros aumentan con el decrecimiento de #Mg, mientras que el tercero disminuye en este sentido (fig. 7.29). El comportamiento opuesto del FeOt con la evolución de los piroxenos comparado con la evolución del magma muestra aquí también que la disminución de este óxido hacia las rocas más diferenciadas está controlado principalmente por magnetita-ilmenita y no por piroxenos.

Los anfiboles analizados en la HU son todos cálcicos (homblendas), y dentro de este grupo, según la clasificación de Leake et al. (1997), la mayoría de los datos clasifican como magnesiohastingsitas (piroxenitas Y homblenditas) Y magnesiohomblendas (monzodioritas). Con menor frecuencia los anfíboles corresponden a pargasitas (piroxenitas, homblenditas y monzodioritas) y edenitas (homblenditas y monzodioritas) (fig. 7.30; tabla A2-8, Anexo 2).



Fig. 7.29. Variación de SiO₂, TiO₂ y FeOt (FeO+Fe₂O₃*0,8998) con respecto a #Mg (100*Mg/(Mg+Fe^{2*}) en el clinopiroxeno. Mismas referencias que en figura 7.27.

Fig. 7.30. Diagramas de clasificación de anfiboles de Leake et al. (1997). Abreviaciones de los campos representados: MH, magnesiohastingsita (Fe³⁺>Al^{VI}); P, pargasita (Fe³⁺<Al^{VI}); E, edenita; MHb, magnesiohomblenda.

Todos los datos graficados en un diagrama Si vs Al^{VI} (fig.7.31), que discrimina entre anfiboles ígneos y metamórficos caen dentro del campo de anfiboles ígneos.

El contenido en K₂O de los anfíboles de la HU es elevado (1,58-0,90%), aunque algo más bajo comparado con los anfíboles del *PDM*. Éste, junto al Na₂O y TiO₂ muestran un decrecimiento progresivo con el incremento de SiO₂ (fig. 7.32), tendencia que refleja, como se indicó en la sección 6.4.a, un paulatino decrecimiento en la temperatura de formación del anfíbol. El contenido en estos dos últimos óxidos de los

anfiboles de la HU (2,12-1,20% y 2,24-1,01%, respectivamente) es, no obstante, semejante al de los mismos minerales en el *PDM* (comparar con figura 6.28).



Fig. 7.31. Campos para los anfiboles (gneos (área rayada) y metamórficos (punteado) en el diagrama Si vs ^{VI}Al de Leake (1965). Los anfiboles de la HU caen en el campo de las rocas (gneas (celeste: piroxenitas, amarillo: homblenditas, rosa: monzodiorita).



7.5.b- Parámetros físicos de la cristalización (T y P)

En la sección 6.4.b se introdujeron los fundamentos teóricos de los diversos geobarómetros y geotermómetros de aplicabilidad en las rocas que se estudian en este trabajo, por lo tanto, aquí sólo se presentarán los resultados obtenidos a partir de aquellas fórmulas, y la correspondiente interpretación geológica.

7.5.b.1- Presión

Si se utiliza el método del contenido de aluminio total en la hornblenda para los cálculos de presión, se tienen los mismos inconvenientes que en el *PDM*, ya que no todas las muestras presentan la paragénesis requerida (la única que cumple las condiciones es la monzodiorita MT89). De todos modos, al aplicar las ecuaciones correspondientes, se observa en la HU la misma disminución en la presión que en

aquel plutón, desde las rocas menos a más diferenciadas, y en el mismo rango inclusive. Dado que para el *PDM* se demostró la validez de esta disminución de presión con la diferenciación, se sugiere lo mismo para la HU.

La presencia de la SPU (que, como se vio, representa condiciones someras de emplazamiento) aflorando en el mismo nivel estructural que la HU, es otro indicador de levantamiento tectónico previo a los 100 Ma.

Utilizando la ecuación de Schmidt (1992), las presiones obtenidas (\pm 0,6 kbar) son las siguientes: piroxenitas (MT61) 8,40 kbar; homblenditas 7,31 kbar (Acevedo, 1996) y monzodioritas (MT89) 4,60 kbar. Por analogía con el *PDM*, podría esperarse presiones aún menores para las venas finales monzoníticas-sieníticas. Esta disminución de presión sería, igual que en el *PDM*, cualitativa, ya que el único valor certero de presión disponible es el de la monzodiorita (MT89); es decir, presiones desde 8,4 kbar podrían estar sobreestimadas (por las limitaciones del método, ver sección 6.4.b), pero sin embargo estas rocas menos diferenciadas podrían haber cristalizado a presiones igualmente mayores que las monzodioritas, como lo sugieren la presencia de epidoto primario en homblenditas y, por otro lado, un menor contenido en Al^T en el piroxeno de la monzodiorita respecto a rocas menos diferenciadas (Nimis, 1995; ver tabla 7.4 y Anexo 2). Más detalles sobre este terna se dan en la Secciones 7.6 y 12.2.

7.5.b.2- Temperatura

Los geotermómetros que pueden aplicarse en la HU son los mismos que se utilizaron en el PDM, dada la similitud paragenética entre ambos cuerpos.

Uno de ellos contempla la sustitución edenítica entre el par plagioclasa-homblenda (Blundy y Holland, 1990; Holland y Blundy, 1994). La única muestra analizada que cumple los requisitos indicados por estos autores es la monzodiorita (MT89). Según los termómetros A y B (cualquiera de los dos puede utilizarse ya que la paragénesis contiene cuarzo y feldespato alcalino) de Blundy y Holland (1994), las temperaturas de homogenización del par mineral son 796 - 767 °C, respectivamente (a 4,60 kbar).

Las temperaturas obtenidas utilizando piroxenos con el método gráfico de Lindsley (1983) y Lindsley y Andersen (1983), siguiendo el mismo procedimiento que en el *PDM* (fig. 7.33), permiten incluir otras muestras en los cálculos, ya que todas cumplen con la única premisa de que los componentes del cuadrilátero (Wo+En+Fs = Q) no sean inferiores a 90%. En este caso todas superan el 97,3% de Q. Los resultados (temperaturas mínimas) son: 905 °C en una piroxenita hombléndica (MT61) y 559 °C en la monzodiorita (MT89).

Si se comparan las dos temperaturas obtenidas para la monzodiorita (termómetros A y B de Blundy y Holland, 1994 y método gráfico de Lindsley, 1983), nuevamente se tiene una diferencia de ~200 °C a ~240 °C, como ocurrió en el capítulo anterior. Teniendo en cuenta que utilizando sólo un piroxeno con el método gráfico se obtienen temperaturas mínimas, es de esperar entonces que los piroxenos de las rocas ultramáficas hayan cristalizado a temperaturas próximas a 1100-1200 °C.



Fig. 7.33. Composición de clinopiroxenos según parámetros Wo-En-Fs, obtenidos de acuerdo a Lindsley (1983), superpuestos a las isotermas calculadas por Lindsley y Andersen (1983), para 10 kbar. Celeste: piroxenita hombléndica (MT61), rosa: monzodiorita (MT89).

Acevedo (1996) presenta datos de temperaturas para rocas hornblendíticas

de la HU dentro del rango 975-1260 °C. Si bien el primer dato se acerca con la temperatura mínima obtenida con el método de Lindsley (1983), y el segundo con la estimada en el párrafo precedente, ambos fueron obtenidos utilizando el método de Helz (1979), que como se indicó en la Sección 6.4.b.2 del capítulo anterior, no es aplicable a estas rocas.

7.6- METAMORFISMO DE CONTACTO

La roca de caja es la unidad denominada Fm. Yahgán (Kranck, 1932). En esta localidad se constituye por pizarras con una fina alternancia (capas de orden milimétrico a centimétrico) de bandas claras y oscuras de origen clástico y piroclástico, cortadas por venillas milimétricas de cuarzo. Se trata de limolitas con matriz de cuarzo, feldespato y filosilicatos (clorita-sericita?), con clastos dispersos de tamaño arena, constituidos por plagioclasa ± feldespato alcalino y cuarzo, y areniscas finas a muy finas compuestas también por feldespatos y cuarzo. En las rocas más finas hay importante participación de material carbonoso. Las piroclastitas mencionadas son tobas con cristaloclastos de plagioclasa ± cuarzo y feldespato (composición andesítica). El grado metamórfico alcanzado por estas rocas es de prehnita-pumpellyita, definido por Katz y Watters (1966) en isla Navarino y Caminos (1980) en la isla Grande.

Acevedo et al. (1989) mencionan la presencia de bt + ms + grt \pm ep como producto del metamorfismo térmico en los alrededores de la HU, de crecimiento postcinemático. En el NO de la isla Navarino, en la aureola causada por la intrusión de los plutones Castores y Santa Rosa, Hyades (1887) cita la presencia de grt + and. Este último también es citado por Nordenskjöld (1905) en esquistos de los alrededores de Ushuaia.

En la península Ushuaia, Acevedo (1988) menciona la presencia de ms + bt + grt en la aureola de contacto de las apófisis intrusivas que allí afloran. En esta misma localidad, Elztein (2004) agrega cordierita y clinoanfíbol a la paragénesis metamórfica.

El estudio del metamorfismo térmico durante este trabajo llevado a cabo en la aureola de la HU permite ampliar las observaciones de Acevedo et al. (1989).

Las rocas encajantes en el contacto directo con el intrusivo y hasta unos 10-15 m de distancia con éste, muestran una recristalización importante, con aumento de tamaño de grano (hasta ~500 μ m) y desarrollo de abundante biotita y granate. La mineralogía consiste en qtz + bt + grt + pl ± and ± sil ± ms, en una textura granoblástica (fig. 7.34). Esta paragénesis de mayor grado fue observada en la aureola en los contactos con rocas gabroides y ultramáficas (extremos SO, SE, E y NE de la HU), pero no en el contacto con monzodioritas (extremo NO). La abundancia de biotita le otorga una coloración rojizo-violácea a la roca.

Un enclave metasedimentario en la tonalita granatífera muestra una paragénesis constituida por grt + bt + cum (?).

Fig. 7.34. Paragénesis de mayor grado metamórfico en la aureola de la HU. Muestra tomada muy próxima a la tonalita granatifera (SO del plutón). Además de los minerales indicados, la roca presenta pl + qtz \pm sil \pm ms. Nicoles paralelos, barra 200 µm.

Envolviendo a esta zona de mayor grado, se desarrolla una mucho más amplia caracterizada por menor grado de



recristalización y de supresión de estructuras previas, progresivamente con la distancia al cuerpo ígneo. La paragénesis de contacto incluye bt + grt, además de pl + qtz ± kfs presentes en la roca original. En una única muestra (a 400 m del contacto) se observó escasa andalucita, junto a los minerales mencionados. El granate es euhedral, y no se observan signos de rotación de granos, de modo que sugieren un crecimiento post-cinemático. Las biotitas crecen siguiendo la esquistosidad de la roca. La amplitud de esta aureola pudo determinarse en unos 600 m al Este del plutón y de por lo menos 400 m al N.

Más hacia el Este aún, a unos 3 km del contacto, las pizarras registran la presencia de biotita como único mineral índice del metamorfismo de contacto.

Comparando esta aureola térmica con la del *PDM*, se destaca la abundancia de granate y la ausencia de cordierita en la primera. El primero de estos factores puede representar simplemente una diferente composición del protolito (como fue sugerido en la Sección 6.6), y no condiciones de mayor presión. El grado metamórfico alcanzado en la aureola de la HU sería el mismo que en el *PDM* (Serie de facies 1; Pattison y Tracy, 1991), con una paragénesis que sugiere presiones no superiores a los 2-3 kbar y con temperaturas quizá un poco más elevadas, a juzgar por una aparición más conspicua de sillimanita y por el aparente grado de anatexis logrado en el encajante del extremo SE del plutón (ver siguiente). La discrepancia entre el rango de presión estimado para la aureola de contacto y los valores obtenidos con el geobarómetro, puede interpretarse del mismo modo que en el *PDM*, es decir, que posiblemente existían reservorios de magma a grandes profundidades en la corteza

fraccionando cristales de homblenda (entre otras fases). Estos magmas parcialmente cristalizados luego ascendían por conductos y alimentaban cámaras más someras donde se producía acumulación de cristales.

La tonalita de biotita y granate

Las características mencionadas en la descripción correspondiente a estas rocas (Sección 7.3) sugieren que pudo haber tenido lugar un fenómeno de fusión parcial del encajante, muy localizado, y que el líquido producido se mezcló con el magma diorítico, resultando en un producto híbrido entre ambos extremos.

Riesco et al. (2004) mencionan un caso similar al presentado aquí en el NE de España, y lo interpretan mediante fusión parcial del encajante (~10% de fundido) en la porción más próxima al contacto con un intrusivo diorítico-gábrico. Debido a la ausencia de leucosoma en el hornfels, estos autores sugieren que el fundido generado ha migrado y mezclado con el magma gábrico, dando lugar a la generación de tonalitas en las partes más externas del plutón, caracterizadas por una mineralogía extraña, con cordierita y granate (fases también presentes en la aureola metamórfica de aquella localidad).

Un fenómeno de asimilación similar es mencionado también por Kranck (1932) en isla Santa Inés (Chile), donde observa granitos con facies de borde con granate; y en península Dumas (Chile), describe dioritas en contacto de asimilación con migmatización de la Fm. Yahgán (con granate).

Para fundir rocas metapelíticas basta con alcanzar un umbral de 670 °C, en presencia de agua (e.g. Riesco et al., 2004), el cual es considerablemente superado por la inyección de magmas diorítico-gábricos (ver sección anterior). Teniendo en cuenta además de que se trata de magmas hidratados, las condiciones para la anatexis serían más favorables aún.



Lago Fagnano. Al fondo y centro de la foto el Co. Jeu-Jepén, desde el Mte. Kranck.

Co. JEU-JEPÉN

8. CERRO JEU-JEPÉN

8.1- INTRODUCCIÓN

El cerro Jeu-Jepén constituye una elevación aislada de 704 msnm, en el extremo NO de la sierra de Lucio López, a 3 km al S de la cabecera del lago Fagnano. Las coordenadas Gauss Krugger (datum WGS84) centrales son 1613000-3950000. Se accede por la Ruta Nacional 3, recorriendo desde la ciudad de Ushuaia unos 100 km, o 10 km desde Tolhuin. Luego deben recorrerse en dirección SE unos 5 km por la ruta provincial 27 (fig. 2.2).

El cerro está constituido principalmente por metapelitas negras de la Fm. Beauvoir, cuya edad se atribuye, a partir del contenido de *Inoceramus* y *Aucellina*, al Cretácico inferior (Olivero et al., 1999). En su faldeo occidental asoma un pequeño stock predominantemente monzonítico de 1,7 x 0,9 km², en el cual se han desarrollado obras de cantereo para la extracción de bloques (fig. 8.1).



Fig. 8.1. Mapa con afloramientos de rocas ígneas en el Co. Jeu-Jepén. La flecha indica la localización de la cantera.

Este cuerpo representa la parte cuspidal de un plutón de mayores dimensiones que permanece en el subsuelo. Se conserva el techo de esta apófisis, representado por metapelitas transformadas a homfels. El intrusivo, inmediatamente por debajo de este paquete metamórfico, se encuentra muy alterado, transformado totalmente a un material deleznable; el origen de esta alteración, como se verá más adelante, se piensa que es debido a acción de fluidos concentrados al final de la cristalización en el techo de la cámara magmática. El mapa aeromagnético de la provincia de Tierra del Fuego (Hoja 5566-I, SEGEMAR, 1998) muestra anomalías positivas que abarcan un área mucho más extensa que el sector de afloramientos del cerro Jeu-Jepén (parcialmente observables en fig. 3.1), insinuando un mayor desarrollo del cuerpo en subsuelo. El modelado magnético y gravimétrico ha revelado para el plutón una geometría dada por dos cúspides en las porciones más someras, y raíces ubicadas hasta 8 km de profundidad (Cerredo et al., 2000, 2005; Tassone et al., 2005).

El área del cerro Jeu-Jepén está caracterizada por corrimientos orientados ONO-ESE con vergencia hacia el norte (Lodolo et al., 2000, 2002), que afectan tanto a la unidad cretácica donde se aloja el intrusivo como a la Formación Río Claro del Eoceno Medio a Superior (Olivero et al., 1999 y trabajos allí citados). Estas estructuras de la compresión Ándica fueron reactivadas más tarde por fallas transcurrentes de orientación O-E, con fuerte componente sinistral (SFMF; Menichetti et al., 2001a y b). Según Lodolo et al. (2002), el cuerpo intrusivo presenta evidencias tanto de la tectónica compresiva como de la transtensiva.

Baraldo et al. (2002) proponen un basculamiento del intrusivo hacia el N de 34° según un eje subhorizontal de rumbo O-E, y una rotación antihoraria de 27° según un eje vertical. Ambos movimientos son compatibles con el esquema tectónico de la región, que comprende la existencia de movimientos transtensivos sinestrales a lo largo del sistema de fallas transcurrentes Magallanes-Fagnano (SFMF; límite entre las placas Sudamericana y Scotia), en concordancia con las observaciones de Cunningham (1993b, 1995) y Klepeis (1994a).

8.2- ANTECEDENTES

Las primeras menciones sobre rocas plutónicas en el área fueron hechas por Camacho (1948) y Petersen (1949). En sus respectivas obras describen la presencia de un stock diorítico en el faldeo occidental del cerro, recubierto por esquistos de la Fm. Beauvoir, transformados a hornfels cordierítico.

Más tarde Caminos (1980) y Caminos et al. (1981) dan una descripción más amplia de la litología de este intrusivo. Así, extienden el rango composicional del cuerpo a dioritas, monzonitas y sienitas, más inclusiones máficas subredondeadas en estas rocas y diques básicos. Acevedo et al. (2000, 2004) mencionan además la presencia de bolsones dioríticos portadores de granate. Caminos et al. (1981) sugieren una edad post- Cretácico inferior para las plutonitas del cerro Jeu-Jepén, posteriores al plegamiento de los sedimentos del Cretácico inferior a los que intruye (Caminos et al., 1981). Acevedo et al. (2000) obtienen una edad K/Ar roca total en diorita de 93 ±4 Ma.

Petersen (1949), Caminos (1980), Caminos et al. (1981), Acevedo et al. (2000, 2004) correlacionan a las rocas del cerro Jeu-Jepén con las "Dioritas Andinas" de Kranck (1932), que afloran al sur del canal Beagle y a lo largo del archipiélago chileno (el BPA). Acevedo et al. (2000), además, vinculan a este cuerpo plutónico a un ambiente de subducción, donde los magmas así generados habrían evolucionado más

tarde por procesos de cristalización fraccionada, más "autometasomatismo" dado por intrusión de líquidos sieníticos en dioritas, dando como resultado un híbrido monzonítico. Por su parte, Cerredo et al. (2000, 2005) indican una geoquímica alcalina - shoshonítica para el cerro Jeu-Jepén y asumen, en base a esto y a su posición cercana al sistema de fallas Magallanes-Fagnano, que su origen se relaciona a un régimen transtensivo asociado a este sistema de fallas (Cerredo et al., 2000; Tassone et al., 2002). De este modo, establecen la primera separación genética con las rocas del Batolito Patagónico Austral. Posteriormente, Acevedo et al. (2004) asumen el carácter alcalino del intrusivo al proceso de enriquecimiento en K por la autointrusión de líquidos sieníticos, y que su ubicación cercana al sistema transcurrente es "producto de la casualidad". Finalmente, González Guillot et al. (en prensa) ubican a este cuerpo dentro del *Complejo de Rocas Shoshoníticas* de Tierra del Fuego (*CRS*), nombre reemplazado en esta Tesis por *Magmatismo Potásico Fueguino (MPF*) (ver Capítulo 1).

Acevedo et al. (2004) proponen el nombre formacional de Diorita Jeu-Jepén para este intrusivo.

8.3- EL CUERPO INTRUSIVO DEL CERRO JEU-JEPÉN

Desde el punto de vista litológico, este intrusivo presenta gran similitud con el resto de los plutones de la suite potásica. Están presentes todo el rango composicional, incluyendo: piroxenitas, homblenditas, dioritas / gabros, monzodioritas, monzonitas, sienitas, sienitas alcalifeldespáticas y lamprófiros (fig. 8.2). Existen, sin embargo, algunas diferencias en cuanto a la disposición y abundancia relativa de estas litologías. Las rocas ultramáficas están representadas por pequeñas escamas de unos 20-30 m de longitud (fig. 8.3), o bien por numerosos autolitos de 5-20 cm de diámetro alojados en dioritas / gabros y principalmente monzonitas. La diferencia más importante radica en una mayor abundancia de feldespato potásico (González Guillot et al., 2007a). En este sentido, esta localidad, junto con el *Intrusivo del Mte. Kranck*, son las únicas donde las monzonitas dominan sobre el resto de las litologías, y además, poseen un mayor contenido en feldespato alcalino, conformando localmente sienitas. Las venas póstumas también son ricas en feldespato potásico, de modo que clasifican como sienitas y sienitas alcalifeldespáticas, según la clasificación modal propuesta por la IUGS.

Otra particularidad del intrusivo del Co. Jeu-Jepén es la casi ausencia de homblenda en sus componentes, a excepción de las rocas ultramáficas (tabla 8.1).

El grupo litológico dominante es una monzonita grisácea de grano grueso (fig. 8.3 y ver Anexo 3), no sólo en los frentes de cantera, sino en el resto de los afloramientos, cubiertos por bosque. Por lo tanto, el nombre de "Diorita Jeu-Jepén" introducido por Acevedo et al. (2004) debería reemplazarse por "*Monzonita Jeu-Jepén*" (*MJJ*). Las dioritas, como puede verse en la figura 8.3, representan sólo pequeñas porciones de roca (¿Mega-autolitos?) envueltos por la masa monzonítica-sienítica.



Fig. 8.2. Diagrama QAP de muestras representativas del Co. Jeu-Jepén. Los círculos negros corresponden a venas y venillas póstumas.

A pesar de que la geología del intrusivo del Co. Jeu-Jepén ha sido considerada en trabajos previos (ver antecedentes), su descripción petrográfica es en todos los casos bastante somera, por lo que en los

párrafos siguientes se profundiza un poco más sobre este tema.

Tabla 8.1. Análisis modal de la Monzonita Jeu-Jepéi

Muestra	Lito	KTs	PI	Qtz	HIDI	Срх	Bt	Spn	Ap	Opq	Zrn	Ep	Otros*	тот	11%	Q	A	P
H20	mzd	21,8	57,1	•	•	7,7	8,7	1,2	1,4	2,2	•	•		100,0	21	0	28	72
H23	sie fk (v)	95,0	2,5			0,7		0,6	tr	1,2				100,0	3	0	97	3
H24	sle (v)	79,3	17,5			0,6	0,4	tr	0,1	1,6	0,1		0,3	100,0	3	0	82	18
H26	mzd/mzg	11,8	48,2			16,4	14,6	1,0	0,4	5,5			2,0	100,0	40	0	20	80
H28	gab (bsn)		16,5		31,8	36,3	6,4		2,5	5,6			8,0	100,0	83	0	0	100
H31	men	44,6	42,7		0,1	4,8	5,5	0,4	t i	2,0				100,0	13	0	51	49
H38	dio/gab	4,7	53,1		0,4	20,0	18,3		0,4	3,2				100,0	42	0	8	92
H47	m2 n	32,7	54,9		2,9	5,4	0,3	0,8	0,3	2,8				100,0	12	0	37	63
H49	men	36,6	46,1			9,5	3,8	1,2	0,6	2,2				100,0	17	0	44	56
H51	men	34,5	46,5		0,2	5,7	5,6	0,9	0,5	2,8			3,3	100,0	19	0	43	57
H56	dio		48,7		17,8	18,7	10,5		0,4	3,8				100,0	51	0	0	100
H64	gab (bsn)	-	58,0		9,9	16,6	4,1	•	4,6	6,8	•	-		100,0	42	0	0	100

* A no ser que se especifique, otros representa minerales máticos alterados irreconocibles

gab: gabro, dio: dionita, mzg: monzogabro, mzd: monzodionita, mzn: monzonita, sie (fit): sienita (elcelifeidespática),

(v): vena/venilla (ben) bolsón gábrico en ultramafila

H26 y H64: enclave en monzonita

8.3.a- Descripción litológica y petrográfica

ROCAS ULTRAMÁFICAS. Consisten, como se dijo previamente, en dos escamas de 20-30 m de longitud en la base de la cantera, en contacto con dioritas / gabros, a su vez alojadas dentro de la masa monzonítica-sienítica (fig. 8.3). Además, se presentan como numerosos autolitos en las rocas más diferenciadas (fig. 8.4a). Están representadas principalmente por homblenditas, pero también están presentes homblenditas piroxénicas y piroxenitas hombléndicas, ambas litologías sólo como autolitos.

Son rocas oscuras de grano medio a grueso (hasta 1 cm). Poseen, distribuidos en forma aleatoria, bolsones anortosítico-gábricos con desarrollo de cristales de homblenda de mayor tamaño (hasta 4 cm, fig. 8.4b-c), tal como se describiera en ultrabasitas de otras localidades. Estos bolsones son de forma irregular, con dimensiones desde 5 cm hasta algunas decenas de cm.

La mineralogía consiste en cristales de clinopiroxeno, homblenda y plagioclasa, junto a apatita, opacos y biotita. El clinopiroxeno (diópsido) es subhedral, en granos de


Fig. 8.3. Perfil general de los distintos bancos de la cantera del Co. Jeu-Jepén. Se da la ubicación de algunas muestras mencionadas en el texto. En el Anexo 3 se presenta un perfil más detallado de los bancos 1 a 6. Muchas venas de sienita no han sido graficadas por cuestiones de escala. En el banco inferior se da menos detalle debido a inaccesibilidad del frente.

2,5 mm a 0,25 mm, con alteración parcial a homblenda en bordes o en parches. La plagioclasa es euhédrica a subhédrica, generalmente muy alterada. La homblenda es anhedral y de mayor tamaño (hasta 5 mm), con pleocroísmo del verde al marrón. Incluye a cristales de clinopiroxeno, plagioclasa y accesorios (textura poiquilítica). La biotita es escasa, se presenta como parches de reemplazo en homblenda y en menor medida en piroxeno. También aparece como inclusiones euhédricas en homblenda, con los planos de clivaje tanto paralelos como transversales a los de su hospedante. Los opacos representan el 5-10% de la roca y están en forma diseminada, como inclusiones en las demás fases o dispuestos intersticialmente, son pequeños granos anhedrales (inferiores a 1 mm).

El orden de cristalización viene dado por una primera etapa de piroxeno y plagioclasa, junto a opacos y apatita (representan fases cumulares), seguidos de homblenda (fase intercúmulo).

Entre los minerales opacos, se han identificado magnetita anhedral con escasas desmezclas de ilmenita; y pirita, también anhedral, en contacto con magnetita o aislada. Presenta inclusiones de pirrotina menores a 10 µm. La magnetita se dispone como inclusiones en los silicatos o entre bordes de éstos. La pirita, en cambio, tiende a estar entre granos de silicatos. No se han encontrado claras evidencias de reemplazo, pero podría estimarse que pirita reemplaza a magnetita. Hay una fase de pirita indudablemente póstuma que "cementa" bordes de silicatos, a la que se asocia escasa calcopirita.

Los bolsones anortosítico-gábricos están dominados por cristales de plagioclasa (An₉₀₋₄₀), y contienen abundantes cristales de apatita. Las otras fases son clinopiroxeno subhedral-anhedral, parcialmente reemplazado por homblenda, homblenda poiquilítica, opacos y biotita. Algunos muestran una textura granular (fig. 8.4d), mientras que otros poseen textura cumular, con plagioclasa como fase intercúmulo. En estos casos se da una cristalización temprana de cristales de apatita euhedrales seguidos por opacos y piroxenos. Luego crece homblenda, de forma anhedral entre granos de piroxenos y euhedral en espacios intercristalinos mayores, que son ocupados más tarde por plagioclasa, formando texturas poiquilíticas (fig. 8.4e). Las escamas de biotita aparecen como reemplazos sobre los demás minerales máficos.

DIORITAS / GABROS y MONZODIORITAS / MONZOGABROS. Son rocas de grano medio a fino (0,5-3 mm) y coloración gris oscura (aunque más clara que las rocas ultramáficas), en el límite entre variedades normales y melanocráticas (30-50% de minerales máficos). Poseen autolitos de homblendita y piroxenita de 5-15 cm de largo.

Las dioritas / gabros presentan una textura porfiroide, dada por escasos fenocristales de clinopiroxeno rodeados de una matriz microgranuda de textura

intergranular (1-0,5 mm), constituida por tablillas de plagioclasa, y menor proporción de clinopiroxeno, biotita y accesorios (fig. 8.4f). Todas estas fases son euhedrales a subhedrales. En forma intersticial puede aparecer feldespato alcalino anhedral. Los accesorios son opacos, apatita y titanita, en ese orden de abundancia.

El clinopiroxeno (diópsido) presenta maclado simple y polisintético, y zonado de tipo concéntrico y de reloj de arena (fig. 8.4f). El tamaño de los cristales alcanza hasta 3 mm. La biotita aparece como cristales aislados principalmente, y en menor medida como reemplazos de piroxeno. La homblenda se presenta sólo formando parches y/o coronas que reemplazan al piroxeno (fig. 8.4g). Una única muestra de diorita de las analizadas al microscopio (H56) contiene cantidades significativas de homblenda (tabla 8.1), la que se presenta no solo como parches o coronas de alteración en piroxeno, sino además conformando cristales individuales.

La plagioclasa presenta, al igual que el piroxeno, maclado simple y polisintético, y zonación concéntrica. La composición estimada ópticamente en una muestra de diorita (H56) es andesina (An₄₄₋₃₉).

La apatita se presenta únicamente como finos cristales (hasta 80 μ m) dispuestos entre tablillas de plagioclasa o englobados por feldespato alcalino. La titanita se la ha observado en pocas ocasiones en estas rocas. Los opacos aparecen en forma temprana, como inclusiones en piroxeno, pero también diseminados entre granos de silicatos.

El orden de cristalización vendría dado por una primera etapa con piroxeno y opacos, seguida por estas mismas fases más plagioclasa. Luego habrían cristalizado apatita (y quizá antes), biotita, homblenda y finalmente feldespato alcalino.

Las monzodioritas / monzogabros se diferencian del grupo anterior, además del incremento obvio en el contenido relativo de feldespato alcalino, por una textura seriada y granulometría algo mayor (fig. 8.4h). En estas rocas los cristales mayores son de plagioclasa de hasta 7 mm de largo, euhedral a subhedral, con macla y zonación. Algunos granos presentan núcleos completamente alterados.

Las especies minerales descriptas para dioritas / gabros también aparecen aquí, de granulometría menor a las plagioclasas. Los cristales de apatita presentan tamaños de hasta 1,5 mm (fenómeno que se da también en monzonitas). Aparece una fase tardía compuesta por plagioclasa más sódica, que crece como rebordes en las plagioclasas mayores, o intersticialmente junto a feldespato alcalino, ambos de forma anhedral. Análisis de microsonda electrónica efectuados por D. Acevedo (sin publicar, muestra POR, ver Sección 8.5) indican una composición andesina para los cristales de plagioclasa euhedrales mayores (An₄₄₋₃₀) y más sódica para la plagioclasa tardía (An_{10-1,4}). Esto también se pudo determinar ópticamente en otras muestras (H20).

MONZONITAS. Las monzonitas son el tipo litológico dominante en esta localidad. En general, las monzonitas son de mayor granulometría (en promedio 3-5 mm) que



Fig. 8.4. Estructuras y texturas en rocas ultramáficas, dioritas / gabros y monzodioritas. (a) numerosos autolitos de rocas ultramáficas y máficas en monzonita, en extremo SSO del banco 6 (ver fig. 8.3 para ubicación). Este es el modo en que se presentan (además de las dos escamas en el banco inferior) las ultramafitas en Co. Jeu-Jepén. (b) textura pegmatítica en un bolsón gábrico en homblendita. Se observan prismas centimétricos de homblenda con plagioclasa intersticial. (c) ídem anterior, nótese la diferencia

granulométrica y de porcentaje de mafitos con la homblendita adyacente por encima y por debajo del bolsón. (d) textura granular en bolsón anortosítico-gábrico dada por un agregado de plagiociasa y clinopiroxeno subhedrales y escasa homblenda anhedral (muestra H64; barra 1 mm, Nx). (e) textura heteroadcumulado en otro bolsón gábrico con homblenda euhédrica rodeada de plagiociasa intercúmulo (1 solo cristal). A la izquierda se observan clinopiroxeno con parches de alteración de homblenda, y abundantes cristales automorfos de apatita (muestra HS-1 cedida por D. Acevedo; 1 mm, Np). (f) gabro / diorita porfiroide con fenocristales de clinopiroxeno (di) con zonación concéntrica y tipo reloj de arena (centro), y matriz microgranuda constituida por tablillas de plagiociasa principalmente (H38; 1 mm, Nx). (g) diorita con textura idéntica al caso anterior, con fenocristal de clinopiroxeno coronado por homblenda de crecimiento tardío (H56; 1 mm, Nx). (h) textura seriada en monzodiorita. Los cristales mayores son de plagiociasa, con reborde de plagiociasa más sódica (flecha) y feldespato alcalino. Se observa además un cristal de ~1 mm de apatita subhedral (muestra POR cedida por D. Acevedo; 1 mm, Nx).

dioritas y gabros, de coloración más clara debido al menor porcentaje de mafitos (10-25% (tabla 8.1), dando lugar a algunas variedades leucocráticas), y con abundante contenido de accesorios. Contienen autolitos de las rocas ultramáficas y máficas descriptas, de hasta 30 cm de longitud, con bordes angulosos a redondeados. Estos autolitos conservan la composición mineralógica y textura de las rocas máficas y ultramáficas de las cuales provienen. En el frente de cantera, se ha observado que estos autolitos son muy abundantes en el lado sur (fig. 8.4a), mientras que en el lado norte su distribución disminuye notablemente.

La mineralogía consiste en cristales tabulares de plagioclasa más feldespato alcalino, y minerales máficos de menor tamaño, contrariamente a lo que ocurre en dioritas / gabros. Esta variación en la granulometría define una textura porfiroide a seriada (fig. 8.5a). El feldespato alcalino se presenta en proporciones variables y en forma heterogénea, ya sea a nivel de afloramiento, o incluso en muestras de mano, conformando "parches" centimétricos con mayor proporción de este mineral dispuesto intersticialmente entre los demás cristales. Por lo tanto la clasificación modal puede pasar localmente a sienitas.

Además, el hábito del feldespato potásico es diferente, de acuerdo a su abundancia. En monzonitas con baja proporción de esta fase, este mineral forma cristales anhedrales ocupando intersticios entre cristales de plagioclasa y piroxeno, tal como ocurre en monzodioritas (fig. 8.5b). En cambio, en monzonitas más próximas al extremo A del diagrama QAP, el feldespato alcalino tiende a formar cristales tabulares idiomórficos de alta integridad (fig. 8.5c). En ambos casos, engloba poiquilíticamente a las fases previamente cristalizadas y es micropertítico. Suele mostrar iridiscencia en muestras de mano. En contacto con plagioclasas, puede producir engolfamientos hacia éstas, denotando cierto desequilibrio, como ocurre en otras localidades.

Los cristales de feldespato potásico pueden alcanzar hasta 2 cm de largo. Le siguen, en orden granulométrico decreciente, plagioclasa (hasta 2 mm), piroxeno (hasta 1,5 mm) y biotita. La porción más fina se compone por los mismos minerales.

Las plagioclasas presentan zonación y maclado polisintético y de dos individuos. Constituyen granos euhedrales a subhedrales. La composición, medida con microsonda electrónica, corresponde a andesina-oligoclasa (An₃₇₋₁₁).

El piroxeno (diópsido) es euhedral, mientras que la biotita aparece principalmente en cristales subhedrales aislados entre cristales de plagioclasas, o como reemplazo de piroxeno. La homblenda está presente en muy bajas proporciones, solo como parches de reemplazo en aquel mineral.

Los accesorios consisten en cristales de apatita de color amarillo en muestra de mano, en granos de hasta 4 mm. Están presentes en proporción relativamente abundante (~0,5-2%). Su tamaño y abundancia es un rasgo distintivo en las monzonitas con respecto al grupo litológico anterior. Otros accesorios son titanita, también abundante, circón y opacos.

En forma muy aislada aparece cuarzo anhedral, alojado entre granos de plagioclasas y feldespato alcalino.

VENAS DE SIENITA. Constituyen venas rectilíneas de hasta 1 m de espesor (generalmente de 5 a 20 cm) o inyecciones lenticulares de color rosado, de grano grueso a extremadamente grueso, conformando en este último caso, texturas pegmatíticas. Cortan a todos los grupos de rocas descriptos precedentemente (fig. 8.5d). En monzonitas y sienitas son más abundantes y se presentan además como venillas anastomosadas o impregnaciones irregulares.

El contenido de feldespato alcalino es mayor que en las sienitas que localmente se desarrollan dentro de los cuerpos monzoníticos, y en ocasiones supera el 90%, de modo que según el diagrama QAP este grupo incluye también sienitas alcalifeldespáticas (fig. 8.2).

El feldespato potásico es anhedral, micropertítico, con macla en enrejado, con granos de 1-3 cm. En ocasiones tiende a disponerse en forma perpendicular a las paredes de la vena, en otras carecen de orientación. La plagioclasa es también anhedral y presenta zonación. Como es característico en venas sieníticas-monzoníticas de otras localidades, ambas fases poseen una intensa deformación, con extinción ondulante, bordes suturados, desarrollo de subgranos y, en casos extremos, mortero en bordes de granos (fig. 8.5e). Esto se observa más desarrollado en las muestras de mayor granulometría.

Los mafitos y accesorios oscilan entre 1-5%. Están compuestos por diminutos cristales de piroxeno, generalmente anhedral, escasos cristales de biotita, titanita, apatita, circón y magnetita con finas desmezclas de ilmenita. El piroxeno es verde y pleocroico, con macla polisintética (aparentemente diópsido); al igual que los accesorios, carece de extinción ondulante. La titanita se presenta en cristales romboidales o aciculares, y junto a la apatita, conforma granos euhédricos incluidos en piroxenos y feldespato. Datos de micorsonda electrónica (ver Sección 8.5) indican, además, la presencia de anfíbol en estas venas.



Presenta cristales euhedrales de gran desarrollo que engloban cristales de plagioclasa y piroxeno. Se observan las mismas reacciones de desequilibrio entre plagioclasas y feldespato intersticial (H31; 1 mm, Nx). (d) bloque de monzonita (m) en contacto con diorita (d) con autolitos ultramáficos (h), todo cortado por venas anastomosadas de sienita (s) de color rosado y bordes rectos. (e) microfotografía de vena de sienita alcalifeldespática (H23) con granos de feldespato potásico (micropertítico) y plagioclasa con extinción ondulante, desarrollo de subgranos y hasta mortero en bordes de granos (1 mm, Nx).

DIQUES DE LAMPRÓFIRO. Son diques de hasta 20 cm de espesor, algunos de corto recorrido, ahusados en los extremos. Presentan coloración verde oscuro y una textura porfírica dada por fenocristales máficos inmersos en una pasta dominante afanítica. Cortan a las unidades anteriores, incluyendo a las venas de sienita (fig. 8.6a).

En esta localidad se han observado tres generaciones de lamprófiros, con diferente composición mineralógica y edad relativa, y orientación espacial más o menos consistente dentro de cada grupo (fig. 8.6b). La más antigua de ellas (L cpx) es la menos representada (se reconocieron solo 4 diques) y se caracteriza por presentar grandes fenocristales de clinopiroxeno verde. Las escasas mediciones con brújula indicaron una actitud variable para este grupo. En un caso pudo advertirse que uno de estos diques está cortado por otro compuesto por fenocristales de biotita-clinopiroxeno. Este segundo grupo (L bt-cpx), presenta un Rbz N195°/41° (promedio), y se compone de fenocristales de biotita y clinopiroxeno. La generación más moderna (L hbl) corta (en todos los casos que pudo observarse una relación de corte) al juego anterior, posee un Rbz N62°/61° (promedio) y los fenocristales son de homblenda (fig. 8.6c).

Al microscopio se observa, en los lamprófiros L cpx, una textura glomerofírica, dada por fenocristales de hasta 1 cm de clinopiroxeno euhedral, con macla polisintética y zonación. La pasta es afanítica. En una muestra (H40) se observa que la pasta está conformada por tablillas de tremolita-actinolita(?) sin orientación (tipo intergranular), junto a cristales anhedrales de plagioclasa y clinopiroxeno (fig. 8.6d).

Los lamprófiros L bt-cpx presentan textura porfírica y glomeroporfírica dada por fenocristales euhedrales de biotita y clinopiroxeno. Este último posee un color verde pálido, macla polisintética, y zonación concéntrica y de tipo reloj de arena; las láminas de biotita están muchas veces flexuradas y en ocasiones disectadas por la matriz. Hay una marcada fluidalidad dada por la orientación de granos paralelos a los bordes de las venas (fig. 8.6e). La matriz está constituida por cristales anhedrales de homblenda, menor a 500 µm, y un agregado menor de 50 µm conformado por homblenda, piroxeno, biotita plagioclasa y feldespato alcalino.

El juego de lamprófiros más modernos (L hbl) presenta fenocristales de homblenda euhédrica, prismática, con pleocroísmo del verde al castaño amarillento. Estos fenocristales alcanzan hasta 9 mm de largo (promedio 1,5 mm; fig. 8.6f). Presentan zonación dada por un centro amarillento-castaño y delgado reborde verde (del mismo color que los anfiboles de la matriz, fig. 8.6g). Menos abundante que la homblenda y de menor tamaño (hasta 1 mm), aparece clinopiroxeno, subhedral, parcialmente corroído por el anfibol. Del mismo modo que en el caso anterior, presenta zonación concéntrica y en reloj de arena, y maclado polisintético. La matriz es afanítica (<1 mm), conformada por plagioclasa (anhedral y zonada), piroxeno, homblenda, y escasos biotita, opacos y titanita. La plagioclasa engloba poiquilíticamente a los mafitos de la pasta. La orientación de granos no es tan notoria como en L bt-cpx.

Según su mineralogía, estos lamprófiros clasifican dentro de la serie mineta (or>pl)-kersantita (or<pl), los dos más antiguos; y vogesita (or>pl)-espesartita (or<pl), los más modernos (la imposibilidad de distinguir correctamente las fases leucocráticas no permite un mejor ajuste de esta clasificación, aunque se infiere que or es siempre



Fig. 8.6. Lamprófiros. (a) una vena de lamprófiro (flecha) cortando venas de sienita (subverticales), en monzonita con autolitos de bolsones anortosíticos. (b) lamprófiro L hbl (inclinación al NE) cortando

lamprófiros L bt-cpx, de inclinación al SO, ver fig. 8.3 para ubicación (las intersecciones indicadas con fiechas). Abajo se da un detalle de una de las intersecciones (Paula y Morgan de escala). (c) estereograma (equiareal, hemisferio inferior) mostrando los Rbz de los tres juegos de lamprófiro identificados en Co. Jeu-Jepén (el círculo y cuadrado con la x marcan la dirección y buzamiento promedio para cada grupo). (d) textura glomerofírica en L cpx (H40) con fenocristales de clinopiroxeno y pasta afanítica constituida por tablillas de tremolita-actinolita(?), plagioclasa y clinopiroxeno con textura de tipo intergranular (1 mm, Nx). (e) textura porfirica en lamprófiro L bt-cpx con fenocristales de biotita y clinopiroxeno orientados, y pasta conformada por las mismas especias más homblenda y plegioclasa (H24; 500 μm, Np). (f) textura porfirica en lamprófiro L hbl, con fenocristales de homblenda prismáticos seudoorientados y pasta afanítica de homblenda, clinopiroxeno, plagioclasa y biotita (muestra JP1M3 cedida por D. Acevedo; 1 mm, Nx). (g) fenocristal de homblenda zonado con reborde verde oscuro similar a la homblenda de la pasta (L hbl muestra H46-A; 250 μm, Np).

menos abundante que pl). Estos últimos son semejantes a los lamprófiros encontrados en otras localidades (sector Ea. Túnel y península Ushuaia, PDM, IMK).

8.3.b- El perfil geológico y las relaciones mutuas entre las distintas litologías

Las dimensiones reducidas del afloramiento, sumado al espeso bosque que cubre casi la totalidad de éste, han impedido la realización de un mapa geológico detallado del sector. En su lugar, y para nada menos importante, y a su vez aprovechando los frentes de cantera abandonados desde hace unos años, se han confeccionado perfiles en las diferentes bancadas. La cantera consiste en 6 bancadas superiores de 50 a 200 m de largo, y unos 2 a 10 m de alto cada una, más un nivel inferior de afloramiento natural (subvertical, parcialmente laboreado) de aproximadamente 360 m de largo por 90 m de alto. Los perfiles geológicos se presentan, a escala ~1:1600 En la figura 8.3, y con mejor detalle se presentan solo las bancadas superiores en el Anexo 3, a escala 1:1150.

Según las observaciones de intrusividad entre las distintas litologías (autolitos, venas discordantes), puede establecerse el mismo orden temporal de emplazamiento de estas rocas que el indicado para otras localidades de la provincia: homblenditas y piroxenitas \rightarrow dioritas-gabros y monzodioritas-monzogabros \rightarrow monzonitas-sienitas \rightarrow venas de sienitas \rightarrow diques de lamprófiro (y dentro de estos últimos el orden indicado más arriba).

Acevedo et al. (2000, 2004) proponen el origen de monzonitas por "autometasomatismo", donde líquidos sieníticos habrían percolado en dioritas dando como resultado un híbrido monzonítico. Las observaciones de campo realizadas durante el trabajo de Tesis, claramente demuestran que lo dicho por estos autores no es del todo correcto. La presencia de autolitos de dioritas / gabros en monzonitas, junto a los contactos netos entre ambos grupos litológicos (ver por ejemplo fig. 8.5d), indican una relación de intrusividad de un magma en el otro (este último parcial o totalmente consolidado). Además, las diferencias texturales que presentan ambas rocas (dioritas de grano más fino, porfiroides con mafitos de mayor tamaño que

félsicos, comparar figuras 8.4f-g y 8.5b-c) y a su vez composicionales (mayor proporción de mafitos y menor de accesorios en dioritas, tabla 8.1), son significativas y suman a descartar la idea de aquellos autores. Las monzonitas representan entonces un pulso ígneo derivado por diferenciación magmática (ver Capítulo 12) luego de la separación de las rocas ultrabásicas y básicas. Las venas sieníticas representan el líquido residual de esta diferenciación. Durante las etapas finales de la cristalización de monzonitas, el volumen del cuerpo ígneo habría disminuido, y de este modo pudieron generarse esfuerzos tensionales dentro de la cámara con la subsiguiente inyección de los líquidos más diferenciados dentro de éstas (se ampliará este terna en el Capítulo 12). Este es el modo de emplazamiento de diques sinmagmáticos (Llambías, 2003), y puede aplicarse a todo el *MPF*.

8.3.c- Enjambres de autolitos

La geometría y distribución de autolitos ultramáfico-máficos en monzonitas merece una breve discusión. En primer lugar, las terminaciones angulosas de la mayoría de ellos (fig. 8.5d), especialmente los ultrabásicos, y la mayor granulometría respecto al hospedante, denotan el estado ya consolidado de los magmas menos diferenciados al momento de la intrusión de las facies monzonítica-sienítica (esto no ocurre en los clásicos enclaves microgranulares máficos, EMM). Segundo, éstos son más abundantes en las rocas más diferenciadas (tal como ocurre en otros plutones del mundo; e.g. Barbarin, 2005), y en particular, aparecen en gran abundancia en posiciones de borde de cámara magmática (en este caso cuspidal, fig. 8.4a), o en fajas dentro del cuerpo monzonítico de unas decenas de metros de largo y 3-4 m de ancho conteniendo gran cantidad de autolitos (fig. 8.7). Barbarin (1991) propone que enjambres ("swarms") de enclaves monogénicos, como los descriptos aquí, frecuentemente se localizan próximos al sector donde tuvo lugar una mezcla de magmas. En el caso del Co. Jeu-Jepén, las fajas con autolitos no representan un evento de mezcla, ya que la mayor granulometría de éstos respecto al hospedante y su variada composición (homblenditas, piroxenitas, gabros, etc.) no favorece tal interpretación. En su lugar, se infiere que representan corrientes convectivas dentro del magma monzonítico-sienítico, o bien inyecciones de rellenado de la cámara magmática desde un reservorio más profundo, que habrían arrancado fragmentos de roca ya consolidada de las paredes o porciones inferiores de la cámara. Pese a la acción de estas corrientes, no se han observado foliaciones ígneas como las descriptas para el Plutón Diorítico Moat. Tampoco se advirtieron fenómenos de hibridación entre el magma monzonítico y los autolitos. Un ejemplo de ello es la muestra H64, correspondiente a un autolito de bolsón gábrico (tabla 8.1). Éste presenta una textura y mineralogía idéntica a otros bolsones similares alojados en homblenditas; en particular, carece de feldespato alcalino.



Fig. 8.7. Enjambre de autolitos ultramáficos y máficos en monzonita. Esta faja (por debajo de la línea de puntos) se ha interpretado como un flujo de magma monzonítico resultado de la acción de corrientes convectivas o inyecciones de rellenado de la cámara magmática y removilización de fragmentos de roca de porciones ya cristalizadas dentro de ésta.

La interpretación en cuanto a la génesis de estos autolitos (de acuerdo a la definición de Didier & Barbarin, 1991)

difiere de aquella (o aquellas) propuesta para la presencia de EMM, muy abundantes en plutones calco-alcalinos de otras partes del mundo, pero ausentes en el MPF. Barbarin (2005) propuso que la presencia de EMM en granitoides más diferenciados del batolito de Sierra Nevada se debe a la inyección de magmas máficos provenientes del manto en un magma granítico de origen cortical, durante el ascenso hacia el nivel de emplazamiento de este último. Los enclaves y el granitoide hospedante cristalizan entonces simultáneamente. Debido a contrastes reológicos, no hay mezcla completa entre ambos extremos composicionales, pero sí una mezcla heterogénea que resulta en la disrupción de las inyecciones máficas en numerosas burbujas discretas. Estos enclaves muestran granulometría más fina y a menudo un borde de enfriamiento en contacto con el granitoide hospedante, a causa de una tasa de enfriamiento mayor debido a la menor temperatura del hospedante. Localmente sí existe hibridación entre el granitoide hospedante y el enclave, por medio de procesos de difusión y percolación (Barbarin, 2005). Los magmas básicos que originan los enclaves, por lo tanto, no son cogenéticos con el granitoide hospedante (aunque muchas veces el granitoide hospedante resulta de una primera etapa de mezcla homogénea a mayor profundidad entre el líquido mantélico y cortical).

8.3.d- Facies con granate

En la figura 8.3, en la bancada 5, se ha indicado un sector donde ocurre una intensa mezcla de rocas. Un tabique de metasedimentita encajante, convertido a hornfels con importante recristalización (bt + crd), presenta numerosas intrusiones (apófisis) irregulares de dioritas-monzonitas (en la figura 8.3 se han simplificado). En estancia Túnel (Hornblendita Ushuaia) ocurre algo similar. Allí, una diorita en contacto con el encajante ha sufrido modificaciones transformándose en tonalita con biotita, granate, fibrolita(?) y rutilo(?) (ver Capítulo 7), englobando, en forma intrincada, numerosos septos y enclaves ahusados de roca metasedimentaria (fig. 7.8), la cual ha experimentado fusión parcial.

No se han advertido tonalitas con biotita y granate durante las tareas de campo en Co. Jeu-Jepén; sin embargo, Acevedo et al. (2000, 2004) mencionan la presencia de rocas leucocráticas con cuarzo, granate y biotita distribuidos localmente.

Probablemente, éstas se vinculen con fenómenos de mezcla como el mencionado para el banco 5. Una muestra cedida por D. Acevedo (gra) contiene plagioclasa, feldespato alcalino y cuarzo (monzodiorita cuarzosa) a los que se suman biotita, granate y apatita. Esta última se presenta como prismas y finas agujas incluidas dentro de las demás fases cristalinas (fig. 8.8a-b), tal como sucede en híbridos derivados de mezcla de magmas (Hibbard, 1991; Baxter & Feely, 2002). Más adelante se retomará sobre este tema.



Fig. 8.8. Facies granatífera del Co. Jeu-Jepén (muestra gra, D. Acevedo). (a) Cristal de granate euhedral castaño en monzodiorita cuarzosa (barra 1 mm, lupa binocular). (b) apatita acicular incluida en biotita, plagioclasa y feldespato alcalino (250 μm, Np). La presencia de las inclusiones en las tres fases minerales indica una temprana (y rápida) cristalización de este mineral, en un magma sobreenfriado (e.g. Hibbard, 1995).

8.3.e- El techo de la intrusión

En el nivel superior de la cantera, que a su vez representa el techo de la cámara magmática, puede advertirse una intensa descomposición de la roca ígnea. Allí la diorita está transformada a un material totalmente deleznable. Esta alteración disminuye paulatinamente hacia el Norte y hacia los niveles inferiores. En estos últimos sólo se advierte en los extremos del lado sur, mientras que hacia el centro y extremos septentrionales la roca está completamente fresca. Del mismo modo, la distribución de esta alteración no sólo es desigual espacialmente, sino que no afecta a todas las litologías. Las venas sieníticas y diques de lamprófiros que cortan a esta roca alterada carecen de ella, así como también el hornfels en contacto con éstas. Esto último sugiere que tal alteración no se debe a fenómenos tectónicos, ni a alteración meteórica una vez que el cuerpo ígneo hubiera sido expuesto, dado que de ser así habría afectado también, por lo menos, al encajante en el primer caso, o a todas las litologías en el segundo. La explicación más razonable radica en un fenómeno hidrotermal, de baja temperatura, donde los fluidos residuales en las etapas finales de la cristalización magmática se habrían concentrado en el techo de la cámara, no pudiendo escapar hacia el encajante por tratarse de un hornfels muy compacto y poco permeable. Los diques de lamprófiros se habrían emplazado con posterioridad a esta alteración. La roca alterada presenta incremento notorio en la proporción de biotita, de grano fino, en detrimento de piroxeno y hornblenda característicos de la roca primaria.

8.4- GEOQUÍMICA DE ROCA TOTAL

La información geoquímica de la *Monzonita Jeu-Jepén* no es muy abundante y es aportada principalmente por Acevedo et al. (2004), y además, por Cerredo et al. (2000), aunque estos últimos autores no presentan datos crudos, sino solamente gráficos. En este trabajo se agregan datos de una diorita / gabro, una monzonita y una vena de sienita, que complementan la información existente (tabla 8.2).

sample	H25	H38	REH38	H51	js-1ª	j5ª	jp1m2ª	j1ª	jpsª	jp1m4ª
lithol.	Si0	dio/gab	dio/gab	mzn	gab*	hbt	dio	mzn	sie	lamp?
W1%		-								
SiO ₂	65,52	49,24	49,57	56,92	37,23	41,04	48,20	58,50	62,70	47,20
TIO2	0,24	0,80	0,82	0,56	1,62	1,58	0,92	0,39	0,26	0,98
Al ₂ O ₃	19,62	17,41	17,96	19,07	15,04	11,04	17,22	19,88	19,19	15,61
Fe ₂ O ₃ t	2,16	10,09	10,01	5,02	20,08	16,71	10,93	4,31	2,38	10,69
MgO	0,34	4,25	4,30	1,51	6,87	9,86	5,06	1,23	0,32	6,27
MnO	0,10	0,26	0,26	0,15	0,28	0,19	0,25	0,11	0,08	0,27
CaO	1,99	9,08	9,23	4,48	12,62	14,14	10,44	4,99	1, 67	11,42
Na ₂ O	6,16	3,41	3,45	5,12	2,14	1,71	3,15	4,91	5,86	3,01
K₂O	6,28	2,62	2,66	5,02	1,35	1,39	2,60	4,74	6,50	0,84
P ₂ O ₆	0,08	0,49	0,49	0,25	1,42	0,41	0,55	0,14	-	0,47
LOI	0,50	2,10	1,00	1,60	0,90	1,40	0,50	0,30	0,30	2,90
Sum	99,99	99,77	9 9,76	9 9,71	99,74	99,69	100,04	99,98	99,43	99,86
K ₂ O/Na ₂ O	1,02	0,77	0,77	0,98	0,63	0,81	0,83	0,97	1,11	0,28
ppm										
Ba	1002,1	400,8	400,9	1075,6	322,0	391 ,0	519,0	1597,0	608,0	250,0
Hf	3,8	2,0	2,2	3,2	1,9		2,6	-	4,8	
Nb	9,8	5,4	5,5	8,1	2,3		4,5	11,0	10,7	
Rb	136,0	11 2,9	113,7	134,0	50,3	-	84,0	•	132,3	-
Sr	833,9	1252,5	1260,8	1561,1	1208,0	540,0	1193,0	1430,0	475,0	1171,0
Та	0,9	0,3	0,3	0,5	0,5		0,5		1,0	
Th	21,6	9,8	9,6	20,4	3,5		6,2		18,6	
U	6,6	2,5	2,7	5,3	1,4		1,4		4,3	
V	56,0	283,0	288,0	154,0	•	-	-	-	-	-
Zr	124,9	69,7	75,2	139,1	35,0	43,0	52,0	73,0	155,0	34,0
Y	14,4	20,5	21,0	17,4	17,1	13,0	21,0	16,0	14,4	17,0
Ni	5,0	10,0	21,0	10,0	•		20,0		-	26,0
Cr	13,68	54,74	61,58	54,74	13,68		68,42		95,79	136,84
ppm										
La	36,40	27,30	27,20	33,00	21,00		33,00	•	30,00	
Се	67,20	64,50	64,10	66,10	38,00		68,00	64,00	63,00	
Pr	6,76	7,70	7,82	7,47	6,19		9,94		7,12	
Nd	22,50	30,60	32,50	28, 10	24,00		33,00		20,00	
Sm	4,00	6,26	6,32	5,32	6,47		7,82		3,50	
Eu	1,08	1,62	1,61	1,47	1,87		2,12		0,96	
Gd	2,72	4,87	4,92	4,02	4,97		6,26		3,77	
ТЪ	0,39	0,72	0,75	0,63	0,83		1,02		0,51	
Dy	2,35	3,67	3,59	3,10	4,28		5,15		2,69	
Ho	0,47	0,63	0,64	0,54	0,54		0,69		0,37	
Er	1,42	2,01	2,04	1,62	1,89		2,53		1,54	
Tm	0,23	0,27	0,30	0,22	0,18		0,25		0,19	
Yb	1,76	1,95	1,99	1,52	1,34		1,92		1,46	
Lu	0,23	0,28	0,29	0,23	0,14	-	0,21	-	0,18	-

Tabla 8.2. Elementos mayoritarios, trazas y REE de la Monzonita Jeu-Jepén.

Referencias: sie, sienita; dio/gab, diorita / gabro; mzn, monzonita; gab* bolsón gábrico (autolito en diorita); hbt: homblendita piroxénica (autolito en diorita); lamp?, posible lamprófiro de bt-cpx, pero con textura microdiorítica.

^a datos de Acevedo et al. (2004) (referirse a esta bibliografía para la metodología de laboratorio).

La MJJ abarca también el rango ultrabásico a ácido, con contenido de SiO₂ desde 37,23% (bolsón gábrico) a 65,52% (sienita).

Como es característico del MPF, este intrusivo muestra una tendencia medianamente alcalina en el diagrama TAS (fig. 8.9a). Los valores normativos (CIPW) indican la presencia de Ne en gabros y hornblenditas (js-1, j5), dioritas (jp1m2) y monzonitas (H51), desde 5,05% a 1,14%, en las primeras y últimas, respectivamente.

El contenido en K₂O es igualmente elevado, con relación K₂O/Na₂O superior o próximo a la unidad en monzonitas y sienitas (tabla 8.2). En el diagrama SiO₂ - K₂O todas las muestras (excepto el lamprófiro) se ubican en el campo de las series shoshoníticas (fig. 8.9b), indicado también por Cerredo et al. (2005).

El resto de los óxidos de elementos mayoritarios muestran también buena correlación frente a SiO₂ (figs. 8.9c-h), excepto los bolsones gábricos y hornblenditas, cuya discrepancia puede ser explicada por su naturaleza cumular. CaO, MgO, Fe₂O₃t, P₂O₅ y TiO₂ decrecen paulatinamente con el incremento de SiO₂, demostrando la progresiva cristalización de magnetita-ilmenita, silicatos ferromagnesianos y plagioclasa cálcica (± apatita y titanita) en las primeras etapas del proceso de diferenciación magmática. El incremento de álcalis y alúmina en este sentido, por otro lado, demuestra la cristalización dominante de plagioclasa más sódica y feldespato alcalino hacia las etapas finales de la evolución del intrusivo.

Los elementos trazas graficados en un diagrama araña (fig. 8.10) definen el mismo patrón aserrado que en el *PDM*, con picos negativos en Ta y Nb, característico de magmas derivados de subducción, a su vez demostrado por los diagramas discriminatorios de ambiente tectónico (ver figura 12.4, Capítulo 12). La *MJJ* posee además una elevada relación LILE/HFSE, con valores Rb/Zr de 0,9-1,6.

Todas las muestras presentan un patrón similar de tierras raras (fig. 8.11), lo cual fortalece la interpretación sobre la relación genética entre todos los componentes del intrusivo. Este patrón es, a su vez, el mismo que el observado en el *PDM*, con enriquecimiento en LREE respecto a HREE, y estas últimas, además, definiendo una trayectoria más o menos horizontal. Otra similitud con el *PDM* es la ausencia de anomalía de Eu.

Es importante destacar aquí el alejamiento en algunos parámetros geoquímicos del lamprófiro (L bt-cpx) del resto de las plutonitas. Especialmente, son notorios el bajo contenido en K₂O (y álcalis en general, figs. 8.9a-b), la baja relación K₂O/Na₂O (0,28) y las bajas concentraciones de LILE (fig. 8.10). También se destaca su contenido en Cr, aunque si bien es bajo (137 ppm) como para considerarlo un producto derivado directamente del manto, es ~40% mayor al máximo observado en la *MJJ*. Sin embargo, en el capítulo anterior se hizo hincapié en la similitud geoquímica de una muestra de lamprófiro (petrológicamente comparable a los L hbl) con la *Suite Calco-alcalina de la Península Ushuaia*.

Capítulo 8. Cerro Jeu-Jepén



Fig. 8.9. Diagramas de variación de óxidos mayoritarlos frente a SIO₂. (a) diagrama TAS con línea de división de campos alcalino y subalcalino de MacDonald (1968). (b) líneas de división de Rickwood

(1989). Referencias: 1- bolsón gábrico y hornblendita, 2- lamprófiro, 3- gabro / diorita, 4- monzonita, 5slenita (cruces: datos de Cerredo et al., 2005).



Fig. 8.10. Diagrama araña para elementos trazas normalizados a MORB (Pearce, 1983).



Fig. 8.11. Diagrama araña de tierras raras, normalizadas a condrito (Nakamura, 1974).

8.5- QUÍMICA MINERAL

8.5.a- Características de las principales fases minerales

Los datos presentados en esta sección fueron obtenidos y cedidos al presente autor por D. Acevedo. Los mismos representan datos inéditos. En las tablas 8.3 – 8.6 se dan los valores promedio de los minerales más representativos de la *MJJ*. En las

tablas A2-12 – A2-15 (Anexo 2) se presentan los datos completos del análisis de microsonda electrónica.

Lahel enc js-1 sch gra DOC 11 j4 Point pi pi pł pł pl pl pl D SIO2 51,12 58.58 61,62 60,86 65.75 57,41 63,49 58,75 0.02 0.06 0,03 0.02 0,03 0.03 0.04 0.06 AI2O3 25,06 28,74 24,06 22,36 23,54 25,44 23,01 20.68 Fe203 0.36 0.09 0.21 047 0.28 0.38 0.63 0.40 MgO 0,00 0,01 0,01 0,01 0,00 0,01 0,04 0,00 CaO 9.26 14.21 7.81 4.97 6.11 7.91 6.23 2.74 Na₂O 6,55 3,74 7.05 9,18 8.55 7,47 7.80 10,19 K20 0,18 0,13 0.09 0,24 0,19 0,14 0,49 0,16 Sum Ox% 98,67 98,42 98,06 100,57 100,45 100,40 98,87 99,63 AЬ 55,75 31,96 61,43 75,97 70,95 62,59 67,43 86,34 67,51 37,546 An 28.04 12.75 43.50 22.75 36 67 29 67 Or 0.75 0,53 1,0245 1.28 1.01 0.75 2,90 0,91

Tabla 8.3. Análisis químicos (promedio) de la plagioclasa. Fuente: microsonda electrónica. *MJJ*.

Litologías: js1 y enc, bolsón gábrico (autolito en diorita); por, monzodiorita; j1 y lj, monzonita; j4, slenita; sch, lamprófiro de bt-cpx; gra, monzodiorita cuarzosa con bt y grt.

La composición de la plagioclasa medida con microsonda electrónica refleja las estimaciones realizadas mediante métodos ópticos. Se observa claramente el normal descenso del contenido de calcio de estos minerales desde las rocas menos a más diferenciadas, del mismo modo que fuera descripto para el *PDM*. Los bolsones gábricos hallados como autolitos en dioritas-monzonitas muestran composiciones desde An₉₄ a An₂₈ (muestras enc y js1). Una monzodiorita (por) presenta cristales de plagioclasa de cristalización temprana de composición An₄₄₋₃₀, y cristales intersticiales mucho más sódicos (An_{10-1,4}). En monzonitas (j1 y lj) y sienitas (j4) la plagioclasa varía desde An₃₇ a An₁₁. Las plagioclasas del dique de lamprófiro (sch) presentan una composición afin con monzonitas (An₃₃₋₂₃). Estos resultados se grafican en la figura 8.12.



Fig. 8.12. Composición de los feldespatos en la *MJJ*. Ver tabla 8.3 para identificación de muestras.

Los piroxenos identificados son monoclínicos, de composición diópsido según la clasificación de Morimoto (1989) (fig. 8.13). Si bien hay superposición de los datos de todas las rocas en el espacio Wo-En-Fs, se aprecia un relativo incremento en los valores extremos de Fe y Mn

progresivo con la diferenciación, tal como en los casos previamente analizados (fig. 8.13), y afin con las asociaciones shoshoníticas (Morrison, 1980). La composición

media de este mineral en hornblenditas piroxénicas es $Wo_{50}En_{35}Fs_{15}$ (#Mg 86) y en monzonitas y sienitas es $Wo_{49}En_{34}Fs_{17}$ (#Mg 79).

Label	j5	enc	js-1	por	j1	ij	j4	sch
SiO2	48,88	50,77	50,27	50,78	51,48	51,56	50,63	50,68
TiO2	0,94	0,47	0,57	0,48	0,43	0,49	0,29	0,59
AI2O3	4,34	2,90	3,06	2,24	1,93	2,15	2,73	2,66
Cr2O3	0,015	0,034	0,004	0,001	0,036	0,023	0,019	0,029
FeOt	8,86	9,58	8,90	10,20	9,27	9,53	9,82	9,72
NiO	0,02	0,04	0,04	0,01	0,02	0,04	0,02	0,03
MnO	0,18	0,38	0,38	1,10	1,09	0,93	0,62	0,74
MgO	12,30	11,77	12,46	11,63	11,72	11,97	11,63	12,21
CaO	24,08	24,23	24,58	23,57	23,45	23,28	23,45	23,97
Na2O	0,62	0,89	0,55	0,90	0,79	1,04	0,90	0,62
K2O	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01
Sum Ox%	100,24	101,07	100,81	100,93	100,23	101,03	100,14	101,26
Wo(Ca)	49,91	50,08	50,00	48,51	49,01	48,40	49,07	48,79
En(Mg)	35,45	33,84	35,25	33,31	34,06	34,58	33,84	34,54
Fs(Fet+Mn)	14,65	16,08	14,75	18,18	16,93	17,01	17,09	16,67
#Mg	86,46	82,19	85,10	80,80	77,25	80,69	80,06	81,51

Tabla 8.4. Análisis químicos (promedio) del clinopiroxeno. Fuente: microsonda electrónica. *MJJ*.

Nota: #Mg es Mg/(Mg+Fe^{2*}). Los parámetros Wo, En y Fs fueron calculados según Morimoto (1989) con fórmula estructural normalizada a 4 cationes.

Litologías: ver tabla 8.3, además: j5, homblendita piroxénica (autolito en diorita).

En el diagrama Si vs Al de Kushiro (1960) la mayoría de los piroxenos caen en el campo de las rocas alcalinas sin feldespatoides, a excepción de algunos individuos de las rocas más evolucionadas (fig. 8.14a). Sin embargo, en el diagrama Ca+Na vs Ti (fig. 8.14b; Leterrier et al., 1982) todos los análisis se ubican en el campo de basaltos alcalinos. Comparados con los piroxenos del *PDM*, presentan un contenido de Na₂O ligeramente más elevado (fig. 8.14b y tablas 8.4 y 6.3), desde 0,55-0,89% en rocas ultramáficas a 0,79-1,04% en monzonitas y sienitas (valores promedio).



Fig. 8.13. Clasificación de piroxenos según Morimoto (1989). Ver tabla 8.4 para identificación de muestras. Se indica también la composición de piroxenos de asociaciones shoahoníticas (curva; Morrison, 1980).

Los anfiboles de la MJJ corresponden a anfiboles cálcicos en todos los casos. Según la clasificación de Leake et al. (1997), la composición de estas fases en homblenditas es principalmente magnesiohastingsita, y pargasita en los autolitos de bolsones gábricos y lamprófiro (aunque esta variación, que depende de las proporciones relativas de Fe³⁺ y Al^{VI}, es muy susceptible al método empleado para la estimación del ión férrico). Algunos análisis de la homblendita, sin embargo, corresponden a pargasitas. En monzonitas y sienitas, en cambio, la composición de los anfíboles varía entre magnesiohastingsita y hastingsita (aunque con #Mg muy próximo al campo de magnesiohastingsita), y en menor medida, ferropargasita. Estos datos se grafican en la figura 8.15.



Fig. 8.14. (a) Variación del Si con respecto al Al del clinopiroxeno de la *MJJ*. La mayoría de los puntos caen en el campo de rocas alcalinas sin feldespatoides de Kushiro (1960). Mismas referencias que en figura 8.13. (b) Diagrama de Ca + Na vs Ti para clinopiroxenos de basaltos alcalinos (A) y subalcalinos (SA) de Leternier et al. (1982). Todas las muestras con el mismo símbolo. Se presentan los valores de los piroxenos del *PDM* para comparación (área sombreada).

Label	j5	enc	js-1	j1	j4	ach
SIO2	38,52	39,39	39,60	38,70	38,51	40,24
TiO2	2,36	2,20	2,26	1,98	1,80	2,40
AI2O3	12,92	11,93	12,16	12,10	12,48	12,59
Cr2O3	0,020	0,024	0,005	0,026	0,031	0,000
FeOt	16,96	16,98	15,79	18,55	19,21	13,40
MnO	0,21	0,36	0,35	0,68	0,61	0,29
MgO	10,36	9,96	10,88	8,70	8,67	12,13
CaO	12,08	12,26	12,44	11,97	11,78	12,78
Na2O	2,39	2,58	2,56	2,04	2,06	1,71
K2O	1,92	1,81	1,77	2,21	2,21	2,03
NiO	0,03	0,02	0,01	0,03	0,02	0,172
Sum Ox%	97,77	97,52	97,82	96,98	97,38	97,74
# Mg	0,57	0,52	0,56	0,48	0,50	0,63

Tabla 8.5. Análisis químicos (promedio) del anfibol. Fuente: microsonda electrónica. MJJ.

Nota: #Mg es Mg/(Mg+Fe²⁺). Litologías: ver tablas 8.3 y 8.4.

El contenido de álcalis de los anfíboles de la *MJJ*, como ocurre en todo el *MPF*, es elevado, y en este caso, presenta los máximos valores observados dentro de la suite (fig. 8.16). El Na₂O varía desde 2,4% y 2,6%, en rocas ultramáficas y máficas, respectivamente, hasta 2,0% en monzonitas y sienitas. El K₂O lo hace entre 1,9% y 1,8%, en rocas poco diferenciadas, hasta 2,2% en las más diferenciadas (tabla 8.5). En este caso, el K₂O muestra un incremento con la diferenciación de la roca hospedante, contrariamente a lo observado en el *PDM* y HU. Se destaca, a su vez, el

estrecho rango de los valores de sílice de los anfiboles de la *MJJ* (fig. 8.16 y tabla 8.5), de 38,5% a 39,6% en todo el espectro litológico. El elevado contenido en álcalis, y Al^{IV}, sumado al bajo tenor de Si, indican la ocupación de sitios A por álcalis, acompañado de sustitución de Si por Al en posiciones T (Kostyuk y Sobolev, 1969; Deer et al., 1997b), como es el caso de las sustituciones edeníticas (Na(A)Al^{IV} $\rightarrow \Box$ Si).



Fig. 8.15. Clasificación de anfiboles cálcicos de Leake et al. (1997). Los individuos analizados caen principalmente en el campo de magnesiohastingsita (MH, con Fe³⁺>Al^{VI}) y pargasita (P, con Fe³⁺<Al^{VI}), y unos pocos en el campo de hastingsita (H) y ferropargasita (FP) (aunque con valores de #Mg apenas por debajo de 0,5). Mismas referencias que en figura 8.13.



Fig. 8.16. Variación del K₂O (a) y Na₂O (b) respecto a SiO₂ en anfiboles de la *MJJ*. Mismas referencias que en figura 8.13. (c) y (d) comparación de la variación de los mismos parámetros entre anfiboles de la *MJJ* y el *PDM*.

Por otro lado, el contenido de potasio de los anfiboles de la MJJ, está incluso por encima de otras piroxenitas alcalinas (pargasitas con K₂O 1,41%, Dawson y Smith, 1973).

El contenido de TiO₂ de las homblendas de la *MJJ* también es elevado, superior a los demás anfiboles de la suite. Su abundancia decrece desde homblenditas (2,4%) hacia monzonitas y sienitas (1,8%), prediciendo el paulatino descenso de la temperatura (Spear, 1981).

De acuerdo a la nomenclatura de Nickel y Mandarino (1987), a todos los anfiboles de la *MJJ* debe anteponérseles el prefijo *sodic* (Na pfu > 0,5) y el modificador *potassian* (K pfu entre 0,25 y 0,49), y además, la mayoría de ellos en las rocas máficas y ultramáficas, poseen el modificador *titanian* (Ti pfu entre 0,25 y 0,49).

Todos los anfiboles caen en el campo de los anfiboles igneos de Leake (1965; como en los casos anteriores: *PDM* y HU).

El segundo mineral ferromagnesiano más importante después del piroxeno, es la biotita (excepto en rocas ultramáficas). El contenido de MgO de estos filosilicatos es elevado, siendo mayor en homblenditas (18,0-17,5%), ubicándose más próximas al campo de la serie flogopita-eastonita (algunos cristales de bolsones gábricos caen en este campo también; fig. 8.17). En las biotitas de rocas máficas, intermedias y ácidas, este óxido es menos abundante, y varia desde 14,3% a 12,0% (bolsón gábrico y sienita, respectivamente), muy similares a los valores obtenidos en el *PDM* (comparar con figura 6.30).

El TiO₂ presenta sus máximos valores en las biotitas menos flogopíticas de los bolsones gábricos (4,1-3,3%) y disminuye hacia las facies más diferenciadas (2,9% en sienitas) y hacia los términos más flogopíticos (\sim 2,7%).

Lo más interesante del análisis de las biotitas es la composición mucho más rica en FeOt en la monzodiorita cuarzosa portadora de granate y el homfels, y a su vez muy próximas entre sí (#Fe 0,74 y 0,70; respectivamente; fig. 8.17). Si bien la facies granatífera no fue reconocida por el presente autor en esta localidad, sí se menciono en la Sección 8.3.d un sector de mezcla de rocas monzoníticas con el encajante metasedimentario, lo que sugiere un fenómeno de fusión parcial de este último. En Ea. Túnel (Capítulo 7) también se describió el mismo fenómeno, sugiriendo que biotita y granate (entre otras) representan fases residuales (resistatos) de la anatexis y/o cristalizados a partir de un magma híbrido mantélico-anatéctico. La composición idéntica que tienen las biotitas del homfels y de la monzodiorita cuarzosa de la *MJJ*, y a su vez muy diferentes del resto de las facies (gneas, favorecen una interpretación similar (deducción que podría hacerse extensiva al granate, aunque se carece de datos analíticos de éstos en el homfels), y de la participación de fenómenos de fusión parcial en sectores localizados de la roca de caja.

Como punto final, un breve comentario sobre el lamprófiro de bt-cpx (sch). La composición de las fases minerales analizadas aquí no presenta grandes diferencias con sus pares de las distintas facies de la *MJJ*, teniendo en cuenta los parámetros utilizados en su clasificación. La composición mineral es comparable especialmente con la de monzodioritas y monzonitas (figs. 8.12-8.15), excepto las biotitas cuya composición se compara más a la de los bolsones gábricos. Sin embargo, y tal como

ocurre en roca total, los anfiboles y piroxenos del lamprófiro muestran valores más bajos en álcalis, especialmente Na₂O.

electronica	. M JJ.									
Label	j5	js1	enc	por	- j1	IJ	J4	sch	gra	hor
SiO2	35,58	36,27	36,43	36,00	35,46	35,97	34,96	36,31	33,75	34,54
TiO2	2,70	3,38	3,31	3,13	2,83	3,37	2,90	3,32	3,04	3,61
AI2O3	15,58	15,76	14,53	12,68	14,59	13,99	14,97	13,23	16,54	18,03
Cr2O3	0,04	0,01	0,05	0,02	0,01	0,01	0,02	0,03	0,01	0,05
FeO	12,21	14,40	16,20	18,45	17,47	17,90	18,79	18,58	25,85	23,49
MnO	0,20	0,24	0,23	1,43	0,53	0,91	0,47	0,62	0,70	0,12
MgO	17,73	14,77	14,18	13,05	12,93	12,71	12,44	12,66	5,16	5,67
CaO	0,53	0,02	0,03	0,05	0,21	0,11	0,25	0,11	0,03	0,04
Na2O	0,27	0,44	0,29	0,14	0,13	0,18	0,11	0,10	0,12	0,11
K2O	7,59	9,99	9,93	10,04	8,76	9,50	8,69	9,62	9,56	9,77
NiO	0,03	0,03	0,01	0,03	0,03	0,03	0,02	0,03	0,01	0,05
Sum Ox%	92,45	95,32	95,19	95,02	92,96	94,68	93,63	94,59	94,78	95,47
#Mg	0,72	0,65	0,61	0,56	0,57	0,56	0,54	0,55	0,26	0,30

Tabla 8.6. Análisis químicos (promedio) de la biotita. Fuente: microsonda electrónica. *MJJ*.

Nota: #Mg es Mg/(Mg+Fet). Litologías: ver tablas 8.3 y 8.4, además: hor: hornfels.



Fig. 8.17. Composición de las biotitas en la *MJJ*. Mismas referencias que en figuras 8.12 y 8.13; además, verde claro: homfels.

8.5.b- Parámetros físicos de la cristalización (T, P)

No existe referencia a cálculos geotermo-barométricos para la *MJJ* en la literatura. Dado que se desconocen las relaciones texturales entre los diferentes cristales analizados (datos de D. Acevedo, tablas 8.3 a 8.6 y A2-12 a A2-15), no son posibles los cálculos a partir del equilibrio de pares minerales. Tal es el caso los termómetros de Blundy y Holland (1990) y Holland y Blundy (1994), utilizados en capítulos anteriores.

Las estimaciones de las variables intensivas que siguen a continuación, se basan, por lo tanto, en la composición de minerales individuales.

8.5.b.1- Presión

En la *MJJ* no se ha observado cuarzo en ninguna de las muestras analizadas, por lo tanto los magmas que dieron origen a las distintas facies de la *MJJ* posiblemente no han alcanzado la saturación en SiO₂, y todas las facies de esta localidad se encuentran muy lejos de los requisitos necesarios para la aplicación del geobarómetro de Al^T en homblenda.

Siguiendo la ecuación de Schmidt (1992), las presiones estimadas para las distintas facies de la *MJJ* son muy semejantes entre sí, en el rango de los 7-8 kbar (tabla 8.7). Pese a esta homogeneidad en los resultados, el contenido de Al^T en los piroxenos muestra un paulatino decrecimiento desde rocas ultramáficas (0,19 pfu en una homblendita piroxénica) a las más diferenciadas (0,08 pfu en una monzonita) (tabla A2-13, Anexo 2), demostrando, al igual que en las demás localidades, una disminución de la presión de cristalización progresiva con la diferenciación (de acuerdo a Nimis, 1995).

8.5.b.2- Temperatura

Con los datos disponibles, una de las técnicas posibles de aplicar en la MJJ para conocer las temperaturas de cristalización de las distintas facies es el termómetro de Helz (1973), el cuál sólo considera el contenido de Ti de la homblenda. Uno de los requisitos para su aplicación es la presencia de ilmenita en la paragénesis. Aunque si bien no se ha estudiado la paragénesis de opacos en detalle en esta localidad, este mineral fue detectado como lamellas de desmezcla en magnetita. Por lo tanto, puede garantizarse la saturación en Ti por parte del magma, hecho que permite eliminar la dependencia la concentración de este elemento en la hornblenda de la composición del fundido en el cual cristalizó. Los resultados obtenidos se presentan en la tabla 8.7. Las temperaturas obtenidas son bastante uniformes, con una diferencia de ~90 °C entre el máximo y mínimo. Como era de esperar, la temperatura desciende desde las rocas ultrabásicas (885-873 °C) a las sienitas (797 °C). De todos modos, como se vio en el capítulo referente al PDM (Sección 6.4.b.2), este termómetro provee resultados mínimos, comparados con los termómetros de Holland y Blundy (1994) y Lindsley (1983), razón por la cual se podría inferir que las temperaturas de formación de estas rocas serían aún mayores (comparar con los resultados en la tabla 6.5).

Por otro lado, el método gráfico postulado por Lindsley (1983) proporciona valores muy variables. Esta situación, sumada a la subestimación como consecuencia del empleo de un solo mineral (de hasta 250 °C, ver Sección 6.4.b.2), conduce a considerar los resultados obtenidos de escasa validez.

Tabla 8.7. Valores de presión y temperatura de cristalización de la *MJJ*.

Label	j5 hbt	enc gab	js1 gab	j1 mzn	j4 sie	sch Iamp
P (kbar)	8,2	7,3	7,4	7,6	7,8	7,6
<u> (</u> ምር)	885	885	873	824	797	872
<u>····</u>						_

P según ecuación de Schmidt (1992), T según ecuación de Helz (1983). Mismas referencias que tablas 8.3 - 8.4.



Lago Fagnano desde el Mte. Kranck.

INTRUSIVO

Mte . KRANCK

9. INTRUSIVO DEL MONTE KRANCK

9.1- INTRODUCCIÓN

Sobre la margen norte del lago Fagnano, en el Monte Kranck (~1100 msnm; sierra Beauvoir), afloran un conjunto de rocas intrusivas homologables a los cuerpos conocidos en el resto de la isla Grande de Tierra del Fuego (c.f. Homblendita Ushuaia, *Monzonita Jeu-Jepén y Plutón Diorítico Moat*; fig. 9.1), pertenecientes al *Magmatismo Potásico Fueguino (MPF)*.



Fig. 9.1. Mapa geológico de Tierra del Fuego (recorte de figura 4.1) con localización de los afloramientos del MPF. IMK: Intrusivo del Mte. Kranck, MJJ: Monzonita Jeu-Jepén, PDM: Plutón Diorítico Moat, HU: Hornblendita Ushuaia. SFMF: sistema de fallas Magallanes-Fagnano; LP, laguna Palacios; PNA, Prefectura Naval Argentina, destacamento Lago Fagnano. Se indican además la Ruta Nacional 3 y Provincial 1. En la fotografía se observa el Mte. Kranck con sus dos apófisis separadas por el circo glacial.

No hay caminos que se acerquen al monte. Se accede al mismo navegando unos 15 km desde la costa sur del lago. Para ello, se debe llegar con vehículo por la Ruta Provincial 1 hasta la laguna Palacios. Otra alternativa es conducir hasta el puesto de Prefectura Naval Argentina (sobre la R.N. 3), y tomar allí la embarcación (fig. 9.1). El cuerpo ígneo es de pequeñas dimensiones (poco más de 3 km²), compuesto principalmente por monzonitas y gabros / dioritas, alojado en metasedimentitas de la Fm. Beauvoir y metavolcanitas asociadas, del Cretácico Inferior.

Desde el punto de vista geomorfológico, el Mte. Kranck forma un espolón truncado que sobresale sobre el lago, con paredes muy abruptas y elevadas que llegan hasta la costa a modo de acantilados. Estas características contrastan con los cerros vecinos, evidenciando la presencia de rocas más resistentes a la erosión glacial en este sector. Estos acantilados están conformados, a su vez, por numerosas escarpas, subparalelas a la costa del lago, que manifiestan la presencia de un importante fallamiento, aún activo. Otro rasgo de la erosión glacial en el área lo constituye el circo que se desarrolló en la parte media del monte permitiendo una mejor exposición de afloramientos rocosos (fig. 9.1). El piso de este circo está cubierto por bloques de roca de diverso tamaño que llegan desde la cima hasta sumergirse en el lago Fagnano, en forma de avalancha.

La presencia de rocas portadoras de magnetita-ilmenita es responsable de la anomalía magnética positiva que se observa en el mapa aeromagnético de la provincia (fig. 3.1; Hoja 5569-II, SEGEMAR, 1998). Ésta posee unos 7 km², y circunscribe al cuerpo ígneo con forma ligeramente alargada en sentido NE. Otra evidencia indirecta sobre la presencia de unidades geológicas diferentes a la Fm. Beauvoir puede advertirse por los cambios de color observados en imágenes satelitales (visible en la figura 2.2).

El plutón se encuentra ubicado sobre el sistema de fallas transformantes (levógiras) Magallanes-Fagnano (SFMF), que separa la placa Sudamericana (al Norte) de la de Scotia (al Sur) (ver Capítulo 4). El intrusivo queda alojado en la primera de estas placas. La avalancha de rocas mencionada más arriba pudo haber tenido su origen en los movimientos sísmicos asociados a esta tectónica transcurrente. El plutón presenta evidencias que sugieren que constituía una única unidad con el intrusivo del Co. Jeu-Jepén (ubicado al Sur de la falla), ahora disectado y trasladado ~60 km hacia el Oeste (fig. 9.1). De todos modos, esta relación no está totalmente esclarecida (ver Capítulo 12).

Prácticamente no existen antecedentes sobre el Intrusivo del Mte. Kranck (IMK), al punto de que ni siquiera existían toponimios para gran parte del área. Es así que se decidió dar el nombre de Kranck (en homenaje al geólogo finlandés que realizó uno de los mejores trabajos de la geología regional de Tierra del Fuego en la década del 30) al monte que aloja al cuerpo intrusivo. La pequeña bahía al pie del monte Kranck es conocida por pescadores de la zona con el nombre vulgar de bahía Rancho. Las escasas menciones sobre rocas plutónicas en la zona se deben a Martinioni et al. (1999a), quienes infieren la presencia de un intrusivo en este sector en base al hallazgo de un homfels granatífero cercano a la laguna Espejo (fig. 9.2). Por su parte, Olivero et al. (1999, 2007) ubican en su mapa geológico a escala ~1:1500000 un cuerpo intrusivo en esta zona en base a esta última observación, sin haber reconocido nunca los afloramientos (D. Martinioni, com. pers.).

Una descripción breve del intrusivo es presentada por González Guillot et al. (2007b), la que representa resultados parciales de esta Tesis.

9.2- EL INTRUSIVO DEL MONTE KRANCK (IMK)

Como los demás cuerpos plutónicos del Magmatismo Potásico Fueguino, el Intrusivo del Monte Kranck está representado por todo el rango composicional desde rocas ultramáficas (homblenditas y piroxenitas) a félsicas (sienitas y sienitas alcalifeldespáticas), pasando por gabros / dioritas, monzogabros / monzodioritas y monzonitas; además de diques lamprofíricos póstumos (figs. 9.2 y 9.3).

Al igual que en cerro Jeu-Jepén, las ultramafitas están escasamente representadas en esta localidad. Las rocas más representativas del plutón son una meladiorita / melagabro de homblenda y clinopiroxeno con una textura de tipo lamprofírica, dada por fenocristales de homblenda en una matriz fanerítica, y una monzonita con transición a sienita con grandes cristales de feldespato potásico y muy pobres en minerales máficos. Por ser las litologías más representativas y presentar características particulares no observadas en otras localidades del MPF, se les ha dado el nombre informal de Gabro 12 y Monzonita Cuarzosa Beauvoir, respectivamente.

Este intrusivo junto con el *Plutón Diorítico Moat* representan los dos cuerpos con mejores exposiciones de todos los estudiados en este trabajo. Ello se debe a que los mismos sobrepasan la línea de bosques, es decir, por encima de los 600 msnm. A pesar de esta ventaja, son los dos afloramientos más inaccesibles, ya que no existen caminos que lleguen o se acerquen a ellos. El otro inconveniente que presenta el *IMK* son las empinadas pendientes que deben sortearse para llegar a la zona libre de vegetación (no ocurre esto en *PDM*). El acceso a los afloramientos de la cumbre se realiza más fácilmente desde el lago y siguiendo el talud de bloques de roca que descansan con el ángulo de reposo máximo, esto es, de unos 35°, y más aún cuando su reposo se ve favorecido por cubierta vegetal.

9.2.a- Descripción litológica y petrográfica

PIROXENITAS - HORNBLENDITAS. Los afloramientos están muy restringidos en esta localidad. Sólo se han observado dos escamas en la parte alta del monte, alojadas en meladioritas / gabros y monzodioritas, representando posiblemente fragmentos de dimensiones hectométricas (roof-pendants, según la clasificación de tamaños indicada en Llambías, 2003, pg. 113) arrancados por la inyección de nuevos pulsos de magma en la cámara magmática. Además están presentes como autolitos en diversos tipos de roca, especialmente en meladioritas / melagabros de homblenda y piroxeno. No se descarta una posible mayor distribución de estas rocas dado que no se ha podido recorrer el intrusivo en su totalidad.



Fig. 9.2. Mapa geológico del IMK. Los sectores marcados con "?" representan sectores no visitados en el campo, pero que se advierte la presencia de roca Ignea en imágenes satelitales. Se da la ubicación de algunas muestras mencionadas en el texto (Coords. Gauss Krugger, datum WGS84).

Son rocas de color verde oscuro, de tamaño de grano variable, desde milimétrico a centimétrico, aunque predominan los granos de ~1 cm. Están compuestas por homblenda, clinopiroxeno y cantidades menores de biotita, apatita, plagioclasa,

epidoto y opacos. Portan venillas con minerales secundarios (clorita y carbonatos). Otro mineral secundario es malaquita, la cual revela una posible mineralización de sulfuros de cobre (ver Capítulo 11). Las homblenditas piroxénicas presentan bolsones (centimétricos a decimétricos) de límites difusos más ricos en piroxenos, interpretados como cúmulos de piroxenitas en estas rocas. También están presentes los bolsones gábricos-anortosíticos descriptos en otras localidades (fig. 9.4a). Se ha observado en un bloque de piroxenita hombléndica la presencia de un autolito de homblendita, de bordes netos (fig. 9.4b). La presencia de un autolito más diferenciado que su encajante indica la presencia de sucesivos pulsos de rellenado de la cámara magmática, o bien, de corrientes convectivas dentro de ésta.



Fig. 9.3. Diagrama QAP de muestras representativas del *IMK*. En negro se marcan venas y venillas póstumas.

En los bolsones gábricos la granulometría aumenta, conformando texturas pegmatíticas. Las características de estos bolsones son idénticas a los ya descriptos en capítulos anteriores.

DIORITAS / GABROS. Dentro de este grupo de rocas se han podido

identificar dos facies, con relaciones de corte de una respecto a la otra, aunque algo dudosas (se observó sólo un dique de una unidad cortando a la otra). La variedad más antigua es a su vez la más abundante, y corresponde a dioritas / gabros de hornblenda y piroxeno. La otra variedad está compuesta por biotita y piroxeno, y sus afloramientos son restringidos.

(1) La facies de homblenda y piroxeno aflora desde la orilla del lago hasta las partes altas. Se le ha dado el nombre informal de campo de *Gabro 12*, y se representa en el mapa geológico (figura 9.2) de color marrón. Son rocas de tamaño de grano medio (1-3 mm), de tonalidad gris verdosa oscura (fig. 9.5a). La característica más llamativa de estas rocas es su elevado contenido en minerales máficos, en general entre 50% y 70% (tabla 9.1), constituyendo variedades melanocráticas en muchas ocasiones; y una textura de tipo lamprofírica dada por cristales mayores de homblenda de hasta 1-1,5 cm. El contenido en minerales máficos puede ser tal que pueden pasar transicionalmente a rocas ultramáficas, pero manteniendo esta textura (grano medio y fenocristales máficos). Presentan gran cantidad de autolitos de homblenditas y piroxenitas desde decimétricos a milimétricos (fig. 9.5a), envueltos por un reborde de feldespato u homblenda. Al microscopio suelen verse micro-enclaves de ultramafitas y de rocas máficas metamórficas, con reborde de clorita (fig. 9.5b).

El Gabro 12 presenta en determinados sectores una laminación ígnea dada por alternancia de capas de aproximadamente 1-5 mm compuestas por minerales félsicos y máficos orientados paralelamente a estas capas (fig. 9.5c).

Muestra	Litto	Kfa	Р	G	НЫ	Срж	Bt	Spn	Ap	Opq	Zm	Ep	Otros*	TOT	11%	Q	٨	P
BR13	mzd/mzg	28,3	56,3	0,1	0,3	7,9	0,4	0,9	0,4	1,7	-	•	3,7	100,0	15	Ó	33	66
BR22	mzd/mzg	10,5	58,6	0,1	19,1	8,0			8,0	2,5	-		0,4	100,0	31	0	15	85
BR23-B	mzyran (v)	43,2	29,9	25,8	-	0,1	-	tr	-	0,4	0,3		0,4	100,0	1	26	44	30
BR23-8	dio/gab	-	49,1		1,4	27,6	15,4	0,6	1,2	4,1	-	-	0,6	100,0	51	0	0	100
BR29	hbt	1,2	3,3	-	78,9	5,5		0,3	0,3	4,2	-	1,3	4,1	100,0	96	0	0	0
BR47	mzn qz	38,5	41,8	10,9	2,8	-	-	0,4	0,1	0,4	0,1	0,1	5,0	100,0	9	12	42	46
BR59	dio/gab	6,7	70,8		0,2	12,2	5,1	t	1,1	3,1	-		0,7	100,0	22	0	9	91
BR68-A	mzd/mzg	22,0	60,5		6,7	6,1	1,0	0,6	0,4	2,5	-		0,2	100,0	18	0	27	73
BR68-C	mzn	25,9	38,1		26,8	4,8	0,3	0,1	0,8	0,8	0,1		2,8	100,0	38	0	40	60
BR70-A	dio/gab	1,7	57,0	-	14,6	12,9	3,4	0,2	1,1	4,0	0,8		4,2	100,0	41	0	3	97
BR71	mad/mag	15,5	59,9	0,1	0,9	13,4	1,2	0,6	0,4	2,1			5,8	100,0	24	0	21	79
BR77-A	dio/gab	3,3	62,6		2,6	19,2	9,7	0,4	0,7	1,3				100,0	34	0	5	95
BR77-A	ele fk (v)	88,7	6,5	1,4	0,0	0.7	0,4		-	0,4				100,0	1	1	90	9
BR77-8	sie (v)	79,8	16,6	2,6	-	-		tr	tr.	0,8			-	100,0	1	3	80	17
BR80	gab	0,6	28,1	•	50,2	4,8	-	tr	1,0	1,0	-	-	14,4	100,0	71	Ō	2	98

Tabla 9.1. Análisis modal del Intrusivo del Mte. Kranck.

* A no ser que se especifique, otros representa minerales máticos alterados irreconocibies

hbt: homblendita, gab: gabro, dio: diorita, mzg: monzogabro, mzd: monzodiorita, mzn (qz): monzonita (cuarzosa), ele (fit): elenita (elcalifeidespética), mzgran: monzogranito, (v): vena/venitia BR29-BR80: Gabro 12 (BR29 variedad UM de Gabro 12, taxturalmente diferente a otras homblenditas). BR47: Monzonita Cuarzosa Baeuvoir

Una muestra típica del *Gabro 12* muestra al microscopio una textura seriada. Los cristales de homblenda son los de mayor tamaño, seguidos de plagioclasa y piroxeno (fig. 9.5d). Las fracciones más finas las componen estas mismas fases, y más finos aún, feldespatos intersticiales y accesorios. Los cristales de homblenda son los más abundantes, euhedrales, con pleocroísmo de color castaño amarillento a verde, y presentan zonación, con un delgado borde verde más oscuro. El clinopiroxeno es subhedral a anhedral, y se presenta como cristales individuales o como núcleos en granos de homblenda. La plagioclasa de la fracción gruesa es euhedral, con macla polisintética.

En muchas muestras la plagioclasa está alterada, impidiendo la determinación de su composición, por lo tanto el calificativo de "gabro" es subjetivo. No obstante, un análisis químico de esta unidad (BR80) cae en el campo de los gabros o basaltos de Cox et al. (1979). Por esta razón se emplea este término.

Intersticialmente entre granos de homblenda y plagioclasa, aparece una fase anhedral de feldespato (no pudo determinarse su composición) sin macla, y muy escaso cuarzo, visible solo en algunas muestras. Escasos cristales de biotita aparecen incluidos en homblenda. Los accesorios son apatita, titanita y menos frecuente, circón. La apatita se presenta como inclusiones en homblenda y entre los feldespatos intersticiales.

La secuencia de cristalización estaría dada por una etapa temprana de aparición de escasos cristales de clinopiroxeno y plagioclasa, y quizá apatita, seguidos de homblenda y biotita. Finalmente aparece el feldespato intersticial.

Los piroxenos suelen presentar reacciones de hidratación parciales, siendo reemplazados a homblenda, en forma centrípeta o en parches (fig. 9.5d). Otros productos de reemplazo menos comunes son carbonatos y epidoto. La biotita está

reemplazada totalmente por clorita y los cristales mayores de plagioclasas a minerales de las arcillas y sericita. Los feldespatos intersticiales, por lo general, carecen de alteración.

Varias muestras del Gabro 12 presentan una segunda especie de anfibol (tremolita(?)) con pleocroismo de verde amarillento a verde azulado. Crece generalmente en los extremos de los prismas de hornblenda, a modo de coronas, y en continuidad óptica, o como parches en el interior de los granos de ésta (fig. 9.5e). También aparece como pequeños prismas euhedrales asociados al feldespato intersticial, o como cristales anhedrales de hasta 2 mm, junto a clorita, en microvenillas.

El tipo de reemplazo especificado en los párrafos precedentes (exceptuando el reemplazo de piroxeno por homblenda) refleja una retrogaradación por enfriamiento del cuerpo, de tipo propilítica (Tornos, 1997).

Este gabro podría ser correlacionable con los diques básicos que afloran unos 5 km más al Norte, en el Co. Rodríguez (ver más adelante; Martinioni et al., 1999a; Acevedo et al., 2007).

(2) La facies de piroxeno y biotita es menos máfica (con contenido de minerales máficos inferior a 50%) y carece de la textura lamprofírica que caracteriza al *Gabro 12*. Este grupo ha sido marcado en el mapa geológico (fig. 9.2) con color verde (junto a monzodioritas / monzogabros y monzonitas). Se lo ha observado con mayor frecuencia en el extremo SE del afloramiento marcado en verde.

Son rocas grises de grano mediano (1-2 mm), con texturas de tipo cumular (ortocumulado). Están compuestas por cristales de plagioclasa maclada, de composición andesina cálcica (An₄₆₋₄₂, una sola muestra: BR59), y clinopiroxeno (diópsido, ambas estimaciones según métodos ópticos), euhedrales (fases cumulares). El resto de las fases son anhedrales, incluidas plagioclasas de menor granulometría y carentes de macla (intercúmulo, fig. 9.6). Esta plagioclasa anhedral posiblemente sea más sódica, y forma, además, un reborde alrededor de cristales de plagioclasa cumular (fig. 9.6). Otro mineral máfico importante es biotita. Ésta se presenta en escamas entre cristales de plagioclasa de hasta 1 mm de largo. La homblenda aparece sólo como parches de reemplazo en piroxeno. Los minerales accesorios son apatita y titanita. Los mafitos tienden a agruparse en glomérulos en algunas muestras, o bien a aparecer dispersos entre cristales de plagioclasa.

En algunas muestras el piroxeno es de mayor tamaño que la plagioclasa, dentro de las fases cumulares. Esta característica marca una similitud (textural y composicional) con las dioritas / gabros del Co. Jeu-Jepén.

MONZODIORITAS / MONZOGABROS – MONZONITAS. Monzodioritas / monzogabros afloran principalmente en la cima del monte Kranck, del lado oeste del circo glacial. Dentro de este grupo se incluyen tanto variedades de homblenda (pleocroísmo verde a castaño amarillento) y clinopiroxeno, posiblemente vinculadas genéticamente al Gabro 12, como de clinopiroxeno y biotita, y a su vez, monzonitas pobres en feldespato alcalino. Todo este conjunto ha sido marcado con color verde en el mapa geológico (fig. 9.2). Se caracterizan por la aparición de feldespato alcalino intersticial y la desaparición progresiva, con el aumento de éste, de minerales máficos y plagioclasas. La granulometría es algo mayor que en dioritas y gabros (3-6 mm). Contienen enclaves de estas últimas, y a su vez, las cortan a modo de diques.

La plagioclasa muestra una estructura zonada concéntrica. Su composición (determinada ópticamente) muestra los siguientes valores: en una monzodiorita de homblenda y piroxeno (BR22), los cristales mayores corresponden a una andesina cálcica (~ An_{50-46}), mientras que en otra muestra de la misma facies (BR68-C), plagioclasas más tardías dieron una composición más sódica (An_{41-38}). Las plagioclasas mayores en una muestra de monzodiorita de piroxeno y biotita (BR68-A) son un poco menos cálcicas (An_{39-30}). En las monzonitas, la composición de las plagioclasas es aún menos cálcica. En una facies porfírica de borde, los fenocristales dan una composición en el rango An_{34-17} .

Si bien no se han detectado plagioclasas más cálcicas que An₅₀, el error atribuido al método de medición (±2 a 10% An; Hibbard, 1995) permite suponer que rocas de composición monzogábrica también integran este grupo litológico.

Los mafitos están presentes entre un 15-35%, de los cuales el piroxeno domina sobre homblenda y/o biotita (tabla 9.1). Esto difiere de dioritas y gabros, en las que el piroxeno se encuentra en cantidades semejantes a biotita u homblenda, o bien, ésta domina sobre el primero (p.e. en el *Gabro 12*). En monzonitas ya no hay distinción entre facies con homblenda o biotita, apareciendo ambas fases siempre subordinadas al piroxeno.

El feldespato potásico aparece al final de la cristalización, creciendo intersticialmente entre granos de plagioclasa y mafitos en forma poiquilítica. Este arreglo es característico de texturas de heteroadcumulados (fig. 9.7a), presente tanto en facies de piroxeno y biotita como de piroxeno y homblenda. Es anhedral, micropertítico y generalmente de mayor tamaño, alcanzando hasta 1-3 cm de largo. No se observa, en general, reacción entre el feldespato intersticial y las plagioclasas (cumulares), o bien es incipiente. Los minerales máficos, cuando crecen en estos espacios "rellenos" con feldespato alcalino, tienen mayor tendencia al desarrollo de caras cristalinas (euhedrales). En algunas muestras la distribución de esta fase intersticial es en forma heterogénea, quedando sectores de la roca desprovista de ella, de modo que la clasificación modal de estos dominios correspondería a diorita / gabro. Este fenómeno ha sido detectado a escala microscópica y mesoscópica (ver Sección 12.5).

Otro tipo de textura cumular que exhiben estas rocas es la de ortocumulados. Un monzogabro de piroxeno y homblenda muestra una foliación ígnea dada por la orientación subparalela de tablillas de plagioclasa, la cual, junto a piroxeno y homblenda, forman la fracción cumular, mientras que el feldespato alcalino el

intercúmulo (fig. 9.7b). En ninguno de estos grupos litológicos está presente la textura de tipo lamprofírica que caracteriza al *Gabro 12*.

Las fases accesorias son titanita, apatita, opacos y escaso circón. La titanita aumenta en proporción conjuntamente con el incremento en el contenido en feldespato potásico. Se ha observado también la presencia de escaso epidoto de posible origen magmático. Salvo raras excepciones, no presentan cuarzo.

MONZONITA CUARZOSA BEAUVOIR (MCB). Esta es otra denominación informal asignada a un conjunto litológico de tonalidad rosada y mayor granulometría (~0,5-1 cm) que aflora principalmente al Este del circo glacial. Allí conforma un cuerpo globoso del que se desprenden diques que intruyen en las demás unidades del plutón.

La coloración rosada es aportada por la abundancia de feldespato alcalino (fig. 9.8a). La *Monzonita Cuarzosa Beauvoir* es una roca más rica en feldespato alcalino y en cuarzo, y más leucocrática, que las monzonitas descriptas previamente, y pasa transicionalmente a cuerpos sieníticos cuarzosos.

En la parte occidental del intrusivo (al Oeste de la avalancha de derrubios), sobre la ladera que apunta al lago, la *MCB* corta al *Gabro 12* en forma de varios diques (al menos tres) subverticales de varias decenas de metros de espesor (40-70 m). Estos diques fueron observados en las escarpas subverticales del sistema de fallas Magallanes-Fagnano (SFMF), por lo que sus rumbos no pudieron tomarse con precisión. Se estima para ellos, no obstante, un rumbo ~NNO, más o menos paralelos a las fallas mayores que limitan por el Oeste y Este al monte Kranck, y a las quebradas menores que lo disectan. Los contactos con el gabro son netos, aunque en la mayoría de los casos están afectados por diaclasas o fallas menores. En algunos casos se observó brechamiento del gabro en la zona de contacto. La continuación ladera arriba de estos diques hacia las monzodioritas / monzogabros (color verde en el mapa) es inferida.

Diques más delgados (desde 0,2 m a 2-3 m) son de distribución más amplia. Conforman venas irregulares (las más delgadas), o bien diques rectilíneos siguiendo el diaclasamiento de la roca, con rumbos entre N50° y N100°, subverticales (promedio N82°, 5 mediciones, fig. 9.8b). En muchas ocasiones las venas muestran una zonación, con un núcleo monzonítico y bordes sieníticos, o hasta incluso de composición casi exclusiva de feldespato alcalino, de mayor granulometría (superior a 1 cm; fig. 9.8c), similar a lo que ocurre con las venas monzoníticas de Ea. Túnel (comparar con figura 7.6c).

En el cuerpo principal de esta unidad, el excedente de feldespato alcalino, luego de ocupar los espacios intercristalinos, se dispone a modo de bandas subparalelas irregulares (segregaciones o venas sinmagmáticas) de escasos centímetros de espesor (fig. 9.8d). Se observó además que estas bandas pueden ser muy rectilíneas, siguiendo discontinuidades de diaclasas.

La MCB contiene autolitos de rocas gabroicas (tanto de la variedad de piroxenobiotita como del Gabro 12) y de homblenditas y piroxenitas.



Fig. 9.4. Estructuras y texturas en rocas ultramáficas. (a) bolsón anortositico (más claro) en homblendita. (b) bloque de homblendita piroxénica con autolito de homblendita (hbt, lapicera de escala).

Fig. 9.5. Estructuras y texturas del Gabro 12. (a) aspecto melanocrático del Gabro 12, con enclave de homblendita (flecha), todo cortado por venillas de sienita alcalifeldespática (barra 3 cm). (b) micro-enclave

microgranular ultramáfico o autolito(?) de piroxenita(?) coronado por cristales de clorita de disposición tangencial u ortogonal respecto al borde. En un solo corte se observaron 7 de estos enclaves ultramáficos y otros de aspecto metamórfico (barra 1 mm, Np). (c) bandeado ígneo centimétrico a milimétrico, interrumpido por un autolito de homblendita piroxénica. (d) textura seriada con cristales euhédricos de homblenda con macla y reborde verde oscuro (abajo der.) de mayor tamaño, seguidos de piroxeno (flecha, con parches de homblenda en el centro) y plagioclasa (no visto en la fotografía). Las fases más chicas son estos mismos minerales más feldespatos intersticiales (BR80; 1 mm, Np). (e) cristal de homblenda con crecimiento epitaxial en un extremo del prisma de otro anfibol (amp) verde amarillento. Abajo a la izquierda se observa el mismo anfibol secundario en otra orientación, mostrando el pleocroísmo azulado. Por encima del cristal mayor de homblenda hay plagioclasa intersticial alterada (BR80; 500 μm, Np).

Fig. 9.6. Texturas de gabros / dioritas de piroxeno y biotita. Textura ortocumulado con cristales de plagioclasa y clinopiroxeno euhedral, y plagioclasa y biotita intersticiales (intercúmulo). Los cristales cumulares de plagioclasa están totalmente alterados y presentan un reborde constituido por plagioclasa posiblemente más sódica (flecha; BR23-B; 500 μm, Nx).



Fig. 9.7. Texturas cumulares en monzodioritas / monzogabros. (a) textura heteroadcumulado con fases cúmulos euhedrales (plagioclasa, homblenda y piroxeno) e intercúmulo anhedral y poiquilítico (feldespato alcalino de baja integridad, un único cristal en la fotografía; barra 1 mm, Nx). (b) textura ortocumulado con plagioclasas cúmulos orientadas definiendo una foliación (gnea. La fase intercúmulo es escasa (feldespato alcalino, flechas; barra 1 mm, Nx).

La granulometría de estas rocas varía entre 3 mm y 7 mm para todas las fases, excepto para el feldespato alcalino que desarrolla cristales mayores, de hasta 3 cm, definiendo así una textura porfiroide (fig. 9.8e-f). La mineralogía se compone de plagioclasa, feldespato potásico poiquilítico y escaso cuarzo (tabla 9.1). La plagioclasa es euhedral a subhedral, con macla polisintética y zonación oscilatoria. Su composición (según métodos ópticos) es andesina sódica para los núcleos de los cristales mayores, y oligoclasa para los bordes de éstos y cristales menores (An₂₉₋₂₂). Algunos bordes de estos últimos presentan una composición inferior a An₂₀. El feldespato alcalino es micropertítico, y se presenta en cristales tabulares idiomórficos y zonados, y además como relleno de intersticios con forma anhedral. En ambos casos es poiquilítico (aunque el feldespato euhedral presenta una integridad mucho más elevada, fig. 9.8e-f). Presenta macla en enrejado, por lo que su composición se estima es microclino. Los mafitos (aproximadamente 5-10%) son homblenda (de coloración verde algo más azulado y menos pleocroica que homblendas de rocas descriptas
previamente). Algunas muestras contienen además escaso piroxeno y biotita. Los minerales accesorios son titanita, apatita y óxidos.

El orden de cristalización estaría dado por una primera etapa con aparición de cristales de plagioclasa de mayor tamaño junto a mafitos, luego habrían cristalizado plagioclasas de menor tamaño (y menos cálcicas) seguidas del feldespato euhedral. Finalmente lo habrían hecho el feldespato alcalino anhedral y cuarzo.

La plagioclasa presenta frecuentemente el núcleo alterado a sericita y arcillas, mientras que la hornblenda está parcialmente reemplazada por clorita o por epidoto y anfíbol secundario (de coloración semejante al descripto en el *Gabro 12*).

VENAS DE SIENITA. Las sienitas forman venas rectilíneas o anastomosadas desde milimétricas a escasos metros de potencia (generalmente de pocos centímetros). Cortan a todas las rocas descriptas precedentemente. En homblenditaspiroxenitas y dioritas / gabros producen, además, brechamiento (fig. 9.9a-b). Están compuestas principalmente por feldespato alcalino (en proporciones que a veces supera el 90% en volumen) plagioclasa y cuarzo, con lo que clasifican en el QAP como sienitas y sienitas alcalifeldespáticas (fig. 9.3). Una muestra de estas venillas cae en el campo de los monzogranitos.

Al igual que los diques menores de MCB, muchas de estas venas presentan zonación con enriquecimiento de feldespato alcalino hacia los bordes, y aumento de la granulometría en ese sentido (fig. 9.9a).

La granulometría es variable, desde media (1-3 mm) hasta gruesa (2 cm), conformando texturas seriadas a porfiroides. El feldespato alcalino es micropertítico, forma los cristales mayores, y se presenta forma subhedral a euhedral (fig. 9.9c). Los cristales menores son siempre anhedrales y con mayor desarrollo de texturas poiquilíticas (menor integridad). La plagioclasa es euhedral a subhedral, y su composición es oligoclasa (determinada ópticamente). El cuarzo crece de manera intersticial. Los mafitos componen el 1-3% en volumen de la roca y son de grano fino (<400 μ m), principalmente homblenda (de color verde algo azulado, ídem *MCB*), aunque la biotita también puede estar presente. Las fases accesorias se integran principalmente por opacos, titanita y escasa apatita.

Muchas sienitas muestran, al igual que en otras localidades descriptas (e.g. Ea. Túnel), cristales con extinción ondulante, desarrollo de subgranos y neoblastos en bordes de granos o fracturas.

LAMPRÓFIROS. Consisten también en venas discordantes y representan el último pulso magmático, cortando incluso a las venas de sienita. Aunque, algunos diques muestran estructuras de "retrovenilleo" (back-veining) del granitoide hospedante (*MCB*) hacia el dique, o bien conforman enclaves dentro de aquellos (fig. 9.10a). Estas estructuras de tipo sinmagmáticas sugieren que el emplazamiento de los diques (al menos parte de ellos) ha sido contemporáneo con los pulsos finales del plutón.



Fig. 9.8. Estructuras y texturas de la *MCB*. (a) aspecto mesoscópico. El color rosado lo aporta el feldespato alcalino que se presenta en abundancia. Se observa además un enclave microgranular máfico de composición semejante a los gabros / dioritas descriptos, aunque de grano más fino. (b) dique de *MCB* encajado en monzodioritas de px-bt, concordante con el diaclasamiento de las rocas (Rbz N140°/80°). Largo del hacha ~1 m. (c) diques de *MCB* (claro) en *Gabro 12*. El dique de la parte central de la fotografía muestra zonación con aumento de la proporción de feldespato alcalino hacia los bordes (flechas). El dique de la derecha (parcialmente visible en la foto) no presenta, sin embargo, esta zonación. La disposición de feldespato hacia los bordes sugiere una cristalización en condiciones de menor temperatura (borde enfriado) de las fases de menor punto de fusión. Este es un caso semejante a los enclaves

microgranulares máficos en magmas calco-alcalinos rodeados por una fracción enriquecida en feldespato alcalino (e.g. Didier y Barbarin, 1991). El hecho de que no disminuya la granulometría puede deberse a la alta tasa de crecimiento del feldespato alcalino. A su vez, demuestra que la monzonita es el pulso más nuevo. (d) bandeado difuso en *MCB*. Se observan bandas irregulares ricas en feldespato alcalino (flechas). (e) textura porfiroide con fenocristales de feldespato alcalino euhedrales, mayores y poiquilíticos (aunque de elevada integridad; centro). La plagioclasa presenta fuerte alteración y un reborde de plagioclasa posiblemente más sódica. El feldespato intersticial es micropertítico, también poiquilítico pero de menor integridad (BR47; barra 1 mm, Nx). (f) ídem anterior. Se observa zonación en fenocristales de feldespato alcalino, e inclusiones de plagioclasa (taxtura poiquilítica) paralela a las zonas (extremo superior del cristal; BR47; 1 mm, Nx).

Son diques delgados, de hasta ~50 cm de espesor, de color verde oscuro. En un sector se observó un enjambre de diques paralelos de por lo menos 7 ejemplares (fig. 9.10b).

Al igual que en el cerro Jeu-Jepén, estos diques presentan un rumbo e inclinación sistemáticos. La diferencia consiste en que en el *IMK* sólo se han identificado los lamprófiros de homblenda-piroxeno (L hb), es decir, el grupo de lamprófiros más nuevo de los juegos encontrados en aquel sitio. De todos modos, el reconocimiento en el campo no ha sido intensivo, de modo que la no observación no necesariamente indica ausencia.

Los diques del *IMK* presentan un rumbo que oscila entre N320° y N340° (promedio N333°, 14 datos), verticales o con fuerte inclinación al SO.

Están compuestos por fenocristales de homblenda de hasta 1 cm (en general de 2-3 mm), prismáticos a aciculares y en menor medida de piroxeno. La biotita puede o no estar presente. Los fenocristales muestran orientación más o menos paralela a los bordes del dique y están inmersos en una pasta (dominante) afanítica y oscura compuesta por los mismos minerales y fases leucocráticas.

VENAS FENO-LATÍTICAS. En un bloque in situ de Gabro 12 (fig. 9.9a) se observaron venas rectilíneas de coloración violáceo cortando al gabro y a venas de monzonita (*MCB*) y sienitas en él alojadas. Son venas delgadas, de no más de 2-3 cm de espesor, de textura porfírica. Este es el único sector del *IMK* donde fue detectada la presencia de estas venas.

Están compuestas por fenocristales euhedrales a subhedrales de ~650 µm y pasta felsítica afanítica inferior a 10 µm (fig. 9.11). Los fenocristales son de plagioclasa y feldespato alcalino, el primero con macla polisintética y zonación, y composición oligoclasa (determinada al microscopio); el segundo es cuadrangular y micropertítico. Esta fase forma además coronas sobre algunos cristales de plagioclasa. Los fenocristales de cuarzo son muy escasos, anhedrales, y de menor tamaño que los feldespatos. Los mafitos están prácticamente ausentes (homblenda y clinopiroxeno). Otras fases son circón, apatita y muy escasa titanita.

La composición de los fenocristales permite una aproximación a la clasificación de esta roca, dentro del campo de feno-latitas. A priori, podría vincularse a estas venas



de diaclasa (abajo der.). Finalmente, sienitas y gabro son cortados por venillas de feno-latita (5), a su vez paralelas al diaclasamiento (Cuaderno de escala). (b) homblendita brechada por la inyección de material

sienítico. (c) textura porfiroide en vena de sienita con fenocristales de feldespato potásico euhedral en matriz de grano fino constituida por plagioclasa euhedral, feldespato y escaso cuarzo anhedrales (BR77-B; barra 1 mm, Nx).

Fig. 9.10. Diques de lamprófiro. (a) estructuras de retrovenilleo en lamprófiro inyectado en MCB (barra 4 cm). La flecha indica un fragmento desmembrado del dique en el seno monzonítico. (b) monzodiorita / monzogabro (mzd) con inyecciones irregulares de MCB, todo cortado por varios diques paralelos de lamprófiro (flechas) con inclinación al OSO. La flecha pequeña indica una venilla de sienita cortando un dique de lamprófiro, luego interrumpida por un dique más moderno (largo del hacha ~1 m).

Fig. 9.11. Textura porfirica en una vena de feno-latita, representada en la figura 9.9a (barra 1 mm, Nx).

con los diques y filones dacíticos-andesíticos de la península Ushuaia. Diques semejantes (feno-andesitas) también fueron observados en el *PDM*, sin relación de corte con el resto del plutón, y ~7 km al Norte del Mte. Kranck, en el Co. Rodríguez (ver más abajo). Esta correlación se fundamenta principalmente en la textura porfírica, el hábito cuadrangular de los fenocristales de feldespato (hábito común de estas fases en dacitas-andesitas de la península) y en la presencia de circón como accesorio dominante. Por otro lado, el orden tardío de emplazamiento, posterior a la última facies de diferenciación del *IMK* (sienitas), indica la probable desvinculación genética de las feno-latitas con este intrusivo.

9.2.b- La roca de caja y el metamorfismo de contacto

La sierra Beauvoir está dominada por la Formación Beauvoir, que consiste en pizarras negras masivas a levemente laminadas, a las que se intercalan bancos piroclásticos, además de escasas ritmitas de areniscas y fangolitas (Caminos, 1980; ver Capítulo 4).

Martinioni (1997), sin embargo, sugiere que una franja angosta en el flanco austral de la sierra, sobre la costa norte del lago Fagnano, es posiblemente más antigua, o bien representa un nivel estructural más bajo de la típica Fm. Beauvoir. Incluso, este paquete podría también vincularse a la Fm. Lemaire (D. Martinioni, com. pers.). Esta franja está integrada por pizarras negras con marcado clivaje pizarreño, y es en donde se intruye el cuerpo del *Mte. Kranck*.

A unos 6-7 km al Norte del Mte. Kranck, en el Co. Rodríguez, Martinioni et al. (1999a) describen una sucesión homogénea con bancos de escasos centímetros a un metro de espesor, constituidos por fangolitas, limolitas / areniscas muy finas y tobas, pertenecientes a la Fm. Beauvoir.

Se ha estudiado el encajante a lo largo de una transecta de un kilómetro aproximadamente al E y O del intrusivo. Allí puede verse que la roca dominante es una pizarra negra (metalimolitas y metagrauvacas) con capas intercaladas de piroclastitas grises de composición dacítica a riodacítica. Estos bancos poseen espesores que oscilan desde escasos centímetros a 20-30 cm. Inmediatamente al Oeste del intrusivo, sobre la costa del lago hasta por lo menos unos 300 m tierra adentro, aflora un banco de esta litología de espesor mínimo de 30 m apoyado concordantemente sobre las

pizarras, con leve inclinación al NNE. Es un banco masivo de color gris verdoso. Al microscopio se observa que está compuesto por numerosos fragmentos líticos (de facies lávicas (dacitas / riodacitas) y granitoides (granodioritas)) y de cristales de plagioclasa, feldespato micropertítico y cuarzo, en una matriz (escasa) aparentemente de la misma composición.

El efecto del metamorfismo de contacto ha sido escasamente estudiado en esta localidad. Martinioni et al. (1999a) mencionan la presencia de un hornfels granatífero a ~1 km al E del intrusivo. Sólo en una muestra pelítica recolectada en este sector durante el desarrollo de esta Tesis, se detectaron escasos granos de granate euhedrales de muy pequeñas dimensiones (10-20 µm). Son granos idiomórficos que cortan a la esquistosidad, reflejando su carácter post-tectónico (referido a la tectónica compresiva Ándica). No se ha observado crecimiento de biotita a causa del metamorfismo térmico (con típicas texturas decusadas), como ocurre en Ea. Túnel. Los rechazos de las fallas subsidiarias al SFMF (fig. 9.2) que flanquean por el Este y Oeste al cuerpo ígneo no son significativos, de modo que la ausencia de ciertas fases del metamorfismo térmico no tiene vinculación con tales discontinuidades.

En las facies piroclásticas no hay indicios de blastesis por metamorfismo de contacto, como así tampoco en las metapelitas masivas de la cabecera del circo. El único indicio del efecto térmico allí es la fractura concoide que exhiben éstas en el contacto con la roca ígnea.

9.2.c- El mapa geológico y las relaciones mutuas entre las distintas litologías

En la figura 9.2 se presenta un mapa geológico a escala ~1:22000. Una gran parte del área no pudo ser visitada por motivos de accesibilidad (gran parte del terreno está dominado por escarpas de falla de paredes verticales), por lo tanto diversos sectores han sido marcados con el signo "?". Esto significa que se desconoce el tipo de roca ígnea presente en tales sectores, pero que sí se puede certificar la presencia de intrusivo con la ayuda de imágenes satelitales (fig. 2.1). En parte, la geometría del cuerpo también es inferida por la forma de la anomalía magnética (curva de 0 nT). En el mapa se han ubicado todas las muestras mencionadas en el texto (excepto aquellas tomadas de bloques sueltos: BR22, BR29).

La presencia de diques y venas discordantes y de autolitos observados en el campo permite obtener un orden temporal para las rocas del *IMK* similar a la de los demás intrusivos homologables de la isla Grande de TdF. Así, la secuencia de emplazamiento queda como sigue: piroxenitas y homblenditas \rightarrow gabros / dioritas \rightarrow monzogabros / mozodioritas y monzonitas \rightarrow *Monzonita Cuarzosa Beauvoir* \rightarrow venas de sienitas y sienitas alcalifeldespáticas \rightarrow venas de feno-latitas y lamprófiros.

Como se expresara oportunamente, existen evidencias, aunque escasas, que indican que dentro de los gabros / dioritas la variedad de homblenda-piroxeno (*Gabro 12*) es más antigua que la variedad de piroxeno-biotita. La más evidente de ellas es un dique de ~5 m de espesor de este último gabro (BR59) cortando al *Gabro 12*, con

autolitos de éste. Por otro lado, las venas de feno-latita, como se observa en la figura 9.9a, serían posteriores a las de sienita, pero se desconoce la relación temporal con los lamprófiros. Finalmente, las estructuras de retrovenilleo observadas entre algunos de estos últimos y su encajante monzonítico, sugieren que al menos los pulsos lamprofíricos más antiguos han intruido a la *MCB* previamente a su completa consolidación. Esta relación no ha sido observada en los demás plutones de la provincia de TdF.

En el contacto con el encajante metasedimentario, la roca (gnea (monzonitas) adquiere una textura porfirica, con fenocristales de feldespato alcalino en matriz microcristalina a afanítica, con muy bajo contenido en minerales máficos. En estos casos la roca presenta un grado de alteración más desarrollado y porta (aunque no es un rasgo ubicuo) mineralización de sulfuros (pirita ± calcopirita) diseminados y en venillas inferiores al milímetro de espesor, asociados a carbonatos.

9.2.d- Comentarios sobre el Gabro 12

El Gabro 12 representa una unidad con caracterísitcas particulares que merecen ser destacadas aquí. La textura porfiroide-seriada, con fenocristales de homblenda euhedral (textura lamprofírica), y el elevado contenido en minerales máficos (50-70%) son las más sobresalientes. Además, la presencia de anfíboles tardíos de crecimiento epitaxial sobre homblenda o en microvenillas junto a clorita, les confiere un color aún más oscuro. Este tipo de rocas no ha sido identificado en los demás plutones, aunque comparte algunos atributos con otros grupos litológicos de éstos. En primer lugar, puede evocarse a la meladiorita cuarzosa de península Ushuaia. Ambas unidades comparten la textura porfiroide-seriada con fenocristales de homblenda, euhedrales y con reborde más oscuro, y el alto contenido en minerales máficos. Además, también están presentes en la meladiorita de península los microenclaves metamórficos (no se detectaron los ultramáficos en este caso) descriptos para el *Gabro 12* (ver figura 9.5b). Esto último es exclusivo de las dos unidades aquí mencionadas.

Las características de los cristales de homblenda expuestas (fenocristales euhedrales, zonación, e incluso un pleocroísmo desde el verde al castaño amarillento) son propias de estas rocas, como así también de granodioritas y feno-andesitas de la península Ushuaia. E incluso de lamprófiros de homblenda-piroxeno de todas las localidades (comparar p.e. las figuras 9.5d, 7.13b-c y 8.6g con 6.7a, 7.5b y 8.4g). En gabros / dioritas con homblenda típicos del *MPF*, este mineral se dispone siempre intersticialmente respecto a las plagioclasas, generalmente es anhedral, y el pleocroísmo varía del verde al castaño (esto también se aplica a ultramafitas). Así, se descarta también que el *Gabro 12* pueda representar una variación textural, algo enriquecida en minerales félsicos, de homblenditas.

La similitud petrográfica entre el Gabro 12 y rocas de la Suite de la península Ushuaia expresada en los párrafos precedentes es importante para intentar establecer la distribución geográfica de esta suite, y la magnitud con que se manifiesta en cada sitio.

De todos modos, como se verá más adelante, los escasos datos geoquímicos (fig. 9.13, 9.14, 9.15) no indican una clara afinidad entre el *Gabro 12* y la suite calcoalcalina mencionada. Por lo tanto (y hasta no se disponga de mayor información) esta similitud puede considerársela como anecdótica.

9.2.e- Breve reseña petrogenética en base a las características petrográficas

La secuencia temporal expresada más arriba sugiere una evolución del magma original por procesos de diferenciación magmática.

Las texturas cumulares descriptas en las facies menos diferenciadas indican que las primeras etapas de diferenciación se dieron por procesos cumulativos, dando lugar así a piroxenitas, hornblenditas, gabros / dioritas y monzogabros / monzodioritas. Estos procesos incluyen principalmente acumulación mecánica, en medios cerrados (ortocumulados) o abiertos (adcumulados y heteroadcumulados), con aporte periódico de magma al sector de la cámara donde se producía la acumulación, demostrando sucesivos pulsos de invección de magma original a la cámara (Hibbard, 1995). La acción de corrientes convectivas también ha tenido participación en la diferenciación de estas rocas. Éstas quedan expresadas por la orientación subparalela de cristales (foliación magmática) observadas en homblenditas y gabros (figs. 9.5c, 9.7b). Tanto estas corrientes como los pulsos de magma que alimentan la cámara, pudieron arrancar porciones de roca ya cristalizada que explican la presencia de los autolitos ultramáficos descriptos en homblenditas y gabros. Más detalle del proceso de diferenciación se dará en el Capítulo 12. Por otro lado, los gabros / dioritas muestran evidencias de mezcla incompleta de magmas (mingling), como puede verse en la figura 9.12. En este caso, se observa una intrincada relación entre el Gabro 12 (oscuro) y otro gabro / diorita aparentemente también de piroxeno y homblenda (claro). Entre ambas facies de la fig. 9.12 se observan zonas difusas de una roca híbrida de coloración intermedia. Las muestras analizadas presentan un elevado grado de alteración, por lo que la correcta discriminación entre gabros de piroxeno-homblenda o piroxeno-biotita no es fácil de establecer. Los piroxenos son las únicas fases minerales con escasa alteración (en ambas facies oscura y clara de la figura 9.12), mientras que el resto de los minerales máficos están reemplazados por clorita, epidoto y escasa actinolita(?). No obstante, unos pocos relictos de hornblenda identificados, y el hecho de que en ninguna de las dos facies (clara y oscura) se observó biotita, sugieren que ambas facies corresponden a la de piroxeno-homblenda. En este sentido, la roca clara sería equivalente al Gabro 12, pero menos máfica y sin la textura lamprofírica que caracteriza a éste.

Un fenómeno de mezcla como el explicado precedentemente es compatible con una evolución del *IMK* en una cámara con aporte periódico de magma (sistema abierto).



Fig. 9.12. Zona de mezcla entre rocas gabroides. El esquerna de la derecha corresponde al recuadro amarillo. En marrón el Gabro 12, en blanco otro gabro / diorita de homblenda y piroxeno, en gris un híbrido entre ambos.

9.3- ESTRUCTURA

El Intrusivo del Monte Kranck se encuentra afectado por la tectónica transtensiva levógira del sistema Magallanes-Fagnano (SFMF). Este sistema se compone de estructuras principales E-O, y estructuras conjugadas oblicuas, todas producto de reactivación de estructuras previas de la fase deformativa Ándica (ver Capítulo 4). En este sector, una serie de escarpas verticales a subverticales con inclinación Sur y rumbo ~E-O cruzan el faldeo del monte Kranck, próximas a la costa del lago Fagnano (fig. 9.2).

Se realizaron dos transectas en el sector, una sobre la línea de costa, y otra en forma perpendicular a ésta, hasta la cima del monte, sobre la avalancha de derrubios. En la primera de ellas se observaron solo afloramientos aislados, y en muchos casos de muy reducidas dimensiones (debido a la espesa cubierta vegetal y depósitos modernos). Las rocas presentes en las partes más bajas del cerro corresponden principalmente a monzonitas (*MCB*), junto con meladioritas / gabros (*Gabro 12*), sin poder determinar una geometría clara de los afloramientos. En la segunda transecta, las observaciones fueron un poco más precisas, dado que la parte final de la misma corresponde a un sector desprovisto de vegetación. Allí pudo observarse un primer tramo con afloramientos aparentemente homogéneos de monzonitas, y luego una alternancia de éstas con dioritas / gabros. La impresión que causaron estas últimas es la disposición en fajas o tabiques de rumbo ~NE, desde unas pocas decenas a centenas de metros de potencia. Las homblenditas-piroxenitas solo fueron observadas aflorando en dos de estas fajas intercaladas en dioritas / gabros y como enclaves en rocas más diferenciadas.

Se mencionó ya la presencia de un conspicuo diaclasamiento de rumbo ~N82°, subvertical, en la roca ígnea (fig. 9.8b). Muchos de los diques menores de *MCB* y venas de sienita y feno-latitas se inyectan en gabros / dioritas y monzogabros / monzodioritas siguiendo estas discontinuidades, indicando que eran estructuras formadas previamente a la inyección de magma (o bien, sincrónicas).

Si bien los datos obtenidos en el campo no son suficientes, la orientación de estas diaclasas en ángulo agudo con respecto al SFMF (con el vértice apuntando en la dirección del movimiento a lo largo de la falla) sugiere que ambas estructuras son cogenéticas. Este es el caso de las fracturas pennadas (Hobbs et al., 1981), las que pueden formarse a medida que se va desarrollando la falla principal, como durante el deslizamiento posterior a lo largo de ésta. El hecho de que algunas venas de sienita cortan a este diaclasamiento (fig. 9.9a), sugiere que la generación de las estructuras pudo haber cesado (al menos localmente) antes de la completa consolidación del plutón, o más bien, reflejan un régimen episódico, dado que el sistema aún sique activo. Quizá, el motor de las mismas haya sido el enfriamiento asociado a disminución de volumen del cuerpo ígneo, en un medio transtensivo como el que imponía la tectónica del SFMF. Se sugiere, de esta manera, que el emplazamiento (de por lo menos las últimas facies) del IMK habría sido contemporáneo con la actividad de este sistema de fallas. Este hecho posee valor regional, ya que pudiendo datar las rocas del Mte. Kranck, podría ajustarse aún más la edad mínima de inicio de los movimientos transtensivos del SFMF. Siguiendo este criterio, con los datos que se tiene sobre edades de otros plutones de TdF, los movimientos ~E-O a lo largo del SFMF serían aparentemente más antiguos que los 60 Ma propuestos por Klepeis (1994b). De todos modos, estos movimientos transtensivos no necesariamente implican el inicio del límite transformante (nacimiento de la placa de Scotia) en este momento, sino que la transtensión puede deberse a un fenómeno de subducción oblícua de la placa protopacífica debajo de Gondwana (M. Guiglione, com. pers.; ver también Cunningham, 1995).

9.4- GEOQUÍMICA DE ROCA TOTAL

Se han realizado análisis geoquímicos de distintas facies del Intrusivo del Mte. Kranck, entre las que se incluyen el Gabro 12 (BR80), una diorita de homblenda y piroxeno (BR77-A), una monzodiorita de piroxeno y biotita (BR71) y la MCB (BR47). Los datos se presentan en la tabla 9.2.

En las figuras 9.13, 9.14 y 9.15 se incluyen con fines comparativos, además, datos de la meladiorita cuarzosa de la península Ushuaia (P34), un lamprófiro de hbl y cpx de la misma localidad (P13) y de un dique básico del Co. Rodríguez (1B2; Acevedo et al., 2007). La comparación entre estas rocas y el *Gabro 12* se discuten en las Secciones 9.2.d, 9.6 y más adelante en esta misma sección.

Este intrusivo muestra también el rango desde el límite ultrabásico-básico (44,15% SiO₂) al límite intermedio ácido (64,03% SiO₂). Este espectro en el contenido de sílice sería mucho más amplio aún si se consideraran las rocas ultramáficas y las venas de sienita y sienita alcalifeldespática.

El contenido total de álcalis del *IMK* es elevado, de modo que en un diagrama TAS las muestras se ubican en el campo de las rocas alcalinas (alcalinidad media ó series saturadas en sílice, fig. 9.13a), con escasa *Ne* normativa (CIPW) en gabros y dioritas

(0,21 y 0,60%, respectivamente). Como otro representante del *MPF*, se destaca también el elevado contenido de K₂O. En el diagrama SiO₂ vs K₂O (fig. 9.13b), las rocas analizadas caen en el campo de las series shoshoníticas. La relación K₂O/Na₂O es superior a 1 en la *MCB*, y mayor a 0,7 en todas las muestras analizadas (tabla 9.2), con valores muy próximos a los observados en la *MJJ*.

sample	BR47	BR71	BR77-A	BR80	eample	BR47	BR71	BR77-A	BRBO	sample	BR47	BR71	BR77-A	BR80
lithai.	mzn qz	mzd	dio	gab	lithol.	mzn qz	mzd	dio	gab	lithol.	mzn qz	mzd	dio	gab
W1%					ppm					ppm				
SiO ₂	64,03	52,66	49,83	44,15	Ba	1180,7	613,0	844,2	454,5	La	26,00	37,80	22,20	17,90
TIO ₂	0,35	0,75	1,02	1,37	Hr	4,2	3,5	2,3	2,5	Ce	56,60	70,50	51,20	50,60
Al ₂ O ₃	17,37	18,00	17,26	14,55	Nb	7,7	8,9	6,4	4,2	Pr	6,29	7,48	6,19	7,18
Fe ₂ O ₃ t	3,32	7,59	9,96	12,99	Rb	100,0	90,4	102,5	39,7	Nd	22,70	27,50	25,50	33,10
MgO	0,87	2,66	3,95	7,89	Sr	1371,1	1514,5	1463,6	1293,5	Sm	4,14	4,98	5,34	7,11
MnO	0,09	0,21	0,21	0,27	Та	0,5	0,4	0,4	0,3	Ευ	1,11	1,37	1,48	1,99
CaO	2,81	7,44	9,47	11,17	Th	15,6	13,3	8,7	4,1	Gđ	3,01	3,93	4,51	6,10
Na ₂ O	4,19	4,31	3,73	2,31	U	2,5	4,8	2,8	1,3	ть	0,48	0,60	0,69	0,88
K ₂ Ō	5,16	3,25	2,57	1,68	lv 🛛	81,0	217,0	340,0	434,0	Dy	2,51	3,03	3,36	4,14
P ₂ O ₅	0,12	0,43	0,44	0,38	Zr	178,2	124,5	83,3	70,7	Ho	0,44	0,57	0,58	0,70
LOI	1,40	2,40	1,20	2,90	Y	15,0	18,1	18,9	22,1	Er	1,52	1,84	1,79	2,04
Sum	99,73	99,71	99,65	99,69	NI	<5	8,0	<5	23,0	Tm	0,22	0,25	0,24	0,27
K ₂ O/Na ₂ O	1,23	0,75	0,69	0,73	Cr	136,84	54,74	68,42	164,21	Yb I	1,66	1,90	1,71	1,89
				-				-		Lu	0,26	0,29	0,23	0,26

Tabla 9.2. Análisis geoquímico del Intrusivo del Mte. Kranck.

Referencias: mzn qz, monzonita cuarzosa (MCB); mzd, monzodiorita (facies px-bt); dio, diorita (facies hblpx); gab, gabro (Gabro 12).

Las cuatro muestras analizadas muestran, en los diagramas Harker, una tendencia general alineada, con correlación negativa para CaO, MgO, Fe₂O₃t y TiO₂ (fig. 9.13c-f). De todos modos, la información disponible es insuficiente para identificar la existencia de una o varias alineaciones de trenes de datos, o la aparición o desaparición de fases fraccionantes.

Todas las muestras son metaaluminosas (Shand, 1943), con tendencia hacia el campo de las rocas peraluminosas de las rocas más diferenciadas (BR47 muy próxima a este campo; ver figura 12.3, Capítulo 12).

Los elementos trazas graficados en un diagrama araña (fig. 9.14) muestran el mismo patrón aserrado que el resto del *MPF*, con enriquecimiento en LILE y picos negativos en Nb y Ta, típico de rocas de arco (Wilson, 1989). Esto último queda demostrado también en los diagramas discriminatorios de ambiente tectónico (ver figura 12.4, Capítulo 12).

Por otro lado, las rocas del *IMK* muestran bajos tenores en Cr y Ni. De todos modos, muestran los valores más altos dentro de todo el *MPF* (claro está, excluyendo a las rocas de la *SPU*, tabla 9.2).

Las tierras raras muestran un patrón semejante al de los demás integrantes del *MPF*, con enriquecimiento en LREE respecto a HREE (fig. 9.15). Se destacan, por un lado, la convexidad (hacia arriba) de la curva del *Gabro 12* (BR80) en el sector de las MREE y su caída hacia las LREE, debido al elevado contenido de homblenda y piroxeno, fases que, como se explico en capítulos previos, tienden a incorporar MREE y en menor medida HREE. Se incluyen para comparación en la figura 9.15 las curvas de la meladiorita cuarzosa y lamprófiro de la península Ushuaia (P34 y P13,

respectivamente). Estas últimas dos muestran una mayor concavidad en el tramo de las HREE. De todos modos, estas diferencias son sutiles y carecen de peso suficiente, por sí solas, para llegar a alguna conjetura respecto a su afinidad con el *Gabro 12*.



Fig. 9.13. Variación de óxidos de elementos mayoritarios con respecto a SiO₂. (a) diagrama TAS con curva de división entre campos alcalino y subalcalino de MacDonald (1968). (b) diagrama SiO₂ vs K₂O con líneas de división de Rickwood (1989). (c-f) CaO, MgO, Fe₂O₃t y TiO₂, respectivamente. Leyenda: 1-*Gabro 12* (BR80), 2- diorita (BR77-A), 3- monzodiorita (BR71), 4- MCB (BR47), 5- meladiorita cuarzosa de península Ushuaia (P34), 6- lamprófiro de hbl-cpx de península Ushuaia (P13), 7- dique básico del Co. Rodríguez (1B2, Acevedo et al., 2007).



Fig. 9.14. Diagrama araña para elementos trazas normalizados a MORB (Pearce, 1983). Muestras P13, y P34 para comparación (ver texto y referencias en figura 9.13).

El otro aspecto a destacar del patrón de tierras raras es la ausencia, nuevamente, de anomalía en Eu.



Fig. 9.15. Diagrama arafia de tierras raras, normalizadas a condrito (Nakamura, 1974). Muestras P13 y P34 (península Ushuaia) para comparación (ver texto y referencias en figura 9.13).

9.5- LOS DIQUES DEL CERRO RODRÍGUEZ

Un enjambre de diques de rocas hipabisales y posibles apófisis de cuerpos intrusivos fueron reportados por Martinioni et al. (1999a) en el filo este del cerro Rodríguez, a ~6-7 km al Norte del Mte. Kranck (fig. 2.2). Otros diques similares afloran

también en el flanco sur de esta elevación (M. Ghiglione, com. pers.; fig. 9.16a). Los diques mencionados en el primer caso presentan un rumbo aproximado N-S, inclinación subvertical, una corrida de varias decenas de metros, y espesor medio de 1 m. Todos ellos cortan a la esquistosidad de la Fm. Beauvoir (de rumbo aproximado N100°; Martinioni et al., 1999a). La composición de estos cuerpos es basáltica y fenoandesítica. Los autores describen también tabiques y apófisis irregulares de composición granodiorítica y grano fino. Esta última litología se presenta también como enclaves en los diques básicos. La textura de las rocas básicas es microporfirica, fluidal, caracterizada por fenocristales de homblenda (magnesio-hastingsita) y diópsido (Acevedo et al., 2007). La geoquímica de estas últimas indica una tendencia medianamente alcalina en un diagrama TAS (una sola muestra analizada, 1B2, ver figura 9.13), rica en Na₂O (5,17%) y pobre en K₂O (0,17%), aunque el elevado grado de alteración (LOI ~ 7,5%) pudo haber removilizado parte estos óxidos (Acevedo et al., 2007).

Martinioni et al. (1999a) aportan una edad K-Ar (roca total) de 104 \pm 4 Ma para uno de estos diques (1B2).

Se ha tenido la oportunidad de analizar petrográficamente unas pocas muestras cedidas por D. Martinioni de este sector. Una de ellas (1B2) consiste en una roca porfirica con fenocristales euhedrales-subhedrales de homblenda con pleocroísmo entre castaño verdoso y castaño amarillento, y otros menos abundantes de clinopiroxeno, parcialmente alterados a clorita en los bordes. La matriz es afanítica (~200 μ m) constituida por los mismos mafitos, más tablillas de plagioclasa (dominante) euhedrales definiendo una textura intergranular. También la integran escaso feldespato potásico anhedral y prismas de apatita. La composición modal de esta roca sería de andesita / basalto (fig. 9.16b), y su química permite afirmar esta última litología (fig. 9.13a). Otras dos muestras (1B3 y 1B5) son también de rocas porfiricas, pero con fenocristales de plagioclasa euhedral y otros posiblemente de homblenda totalmente cloritizados (fig. 9.16c). La matriz es afanítica (< 100 μ m) constituida por tablillas de plagioclasa y escasos granos de homblenda y apatita, en una textura pilotáxica. Estas muestras corresponden modalmente a feno-andesitas. La muestra 1B3 contiene un microenclave(?) de granodiorita sin minerales máficos.

Las descripciones introducidas arriba, sumado al elevado contenido en álcalis totales y Sr (5,34% y 1061 ppm, respectivamente, muestra 1B2) en roca total y de K₂O de las homblendas (1,5-1,7%; Acevedo et al., 2007; 1B2), sugieren, a priori, una vinculación genética entre los diques de basalto y el *MPF*, correlación también sugerida por Acevedo et al. (2007). En particular, esta correlación debería hacerse con el *Gabro 12*, dadas la proximidad geográfica y similitudes petrográficas entre ambos, además de los parámetros geoquímicos mencionados (aunque no se cuenta con datos de química mineral del *Gabro 12* que permita una completa homologación).

También puede incluirse en esta comparación a la meladiorita cuarzosa de la península Ushuaia, aunque esto es solo desde el punto de vista textural. Por otro lado, las muestras 1B3 y 1B5 son petrográficamente idénticas a los filones fenoandesíticos

de aquella localidad, incluido el micro-enclave granodiorítico (comparar figuras 9.16c con 7.14g).



Fig. 9.16. (a) dique Igneo encajado en pizarras de la Fm. Beauvoir (mochila de escala, ~ 30 cm). Foto cedida por M. Ghiglione. (b) microfotografía de dique básico (1B2), con fenocristales euhedrales de homblenda y clinopiroxeno (corroldos en bordes por clorita), en matriz afanítica conformada por los mismos mafitos y plagioclasa (barra 1 mm, Np). (c) microfotografía de dique feno-andesítico (1B3) con fenocristales de plagioclasa alterados en pasta de plagioclasa ± homblenda y apatita (barra 1 mm, Nx). (a) y (b) muestras cedidas por D. Martinioni.

A su vez, también es llamativa la similitud (petrográfica y geoquímica) del dique 1B2 con los lamprófiros (de homblenda-piroxeno) descriptos en éste y los capítulos previos. De todos modos, se indicó que estos diques en Mte. Kranck presentan un rumbo consistente (N333°; lo mismo ocurre en Co. Jeu-Jepén) y diferente al de los diques del Co. Rodríguez (N-S; si bien Martinioni et al. (1999a) dan solo rumbos aproximados). Considerando que no hubo rotaciones relativas entre éste y el Mte. Kranck (vinculada al SFMF; el rumbo de la esquistosidad es prácticamente la misma), es poco probable entonces que los diques del Co. Rodríguez se correspondan con los lamprófiros mencionados. Además, de haber habido rotación asociada a este fallamiento del Co. Rodríguez respecto al Mte. Kranck, ésta debería haber sido antihoraria (de acuerdo al sentido levógiro de las fallas) y no horaria como indica la orientación de los diques.

El mapa aeromagnético de la provincia de TdF (fig. 3.1), por otra parte, no muestra ninguna anomalía positiva para el sector del Co. Rodríguez. Esto puede implicar que los diques descriptos por Martinioni et al. (1999a) son canales de escape de magma de la cámara magmática del propio *Mte. Kranck*, o bien, de otra cámara no aflorante y

lo suficientemente profunda como para no ser detectada por los sensores geofísicos (mayor a 5 km, ya que el mapa aeromagnético fue elaborado con un filtro que registra la información de los primeros 5 km de la corteza; A. Tassone, com. pers). Otra posibilidad es que no tengan relación alguna con el *MPF* (unidad muy rica en magnetita) y no produzcan anomalías positivas, como es el caso del Gabro Rancho Lata (González Guillot et al., en preparación). Pero por las características petrográficas y geoquímicas indicadas, esta alternativa no sería válida en este caso.

De los párrafos precedentes, resulta que, ante la escasez de datos analíticos (y hasta petrográficos), es conveniente mantener la correlación únicamente del dique básico 1B2 con el *Gabro 12*. Quedará para más adelante, con la adquisición de nuevos datos, la correlación entre los diques feno-andesíticos del Co. Rodríguez y aquellos de la península Ushuaia.



D. Acevedo y un filón capa en el Co. Trapecio.

SECTOR Co. TRAPECIO

10. SECTOR CERRO TRAPECIO

10.1- INTRODUCCIÓN

El cerro Trapecio (1060 msnm) se ubica en la margen sur de la sierra Sorondo, sobre el canal Beagle, a 17 km al Este de la ciudad de Ushuaia (fig. 10.1). No existen vías de acceso transitables por vehículos hasta este sector. La Ruta Provincial 30 llega hasta la baliza Escarpados, desde donde restan por recorrer unos 4 km siguiendo la costa del canal de a pié o a caballo hasta cruzar el río Encajonado, y luego hacia el NE a través de bosque virgen otros 4 km horizontales y ~700-800 m de desnivel. Afortunadamente, durante el desarrollo de esta tesis se contó con un subsidio del CFI que financió una campaña en helicóptero hasta este sitio; no sin antes realizar un intento fallido a pie.

Geomorfológicamente, el cerro conforma un circo glacial, con su piso a los ~700 msnm, que comunica a un valle colgante que drena hacia el SSE. Las rocas que lo constituyen corresponden a la Fm. Yahgán y escasos diques ígneos leucocráticos.

No existen antecedentes sobre la presencia de rocas ígneas en este sector. El afloramiento más cercano corresponde al cuerpo de Estancia Túnel (fig. 10.1).



Fig. 10.1. Ubicación del Cerro Trapecio (imagen Landsat, bandas 123). En amarillo se han marcado las anomalías magnéticas provocadas por los cuerpos intrusivos de península Ushuaia-Ea. Túnel y del Cerro Trapecio. Los valores correspondientes a cada curva son: 0 y +1200 nT para el primer caso, y 0 nT para la curva externa del segundo (el círculo central representa el máximo). Las curvas rojas delimitan el afloramiento de la Homblendita Ushuaia. BE: baliza Escarpados; 3: Ruta Nacional 3; 30 y 35: rutas provinciales.

El mapa aeromagnetométrico de Tierra del Fuego (TdF) (Hoja 5569-II, SEGEMAR, 1998) muestra para el sector una pequeña anomalía positiva alargada en dirección N-S de 3 x 1,8 km² (fig. 10.1). Luego de la experiencia de campo adquirida durante el desarrollo de este trabajo, se ha comprobado que las principales anomalías magnéticas de esta carta se corresponden con afloramientos de intrusivos del *Magmatismo Potásico Fueguino (MPF*). Por lo tanto esta información constituía la

única evidencia de la presencia de estas rocas en el lugar, ya sea en superficie, o en subsuelo a muy escasa profundidad. Con estos antecedentes se decidió realizar una corta prospección en esta zona, con resultados favorables.

10.2- UNIDADES GEOLÓGICAS DEL CERRO TRAPECIO

Fm. YAHGÁN. Las rocas de la Fm. Yahgán están representadas aquí por una alternancia de bancos de grauvacas y pelitas desde rojizas a gris oscuro, y piroclastitas(?) blanquecinas, todas con metamorfismo regional de grado bajo. Los estratos poseen espesores variables, desde decimétricos a escasos metros (fig. 10.2). Internamente, las grauvacas presentan laminación entrecruzada, mientras que las pelitas muestran una fina laminación paralela (láminas del orden de 1-5 cm de espesor). Los posibles bancos piroclásticos poseen hasta 10 m de potencia, e internamente laminación paralela. El rumbo de la estratificación no es uniforme, como tampoco lo es la inclinación, a causa del plegamiento. El rumbo dominante es N110°, con inclinación al Sur. La esquistosidad, más marcada en las pelitas, en muchos casos coincide con la estratificación, pero al tratarse de un clivaje de plano axial, en las proximidades de las charnelas de los pliegues comienza a verse una divergencia entre ambos rasgos planares.

En las pelitas se han observado lentes carbonáticos desde escasos decímetros a metros de largo, y extremos ahusados. Internamente presentan laminación paralela, en algunos casos concéntrica a los bordes del lente. Algunas de estas láminas son conglomerádicas, de 2-3 cm de espesor, con clastos de pelitas esquistosas orientados paralelamente a las paredes del lente.

Las rocas de posible origen piroclástico están compuestas por cristaloclastos diminutos (~150 μ m) de plagioclasa principalmente, inmersos en una matriz dominante de granulometría inferior a 10 μ m. Debido al pequeño tamaño no pudo determinarse la composición de ésta, pero si se detectó la presencia de cristalitos idiomórficos de apatita. En algunos casos se ha observado la presencia en gran cantidad de zoisita / clinozoisita diseminada anhedral, de origen secundario. La composición de estas rocas, de acuerdo a lo observado, sería andesítica.

El estilo del plegamiento varía desde abierto a apretado, con ejes de pliegues de rumbo dominante ESE (fig. 10.2). Bancos más competentes desarrollan pliegues ptigmáticos.

ROCAS INTRUSIVAS. Se han observado intruyendo a metasedimentitas numerosos diques y filones delgados de tonalidad clara (fig. 10.3). Los espesores son desde 10 cm a pocos metros (en general de 0,8-1 m). Los filones dominan sobre los diques y se disponen siguiendo los planos de esquistosidad, con rumbo dominante N110°, e inclinación variable al Sur (como se dijo previamente, muchas veces coincide con la estratificación sedimentaria). Desde los filones se desprenden inyecciones discordantes (diques) que cortan la esquistosidad de la Fm. Yahgán. También se ha

observado un cuerpo de mayor dimensión, con forma lensoidal y piso relativamente plano, y espesor máximo del orden de los 20 m. La geometría y el tamaño de este cuerpo son característicos de los protolacolitos (lacolitos de pequeñas dimensiones), según la definición de Corry (1988). En península Ushuaia se ha mencionado también la presencia de cuerpos como éste (ver Capítulo 7). Ninguno de estos cuerpos muestra signos de deformación.



Fig. 10.2. (a) Fm. Yahgán con alternancia de niveles clásticos (grises y rojizos) y piroclásticos(?) (claros). Se observa también plegamiento suave en estos bancos. Vista hacia el NO (cabecera del circo). (b) plegamiento más apretado, en el flanco oriental del circo (vista al SE).

Las rocas filonianas son portadoras de numerosos enclaves de plutonitas de grano mediano-grueso (hornblenditas piroxénicas y piroxenitas) y otras de granulometría fina de composición mela-diorítica. Son diminutos (menores de 10 cm) y angulosos (fig. 10.4).

Son rocas de textura porfirica y glomerofírica (en pocos casos granudas de grano fino), con fenocristales de plagioclasa euhedral, maclada y fuertemente zonada (zonación múltiple) y en menor proporción de anfíbol prismático (probablemente homblenda; fig. 10.5a-b). El tamaño de los fenocristales de plagioclasa oscila entre 0,5-5 mm, aunque dominan los granos de 2 mm de largo. Los cristales de anfíbol presentan longitudes de 300-500 μ m y están casi en su totalidad reemplazados seudomórficamente por un agregado de clorita, carbonatos y menor proporción de titanita, cuarzo y epidoto. Los accesorios están representados por cristales

idiomórficos de allanita (con zonación oscilatoria), titanita, apatita y opacos. La pasta es felsítica, de granulometría inferior a los 200 μ m. En ella se han identificado plagioclasa, anfibol y apatita, junto con abundante epidoto, quedando la posibilidad de que la fracción leucocrática esté compuesta por otras especies minerales (cuarzo y/o feldespato alcalino). En ocasiones presentan orientación de cristales. Modalmente estas rocas se clasifican como feno-andesitas, y son idénticas a las rocas dominantes en la península Ushuaia, cuyos análisis químicos permiten clasificarlas como andesitas y dacitas (Acevedo et al., 2002; ver también Sección 7.3.b).



Fig. 10.3. (izq.) flanco oriental del valle colgante, constituido por metasedimentitas rojizas intruidas por diques y filones feno-andesíticos. (der.) filón concordante a la esquistosidad, en la cabecera del circo (D. Acevedo de escala).



Fig. 10.4. Dique feno-andesítico con enclaves angulosos de rocas ultramáficas.

En general, estas rocas están muy alteradas, hasta casos extremos en donde no se distinguen los fenocristales, ni a ojo desnudo ni con ayuda del microscopio. Los principales productos de alteración son sericita y carbonatos, que afecta tanto a fenocristales de plagioclasa como a la pasta. Muchos de estos fenocristales presentan núcleos argilizados. El epidoto también es un componente común entre los productos de alteración.

En forma discordante con la Fm. Yahgán y las feno-andesitas, aparecen diques porfíricos de aspecto lamprofírico similares a los de otros sectores de la cordillera Fueguina. Son de coloración gris verdosa y no superan los 20 cm de potencia. Están compuestos por fenocristales de anfibol verde sin orientación (carentes de la alteración que afecta a los anfiboles de las feno-andesitas) en pasta microgranuda de minerales máficos y leucocráticos.

10.3- METAMORFISMO DE CONTACTO

Las rocas de la Fm. Yahgán en el cerro Trapecio muestran indicios de homfelización, con desarrollo de fractura concoide y supresión de estructuras previas en muchos casos.

Se han analizado bajo el microscopio solamente dos muestras de esta localidad (una metagrauvaca y un posible nivel piroclástico). En la metagrauvaca se ha identificado la presencia de escasos granos de granate anhédricos de unos 3 mm de largo (fig. 10.6). Si bien el granate es un producto común en el hornfels de la Hornblendita Ushuaia (HU), el aspecto de estos granates podría indicar a su vez, un posible origen detrítico. No se ha observado biotita, como ocurre en los cuerpos de Ea. Túnel y península Ushuaia (Acevedo et al., 1989; Acevedo, 1990; Capítulo 7).



Fig. 10.5. Textura porfirica en feno-andesitas. Se observa marcada zonación en fenocristales de plagioclasa y la presencia de allanita (mineral índice de la suite calco-alcalina SPU) entre los accesorios. La barra representa 1 mm. (a) nicoles paralelos. (b) nicoles cruzados.

10.4- CONSIDERACIONES FINALES

Las características de los afloramientos y petrográficas de las feno-andesitas del Co. Trapecio, son idénticas a los asomos de la península Ushuaia, por lo tanto se sugiere su vinculación con la SPU.

Por otro lado, se han observado en un (único) sector, sobre el filo que limita por el Oeste al circo glacial, y donde el sustrato está dominado por bloques de roca suelta de la Fm. Yahgán, abundantes bloques de rocas plutónicas similares a las del *MPF*, de hasta 40-50 cm de diámetro. Son bloques de monzodioritas y homblenditas, con una particularidad: los bloques de roca ultramáfica están completamente redondeados, no así los de monzodioritas ni tampoco los de metasedimentitas (fig. 10.7).

La anomalía magnética positiva del cerro Trapecio constituye una evidencia de afloramiento o de la proximidad de rocas plutónicas del *MPF* bajo la superficie, ya que el principal componente responsable del incremento del campo magnético es la magnetita, muy abundante en las ultramafitas de esta suite.

Los signos de metamorfismo de contacto encontrados en este sector, con supresión de estructuras sedimentarias y metamórficas previas, más la posible

neomineralización de granate, sugiere, por otro lado, la presencia de un cuerpo ígneo de dimensiones mayores en subsuelo, ya que los diques y filones feno-andesíticos por sí solos carecen del volumen calórico necesario para tales transformaciones en la Fm. Yahgán. Al comparar esta localidad con Ea. Túnel, las mismas transformaciones metamórficas fueron producidas por un cuerpo ígneo mucho mayor, de 4,7 x 2,9 km².

Fig. 10.6. Cristal de granate anhedral en una metagrauvaca. Este mineral constituye la fase más común (junto a biotita) del homfels de la HU, aunque el hábito del grano (y otros pocos vistos en la misma sección) sugieren, así mismo, un origen detrítico (barra 1 mm, Np).

La presencia de bloques de rocas plutónicas, sumado a los enclaves de litología similar alojados en las fenoandesitas (fig. 10.4), es un factor a favor de la interpretación precedente.



De la observación de la forma de los bloques sueltos de rocas plutónicas, surgen las siguientes conclusiones:

a- la forma angulosa de los bloques de monzodiorita sugieren que provendrían de la erosión de pequeñas apófisis, actualmente cubiertas por derrubio. Dado que el regolito en el sector es de carácter autóctono, se descara que los clastos de roca plutónica correspondan a bloques erráticos transportados durante la última glaciación.

De esta conclusión se desprende también que la profundidad a la que estaría el cuerpo ígneo responsable de la anomalía magnética y metamorfismo térmico de las metasedimentitas sería mínima.



Fig. 10.7. Bloque redondeado de plutonita ultramáfica (izq.) y de monzodiorita (der.), rodeado de bloques angulosos de la Fm. Yahgán.

bloques redondeados blos ultramáficos habrían sido enclaves dentro de las monzodioritas (rasgo muy común en el resto de las plutonitas fueguinas), erosionadas. Éstos actualmente se incorporado a habrían la cámara magmática y adquirido su redondez en

contacto con el magma. En el *Plutón Diorítico Moat* este tipo de enclaves son interpretados como arrancados por corrientes de magma más diferenciado, en este caso gábrico, previo a la completa cristalización del magma ultrabásico, es decir, en estado plástico, o bien, por mezcla heterogénea de magmas durante pulsos de rellenado de la cámara magmática.

Los enclaves de rocas ultramáficas descriptos en las feno-andesitas son más angulosos, por lo tanto no puede vincularse a los bloques redondeados con la erosión de estos filones. Además, dado que el sustrato en que se encuentran está dominado por bloques angulosos, y que se localizan en un filo por encima del valle del circo, no es posible tampoco que la redondez sea el efecto de la acción fluvial subglacial.

Una tercera conclusión puede desprenderse de lo expresado previamente. La forma angulosa de los enclaves ultramáficos y máficos en los filones feno-andesíticos sugiere un alto contraste reológico entre ambos tipos de roca. Esto implica que los enclaves fueron incorporados al líquido feno-andesítico cuando ya estaban cristalizados y fríos. Si tomamos el caso de la península Ushuaia, el intervalo temporal entre la cristalización de la homblendita y dacita es de ~13 Ma (ver Acevedo et al., 2002 y Capítulo 7), tiempo suficiente para el enfriamiento de la primera.

TIERRA DEL FUEGO

C



EXPEDICION POPPER

"En busca del vil metal". Popper, dc pie a la derecha, observa la excavación en búsqueda de oro en las márgenes del río Santa María (aprox. 1887). Foto archivo del Museo del Fín del Mundo.

MANIFESTACIONES de MINERALES METÁLICOS

11. MANIFESTACIONES DE MINERALES METÁLICOS

11.1- INTRODUCCIÓN

La asociación de sulfuros magmáticos de Ni-Cu-EGP (elementos del grupo del platino) con magmas máfico-ultramáficos en diversas partes del mundo (e.g. Bushveld, Sudbury, Noril'sk), invita a enfocar un breve estudio del *Magmatismo Potásico Fueguino* (*MPF*) desde este punto de vista. Además, la presencia de Au y Pt aluvional en sedimentos glaciarios y fluvioglaciarios y arenas de playa provenientes de su destrucción en Tierra del Fuego (TdF) (Kyle, 1890; Petersen y Methol, 1948; Caminos 1980), aumenta el potencial de estas rocas.

Los yacimientos de sulfuros magmáticos de Ni-Cu-EGP son el resultado de la concentración y cristalización de un fundido sulfurado inmiscible segregado de un magma máfico-ultramáfico que incorporó, al momento de la segregación, elementos calcófilos (Ni, Cu, Co, EGP, etc.) (Naldrett, 1981). La segregación del fundido sulfurado se produce como consecuencia de la saturación en S del magma silicatado. Naldrett (2004) divide a este tipo de depósitos en dos grandes grupos, dependiendo de la mena (tablas 11.1-2): (1) depósitos de Ni-Cu y (2) depósitos de EGP. Los primeros se caracterizan por tener altos contenidos de sulfuros (20-90%) y bajos contenidos en EGP (<1,2 g/t, aunque hay excepciones (distrito Noril'sk – Talnakh, Rusia) con EGP > 9,5 g/t). Los depósitos de EGP aparecen asociados a niveles concretos de grandes intrusiones estratificadas en donde los sulfuros (0,5-5%) aparecen en forma diseminada. En estos depósitos se recuperan normalmente además Ni y Cu.

Clase	Magmatismo	Depósitos	Ambiente tectónico		
NC-1	Komatiltico	Kambalda (Australia) Abitibi (Canadá) Zimbabwe	Cinturón de esquistos verdes (rift?		
		Thompson (Canadá) Raglan (Canadá)	Rift de borde continental		
NC-2	Basáltico de	Noril'sk (Rusia) Duluth (USA) Muskox (Canadá)	Rift intra-continental		
	piataiornia	Insizwa (Sudáfrica)	Rift de borde continental		
		Wrangelia (Canadá)	Rift asociado a arco-isla		
NC-3	Ferropicrítico	Pechenga (Rusia)	Rift de borde continental		
NC-4	Anortosita-granito- troctolita	Voisey's Bay (Canadá)	Rift		
		Montcalm (Canadá)	Cinturón de esquistos verdes (rift?)		
		Jinchuan (China)	Rift de borde continental		
NC-5		Niquelandia (Brasil)	Rift continental		
110-0		Moxie (USA) Rana (Noruega)	Orogénico (compresivo)		
		Acoje (Indonesia)	Ofiolita		
NC-6	Fundido de impacto meteorítico	Sudbury	Impacto meteorítico		

Tabla 11.1. Clasificación de depósitos de Ni-Cu (Naldrett, 2004).

Estos dos grandes grupos de depósitos se subdividen a su vez en diferentes clases dependiendo del tipo de magmatismo al que se asocian y el contexto tectónico en el cual se desarrollan (tablas 11.1-2; Naldrett, 2004). De todos ellos, resultan de mayor interés para el estudio comparativo con el *MPF* los subgrupos EGP-4 y EGP-5, por su asociación con magmas de arco.

A continuación se describen los factores y procesos más importantes que influyen en la génesis de depósitos de Ni-Cu-EGP, los cuales contribuyen a conocer la potencialidad del *MPF* como fuente de minerales metálicos. Se dará especial atención a los mecanismos de segregación y cristalización del magma sulfurado, así como al comportamiento de los elementos calcófilos durante tales procesos.

Clase	Magmatismo	Nombre del complejo intrusivo	Ambiente tectónico		
		Bushveld (Sudáfrica)	Rift intra-cratónico		
EGP-1	Magmas tipo-U	Stillwater (USA)	No determinado		
		Gran Dique (Zimbabwe)	Rift intra-cratónico		
EGP 2	Magmas tipo-U y	Munni-Munni (Australia)	Intra-cratónico		
EGF-2	toleítico	Penikat y Portimo (Finlandia)	Rift de borde continental		
EGP-3	Toleítico	East Bull Lake (Canadá) River Valley (Canadá) Skaergaard (Groenlandia) Cap Edvard Holm (Groenlandia)	Rift de borde continental		
		Sonju Lake (USA) Coldwell (Canadá)	Rift intra-continental		
		Lac des lles (Canadá)	No determinado		
EGP-4	Calco-alcalino	Longwoods (Nueva Zelanda) Volkovsky (Rusia)	Orogénico (arco-isla)		
EGP-5	Máfico-ultramáfico de tipo Alaska con	Nizhny Tagil (Rusia) Koryakia Region (Rusia)	Orogénico (arco-isla)		
	afinidad alcalina	Kondyor (Rusia)	Rift intra-cratónico		
EGP-6	Máfico-ultramáfico de afinidad alcalina	Guli (Rusia)	Rift		

Tabla 11.2. Clasificación de depósitos de EGP (Naldrett, 2004).

11.2- SOLUBILIDAD DEL AZUFRE EN MAGMAS SILICATADOS

Los sulfuros son un constituyente minoritario del manto superior, apareciendo en concentraciones inferiores al 0,07% en peso (Lorand, 1990). Normalmente, durante los procesos de fusión parcial del manto se alcanzan temperaturas lo suficientemente altas (>1100 °C) como para que los sulfuros de la zona afectada se fundan por completo. Sin embargo, el contenido de S de la mayoría de los magmas basálticos formados por este proceso es bajo, entre 0,05% y 0,2% en peso (Maier et al., 1998). Esto es debido a que los magmas silicatados solo pueden disolver una cantidad limitada de S, con el resto apareciendo en forma de sulfuros inmiscibles. El azufre se disuelve en el fundido uniéndose al ión Fe²⁺, según la reacción (MacLean, 1969):

 $FeO^{(en el fundido)} + \frac{1}{2}S_2 = FeS^{(en el fundido)} + \frac{1}{2}O_2 \quad (1).$

Existen varios factores que influyen en la solubilidad del azufre en un magma silicatado: el contenido de FeO del magma, la fugacidad de oxígeno (fo2), la temperatura, la presión y las variaciones en el contenido de SiO2 del magma. Con respecto al primer factor, la solubilidad del S disminuye con la disminución del contenido de FeO o Fe²⁺, va que se reduce la posibilidad de formar enlaces Fe²⁺-S, según la ecuación (1) (Haughton et al., 1974). De forma paralela, Buchanan y Nolan (1979) demostraron que el aumento de la fo2 produce una disminución en la solubilidad del S, ya que reduce la cantidad de Fe²⁺ disponible. Haughton et al. (1974), Shima y Naldrett (1975) y Wendlandt (1982) estudiaron el efecto de la temperatura, encontrando que la solubilidad del S aumenta junto con el incremento de aquella en un orden de 0,04-0,09% en peso de azufre disuelto por cada 100 °C. A diferencia de la temperatura, la disminución de la presión tiene un efecto positivo sobre la capacidad que tiene un magma silicatado de disolver azufre (Wendlandt, 1982; Mavrogenes y O'Neill, 1999). El efecto que ejerce la presión sobre la solubilidad del S es mayor que el ejercido por la temperatura, por lo que Mavrogenes y O'Neill (1999) concluyen que en ausencia de cualquier otro fenómeno, es muy poco probable que se alcance la sobresaturación en S durante la cristalización y emplazamiento de un magma (con presión decreciente) como consecuencia de la disminución de la temperatura (tal como ha ocurrido en el MPF).

Finalmente, Li y Naldrett (1993) postulan que el aumento en el contenido de SiO₂ del magma provoca una disminución en su capacidad de disolver S.

11.3- MECANISMOS DE SEGREGACIÓN DE MAGMA SULFURADO

Muchos de los factores anteriormente señalados son variables intrínsecas del magma que varían con los procesos que preceden la formación de un líquido sulfurado, como la cristalización fraccionada, la mezcla de magmas o la asimilación cortical. De esta forma, la segregación de magma sulfurado es una consecuencia directa de las variaciones que provocan estos procesos en uno o varios de los factores indicados. Existen varios mecanismos que conducen a la segregación de un magma sulfurado (Maier et al., 1998):

A- Cristalización fraccionada

La temperatura, el contenido en FeO y la fo₂ del magma son parámetros que varían considerablemente durante la cristalización de un magma. Li et al. (2001) estudiaron las variaciones en la saturación en azufre de un magma basáltico durante la cristalización fraccionada. Estos autores proponen que durante la cristalización de olivina y ortopiroxeno (fig. 11.1), hay un descenso rápido de la solubilidad del S debido a la disminución de la temperatura y, en menor medida, del contenido de FeO (aunque no de la relación FeO/MgO) del magma residual. Una vez que se alcanza la temperatura liquidus de la plagioclasa (1166 °C) ésta comienza a cristalizar y la

solubilidad del S aumenta ligeramente a causa del aumento relativo del contenido de FeO del magma residual. Esta tendencia continúa hasta que el clinopiroxeno se suma a la asociación fraccionante (a 1158 °C), momento en el cual la solubilidad de S vuelve a disminuir. Esto queda ejemplificado en la figura 11.1 a partir de un líquido basáttico con una composición inicial de S de 900 ppm (punto A), como es el magma primario B1 del Complejo de Bushveld, Sudáfrica (Davies y Tredoux, 1985). Durante el fraccionamiento el fundido seguirá una trayectoria A-S y alcanzará la curva de saturación en S al 20% de la cristalización (fig. 11.1). En ese momento el fundido segregará una fracción sulfurada inmiscible. Mientras la cristalización progresa, el magma se desplaza a lo largo de la trayectoria S-B segregando más líquido sulfurado hasta que su contenido en S se agote.



Fig. 11.1. Variación de la solubilidad del azufre en un magma durante la cristalización fraccionada. Modificado de Li et al. (2001).

De una forma similar, la cristalización continua de cromita o magnetita puede provocar una disminución rápida del contenido de FeO del magma, produciéndose la sobresaturación en S y la segregación de magma sulfurado (Haughton et al., 1974). Este proceso podría ser el responsable de la aparición

de sulfuros en algunos niveles de cromititas del complejo de Bushveld (Gain, 1985). También puede explicar la aparición de sulfuros asociados a magnetita en las ultramafitas del MPF (ver más adelante).

B- Descenso rápido de la temperatura

Como se ha señalado anteriormente, el descenso de la temperatura provoca la disminución de la solubilidad del azufre en el magma (Wendlandt, 1982). Este mecanismo de segregación puede aparecer en los márgenes de las intrusiones donde el rango de enfriamiento del magma es significativamente mayor.

C- Mezcla de dos o más magmas

Naldrett y von Gruenewaldt (1989) y Li et al. (2001), entre otros, estudiaron el efecto que produce la mezcla de dos magmas con composiciones diferentes en la saturación en azufre del magma resultante. Si se produce la inyección de un pulso de magma no fraccionado y subsaturado en S en la cámara magmática donde reside un magma fraccionado, ambos fundidos se mezclarán (dependiendo de su composición)

y se formará, como consecuencia, un magma híbrido con una composición intermedia entre ambos. El diagrama de la figura 11.1 puede emplearse para demostrar que la mezcla de dos magmas puede originar otro sobresaturado en S. Como se ha señalado anteriormente, si se parte de un magma inicial con una composición A, durante la cristalización fraccionada el fundido se desplazará a lo largo de las rectas A-S y S-B, segregando un líquido sulfurado en proporciones cotécticas. Si tras el 30% de la cristalización (punto B del diagrama) se inyecta un nuevo pulso de magma de composición X, la composición del magma resultante estará situado a lo largo de la recta B-X y, por lo tanto, el magma estará subsaturado en S y no se segregará líquido sulfurado. Si, por el contrario, la mezcla de ambos fundidos se produce cuando el magma inicial ha alcanzado el 35% de la cristalización (punto C), la composición del magma resultante puede representarse, por ejemplo, en el punto XC y el magma estará sobresaturado en S, produciéndose un líquido sulfurado en unas proporciones mucho mayores a las cotécticas.

La mezcla de magmas pudo haber sido un mecanismo relevante en la formación de horizontes mineralizados como el Merensky Reef del Complejo de Bushveld (Naldrett, 2004).

D- Adición de sílice por asimilación

La asimilación de material rico en sílice por parte de un magma provoca una disminución en el contenido de azufre que se requiere para que el magma alcance la saturación en este elemento, promoviendo por lo tanto la segregación de un líquido sulfurado (Irvine, 1975). La figura 11.2 muestra una sección del sistema SiO₂-FeO-FeS a 1200 °C con el campo de inmiscibilidad líquida entre un fundido silicatado y otro sulfurado. Si un magma de composición A aumenta su contenido en SiO₂ por asimilación parcial de rocas silíceas, su composición se desplazará hacia el punto B del diagrama, situándose en el campo de inmiscibilidad líquida líquida y segregando como consecuencia un líquido sulfurado de composición X. Además, la contaminación del

magma con rocas corticales ricas en sílice induce la disminución de la temperatura del magma contaminado favoreciendo la disminución de la solubilidad del azufre (por ejemplo en Sudbury; Li y Naldrett, 1993).

Fig. 11.2. Sistema temario FeO-SiO₂-FeS a 1200 ^eC mostrando cómo la adición de sílice a un magma basáltico, subsaturado en S (punto A) conduce al magma al campo de inmiscibilidad de dos líquidos (punto B): uno rico en SiO₂ (Y) y otro rico en S (X). Modificado de Naldrett y MacDonald (1980).



E- Incorporación de azufre cortical

A pesar de que los procesos descriptos anteriormente han generado importantes concentraciones de sulfuros magmáticos, para explicar la mayor parte de las mineralizaciones de Ni-Cu-EGP se requiere la incorporación desde una fuente externa de grandes cantidades de azufre al magma parental. Ripley (1981, 1986) sugiere que las altas temperaturas del magma provocan la expulsión de volátiles ricos en S de las rocas encajantes ricas en este elemento, y su incorporación al fundido. De este modo se logra su rápida sobresaturación, segregándose un líquido sulfurado.

11.4- COMPORTAMIENTO DE LOS METALES Y CONCENTRACIÓN DEL MAGMA SULFURADO

Durante la segregación de un líquido sulfurado, los elementos calcófilos (Cu, Ni, Co, EGP, Au, etc.) presentes en el magma silicatado son rápidamente concentrados en el primero y empobrecidos en el segundo, como consecuencia del elevado valor de los coeficientes de reparto (D) para estos elementos entre ambos fundidos. Los coeficientes de reparto del Cu y Ni entre un fundido sulfurado y otro silicatado varían entre 200 y 1400, y entre 200 y 500, respectivamente, siendo muy dependientes de la fo₂ (e.g. Naldrett, 1989).

Para la formación de un depósito de sulfuros de Ni-Cu-EGP, además de la segregación de un magma sulfurado, es necesario que este magma se concentre en una zona restringida de la cámara magmática, de forma que la concentración de sulfuros sea suficientemente alta como para constituir una mena. En las intrusiones máficas-ultramáficas estratificadas es común que los sulfuros se concentren en la base de la cámara magmática, como en el yacimiento de Ni de Kambalda (Australia). Este yacimiento se caracteriza por presentar una acumulación basal de sulfuros masivos que grada progresivamente a una zona en donde los sulfuros están englobando cristales individuales de silicatos y posteriormente a una zona con los sulfuros situados intersticialmente a los silicatos (Naldrett, 1973). Esto ocurre por separación gravitatoria. Sin embargo, en medios dinámicos, como en conductos de alimentación de magma, la acumulación de sulfuros setá controlada por la dinámica del flujo magmático. En estas condiciones, los sulfuros se concentran en las zonas más anchas de los conductos y en la zona de entrada a la cámara magmática, donde la velocidad del flujo se reduce considerablemente (e.g. Li y Naldrett, 1999).

11.4.a- Fraccionamiento de magmas sulfurados

La asociación de sulfuros encontrada habitualmente en los yacimientos de Ni-Cu-EGP está constituida por pirrotina (Fe_{1-x}S), pentlandita [(Fe,Ni)₉S₈] y calcopirita (FeCuS₂), con proporciones mucho menores de magnetita (Fe₃O₄), pirita (FeS₂), de otros minerales de Ni y Cu como millerita (NiS), heazlewoodita (Ni₃S₂), violarita (FeNi₂S₄), bornita (Cu₃FeS₄) o cubanita (CuFe₂S₃), de arseniuros y sulfoarseniuros de Ni como niquelina (NiAs), maucherita (Ni11As8) y miembros de la solución sólida cobaltita-gersdorfita (CoAsS-NiAsS) y de una asociación más o menos compleja de minerales del grupo del platino (MGP). Esta asociación mineral es el resultado de la cristalización fraccionada del magma sulfurado y de la posterior redistribución de metales por procesos de exsolución mineral y recristalización (Kelly y Vaughan, 1983; Hill, 1984; Makovicky et al., 1986). Teniendo en cuenta la mineralogía, el 99% de los elementos que constituyen estas menas son Ni, Cu, Fe, S y O, por lo que para simular su proceso de cristalización es suficiente con estudiar las relaciones de fase entre estos 5 elementos. Por otra parte, la magnetita es una fase de alta temperatura que cristaliza comúnmente antes que cualquier sulfuro (> 1100 °C) (Naldrett, 1969) y no interacciona posteriormente con ellos, por lo que la evolución del líquido sulfurado puede simularse mediante el análisis del sistema cuaternario Ni-Cu-Fe-S (e.g. Craig y Kullerud, 1969). Una gran parte de la información que se tiene de este sistema procede de la interpolación del estudio por separado de los sistemas Fe-Ni-S (e.g. Kullerud et al., 1969; Craig, 1973) y Fe-Cu-S (e.g. Kullerud et al., 1969).

11.4.a.1- El sistema Fe-Ni-S

A excepción de una serie de aleaciones formadas por Fe y Ni a 1200 °C, el sistema ternario Fe-Ni-S está compuesto completamente por un líquido sulfurado rico en ambos metales. Con el descenso de la temperatura, la primera fase que cristaliza es una fase compleja formada por (Fe,Ni)_{11±x} S_{1±x} con una estructura de tipo NiAs, denominada solución sólida monosulfurada (monosulphide solid solution, mss) (fig. 11.3a) (Kullerud et al., 1969). Esta fase, que coexiste con un líquido sulfurado residual, comienza a cristalizar a 1192 °C y es estable hasta los 300 °C. Al comienzo de su cristalización, la mss es rica en Fe y pobre en Ni, enriqueciéndose el líquido sulfurado residual estiluado residual en Ni. Sin embargo, a medida que disminuye la temperatura, la mss incorpora más Ni hasta que alcanza el lado Ni-S del diagrama temario Fe-Ni-S a 999 °C, dividiendo el diagrama en dos partes (fig. 11.3b).

La mayoría de las composiciones de las menas de sulfuros de Ni se proyectan en el campo de la mss del diagrama Fe-Ni-S a 600 °C (fig. 11.4a). Los límites composicionales de la mss son muy sensitivos a la temperatura, de tal forma que su campo de estabilidad se estrecha, tanto desde su lado enriquecido en S como desde el enriquecido en Ni, a medida que disminuye la temperatura (fig. 11.4b). Como consecuencia de esto, y en función del contenido de S de la mss, comienzan a exsolverse una serie de minerales desde la mss. Así, desde la parte rica en S se podría producir la exsolución de pirita (por debajo de 743 °C), vaesita (NiS₂, por debajo de 900 °C) o violarita (FeNi₂S₄, por debajo de 461 °C), mientras que desde la parte pobre en S se produce la exsolución de pentlandita (por debajo de 610 °C) (fig. 11.4ab). La mss no suele estar lo suficientemente enriquecida en S como para exsolver pirita, vaesita o violarita, por lo que el producto de exsolución más común es la pentlandita. Su exsolución está controlada por la composición de la mss, de tal forma que cuanto menor es el contenido en Ni de la mss, menor es la temperatura a partir de la cual la pentlandita comienza a exsolverse.



Fig. 11.3. Diagrama ternario Fe-Ni-S a 1100 °C (a) y 850 °C (b) (Naldrett, 2004). Referencias: vs- vaesita (NiS₂), hpn- pentlandita de alta temperatura [(Fe,Ni)₂S₆].



Fig. 11.4. Diagrama temario Fe-Ni-S a 600 °C (a) y 400 °C (b) (Naldrett, 2004). Referencias: py- pirita (FeS₂), pn- pentlandita, vs- vaesita, viol- violarita (FeNi₂S₄), god- godlevskita [(Ni,Fe)₇S₆], hz-heazlewoodita (Ni₃S₂), ml- millerita (NiS).

11.4.a.2- El sistema Fe-Cu-S

Las relaciones de fases en el sistema Fe-Cu-S a 600 °C se representan en la figura 11.5a. El sistema está dominando por 3 soluciones sólidas: bornita (bnss), mss y una solución sólida intermedia (intermediate solid solution, iss). El Cu se comporta de forma incompatible con la mss (D_{Cu}^{mea/eulf} varía entre 0,05 y 0,2; Barnes et al., 1997) y, a diferencia del Ni, su comportamiento no varía ni con el contenido en S ni con la temperatura (Li et al., 1996). Es por ello que durante la cristalización de la mss, el Cu se concentra en el líquido sulfurado residual con el que coexiste. A pesar de ello, a altas temperaturas, la mss puede albergar hasta un 4,5% en peso de Cu,

reduciéndose este contenido a un 1% en peso a 500 °C (Craig & Kullerud, 1969) como consecuencia de su exsolución en forma de calcopirita a partir de 600 °C. No obstante, la mayor cantidad de calcopirita (el principal sulfuro de Cu en las menas de Ni-Cu-EGP) se forma a partir de la iss. A 600 °C, la iss representa la fase predominante en el diagrama Fe-Cu-S, mostrando un amplio rango composicional (fig. 11.5a). Se cree que la iss se exsuelve desde una mss muy fraccionada enriquecida en Cu, entre 700 °C y 400 °C, dependiendo de su contenido de Cu (Naldrett, 2004). Con el descenso de la temperatura, la iss puede descomponerse en calcopirita-pirrotina, calcopirita-pirrotina-cubanita, más una fase de Cu empobrecida en S como talnhakhita (Cu₉Fe₈S₁₆), mooihoekita (Cu₉Fe₈S₁₆) o haycockita (Cu₄Fe₅S₈) (fig. 11.5b).



Fig. 11.5. Secciones del diagrama temario Fe-Cu-S a 600 °C (a) y 300 °C (b) (Naldrett, 2004). Referencias: ccp- calcopirita (FeCuS₂), cub- cubanita (CuFe₂S₃), tal- talnakhita (Cu₉Fe₈S₁₆), mhmooihoekita (Cu₉Fe₉S₁₆), bn- bornita (Cu₃FeS₄), id- idaita (Cu_{5.5}FeS_{6.5}), cv- covelita (CuS), py- pirita.

11.4.b- Comportamiento de los EGP

Los EGP muestran un comportamiento siderófilo y calcófilo. En ausencia de sulfuros, los EGP tienden a asociarse entre sí y con otros metales como Fe, Ni y Co para formar distintos tipos de aleaciones.

Durante la diferenciación temprana de la Tierra, los EGP se concentraron en el núcleo terrestre (compuesto esencialmente por Fe y Ni), quedando empobrecidos en el manto y la corteza. Según los experimentos llevados a cabo por Holzheid et al. (2000), el manto debería estar 10⁻⁴ veces más empobrecido en Pt y Pd considerando que se alcanzó un equilibrio entre el núcleo metálico y el manto silicatado durante la diferenciación terrestre. Estos bajos valores descartarían por sí solos la posibilidad de encontrar concentraciones económicas de estos metales en rocas procedentes de la fusión parcial del manto. Sin embargo, la concentración actual de estos metales en el manto no es tan baja, siendo "solamente" 150 veces inferior a la de las conditas. ¿Por qué entonces el manto está relativamente enriquecido en EGP cuando teóricamente debería estar más empobrecido? Existen varias teorías que explican la sobreabundancia de EGP en el manto. Una de ellas es la hipótesis de "late-veneer" (Kimura et al., 1974; Morgan et al., 1981) basada en la similitud de algunas relaciones de concentración de metales siderófilos (Au/Pt o Pt/Pd) entre el manto y las conditas. Según estos autores, estas similitudes solo pueden explicarse si una gran cantidad de

estos metales procediesen de meteoritos que impactaron en el manto en los estadios iniciales de la evolución de la Tierra, pero después de que el núcleo y el manto estuviesen ya diferenciados. Sin embargo, algunas relaciones de metales (Pd/Ir o Pt/Ir) en el manto son hasta un 40% mayores que aquellos del material condrítico (Snow y Schmidt, 1998), por lo que algún otro proceso tuvo que haber intervenido. Estos autores han propuesto un mecanismo en el cual parte del núcleo externo diferenciado rico en Pd, Pt y Rh y pobre en Ir y Os se mezcló con el manto, dando lugar a una sobreabundancia en Pd, Pt y Rh en este último. Esto explicaría las altas relaciones de Pd/Ir o Pt/Ir sin descartar la teoría de "late-veneer".

Otros trabajos han sugerido que el enriquecimiento de EGP en el manto se debió al papel que ejercieron los sulfuros como "captadores" de EGP durante la diferenciación del mismo (Mitchell y Keays, 1981). Los EGP muestran un comportamiento calcófilo durante la segregación de un líquido sulfurado desde un fundido silicatado, incorporándose rápidamente al primero (presentan coeficientes de partición sulfuro silicato del orden de $10^3 - 10^4$).

Los distintos contenidos de EGP en las menas de Ni-Cu-EGP pueden explicarse a partir de una variable definida como factor R (Campbell y Naldrett, 1979). El factor R es la relación de abundancia entre un magma silicatado y uno sulfurado, ambos en equilibrio. Un alto factor R implica poca segregación de líquido sulfurado, mientras que un bajo factor R indica abundante segregación, dando lugar a mineralizaciones con gran cantidad de sulfuros (fig. 11.6). Bajo condiciones de alto factor R, la pequeña cantidad de líquido sulfurado segregado incorpora en proporción mucha más cantidad de EGP que de Ni y Cu por ser los primeros mucho más calcófilos que los segundos. El resultado es una mineralización con poco contenido en sulfuros pero enriguecida en EGP respecto a Ni y Cu. Por el contrario, bajo condiciones de bajo factor R el magma sulfurado incorporará, además de los EGP, una gran cantidad de Ni y Cu. Es decir, la cantidad de líquido sulfurado segregado es lo suficientemente abundante como para incorporar la mayor parte del Ni y del Cu. En este caso, la concentración de EGP en los sulfuros será notoriamente inferior que cuando hay un alto factor R, ya que, aunque el contenido absoluto de EGP es el mismo que en el primer supuesto, la concentración relativa es inferior dado que hay una mayor cantidad de sulfuros. La implicación final es que condiciones de alto factor R favorecen sustancialmente la formación de mineralizaciones enriquecidas en EGP con respecto a Ni y Cu.

Junto al factor R, la tasa de fusión es otro factor que influye en el contenido de EGP que puede albergar un depósito de sulfuros de Ni-Cu (Maier et al., 1998). Si la tasa de fusión del manto no es lo suficientemente elevada como para que los sulfuros se fundan por completo, la mayor parte de los EGP permanecerán concentrados en los sulfuros que no se han fundido, debido a su fuerte comportamiento calcófilo. Ya que el D^{sulfvel} del Ni y Cu es significativamente inferior que el de los EGP, el contenido de Ni y Cu del magma basáltico generado será mucho mayor, relativamente, que el contenido de EGP. Como consecuencia de esto, los sulfuros que se formen a partir de dicho magma estarán empobrecidos, relativamente, en EGP con respecto al Ni y al

Cu, y el resultado será la formación de una mineralización de sulfuros pobre en EGP. Por lo tanto, para la formación de un depósito de EGP es importante que se desarrollen altas tasas de fusión parcial. Por otra parte, si se produce una segunda etapa de fusión parcial en la misma parte del manto que conserva los sulfuros sin fundir (enriquecidos en EGP) tras la primera etapa de fusión, estos pueden llegar a fundirse por completo e incorporarse en el fundido, el cual estará mucho más enriquecido en EGP con respecto al Ni y Cu que el magma basáltico anterior. Las mineralizaciones que se originen a partir de este último caso serán potencialmente ricas en EGP (Hamlyn & Keay, 1986).



Fig. 11.6. Diagrama esquemático mostrando la segregación de sulfuros en condiciones de alto y bajo factor R. Modificado de Maier et al. (1998).

Durante la cristalización del magma sulfurado, los EGP se fraccionan según sus coeficientes de reparto entre la mss y el líquido sulfurado residual rico en Cu. El Pd y el Pt son incompatibles con la mss y se concentran en el líquido rico en Cu ($D_{Pd}^{mee/sulf} = 0,08-0,24$; $D_{Pt}^{mea/sulf} = 0,008-0,24$), mientras que el Os ($D_{Os}^{mea/sulf} = 4,2$), lr ($D_{tr}^{mee/sulf} = 2-17$) y Ru ($D_{Ru}^{mea/sulf} = 9-16$) se incorporan a la mss (Naldrett, 2004). El $D_{Rb}^{mea/sulf}$ oscila entre 0,37 y 3. Como consecuencia, el Rh se comporta de forma compatible durante la cristalización de la mss en sistemas saturados y sobresaturados en S, pero sin embargo, en sistemas subsaturados en S tiene un comportamiento incompatible (Li et al., 1996). Si la mss y el líquido sulfurado rico en Cu se separan fisicamente, el resultado puede ser la formación de depósitos zonados con una zona rica en Ni-Os-Ir-Ru-(Rh) y otra enriquecida en Pd-Pt-Cu, como ocurre en Noril'sk, Rusia (Naldrett, 1997) o Sudbury, Canadá (Li & Naldrett, 1993).

11.5- EJEMPLOS DE YACIMIENTOS DE EGP VINCULADOS A AMBIENTES OROGÉNICOS

11.5.a- Depósitos de EGP asociados a complejos ultramáfico-máficos zonados tipo alaska-ural

La asociación tectónica de EGP con rocas máficas-ultramáficas originadas en ambientes de subducción es un fenómeno bien conocido (Garuti et al., 1997; McInnes et al., 1999; Spandler et al., 2000).
Los complejos tipo alaska suelen aparecer en áreas tectónicas inestables. Como su nombre indica, los más conocidos se localizan en Alaska y los Urales, aunque son también importantes los existentes en la Cordillera de los Andes (Colombia y Ecuador) y en Australia, desde el Cámbrico hasta el Mioceno temprano. Estos complejos son pequeñas intrusiones (~3 km²) con una típica estructura zonada concéntrica constituida por rocas ultrabásicas en el núcleo y rocas máficas, progresivamente más diferenciadas hacia la periferia. Pueden presentar estratificación y laminación ígnea (e.g. Irvine, 1967; Taylor, 1967). Es frecuente una secuencia formada por dunitas, harzburgitas, piroxenitas, homblenditas, noritas y gabros, llegando en algunos casos hasta una zona de diorita-monzodiorita (fig. 11.7). Esta envoltura más diferenciada puede estar o no vinculada genéticamente al núcleo ultramáfico. Son interpretados como las raíces de los arcos magmáticos, derivados de la cristalización y acumulación a partir de un magma basáltico hidratado (e.g. Hall, 1987).

Varias características de estos complejos (Irvine, 1969; Taylor, 1969) son compartidas con el *MPF*: (1) su origen en arcos magmáticos, (2) su vinculación a eventos de magmatismo de retroarco previos (ver más adelante), (3) la estructura zonada y la composición litológica, especialmente las zonas exteriores, más diferenciadas (comparar con la Homblendita Ushuaia (HU), fig. 7.2), (4) la presencia de bolsones gábricos de textura pegmatítica con cristales de homblenda de hasta 30 cm (comparar con fig. 6.5a). La no-observación de los términos más ultramáficos en el *MPF* puede deberse simplemente a su presencia en subsuelo (ver Sección 12.2). Otras características comunes, desde el punto de vista petrográfico, son (5) la composición del clinopiroxeno (diópsido, con muy poco incremento en la relación Fe/Mg con la diferenciación y elevado contenido en AI_2O_3 (4-7%)), (6) la ausencia de ortopiroxeno (7) la presencia de abundante magnetita e ilmenita (exsuelta en magnetita o como cristales periféricos en ésta) que alcanza hasta 15-20% en piroxenitas y piroxenitas hombléndicas (ver descripción de piroxenitas en la HU y fig. 7.4).

Los complejos tipo alaska se asocian con concentraciones de EGP económicas a subeconómicas. Una de las características más sobresalientes de estos complejos es una anomalía positiva bien pronunciada de Pt, hasta 20 veces la estimada para el manto, que claramente distingue a las rocas ultramáficas de arco de complejos asociados a otros ambientes tectónicos (Garuti et al., 1997; Spandler et al., 2000) (tabla 11.3). Esta anomalía de platino en rocas de subducción representa una característica distintiva del magma parental originado en una cuña mantélica debajo de un arco magmático (Garuti et al., 1997). El estudio de xenolitos mantélicos (harzburgitas de espinela) en lavas de arco ha revelado que el manto debajo de los arcos presenta un enriquecimiento en Pt (y Au) respecto a Pd y otros EGP (McInnes et al., 1999; Kepezhinskas y Defant, 2001), con una relación Pt/Pd superior a la de condritos (tabla 11.3). Esta propiedad puede explicarse por un primer evento de extracción de fundidos en un ambiente de retroarco, que deja aleaciones refractarias de Pt-Fe en el manto residual. Estas aleaciones concentran selectivamente Pt

respecto a Pd, y produce el incremento de la relación Pt/Pd en la cuña mantélica debajo del arco (Garuti et al., 1997). Posteriores eventos de fusión parcial de este manto enriquecido en Pt, favorecidos por fluidos derivados de la losa subducida, pueden producir pequeños volúmenes de magmas primitivos (picríticos o basálticos ricos en Mg) enriquecidos en este metal. Estos magmas evolucionan luego por cristalización fraccionada en reservorios de la corteza superior para dar todo el rango litológico de los complejos tipo alaska (Kepezhinskas y Defant, 2001).



Fig. 11.7. Algunos ejemplos de complejos tipo alaska. (a) Klukwan, Alaska. (b) Alto Condoto, Colombia. (c) Union Bay, península Cleveland, Alaska. (a) y (c) modificado de Taylor (1967), (b) modificado de Salinas et al. (1992). Comparar con la HU, figura 7.2. Referencias: hbl + pxt, homblendita y piroxenita; pxt ol, piroxenita olivInica; gab – nor, gabro y norita; metamorf, metamorfitas.

La tabla 11.3 muestra, además, que las concentraciones de Pd de homblenditas y piroxenitas del *MPF* son semejantes a la de estos complejos zonados, no así las de Pt. Sin embargo, ambas son significativamente mayores a los valores mantélicos.

Los xenolitos del manto de las zonas de suprasubducción han revelado también la escasa participación de sulfuros en estos ambientes (Kepezhinskas y Defant, 2001), argumentando así su escasez en estos complejos zonados.

La mineralización más frecuente en los complejos tipo alaska se presenta de forma diseminada o como pequeñas bolsadas. En estas mineralizaciones, los sulfuros

(pirrotina, pentlandita, calcopirita y bornita) tienen una importancia secundaria, sobre todo en los términos ultramáficos. Del mismo modo, la mineralogía de los EGP está ampliamente dominada por las aleaciones de Pt-Fe, aunque también se encuentran sperrylita (PtAs₂), y, más raramente, cooperita (PtS), braggita [(Pt,Pd,Ni)S] y laurita [(Ru,Os)S₂]. Diversos tipos de arseniuros y antimoniuros pueden observarse también en las rocas máficas.

Tabla 11.3. (a) Valores promedio de EGP y Au en Condrito C1, pirolita modelo, manto, enclaves ultramáficos, complejos tipo alaska y MPF.

8	C1	Pyrolite	PM1	PM2	CLM	OCM	KAM	AUC	MPF
Ru (ppb)	710	5,00	4,30	5,60	12,40	6,04	10,46	2,22	
Rh (ppb)	130	0,90	2,40	1,60			1,62	4,73	-
Pd (ppb)	550	3,90	4,00	4,40	3,90	5,88	6,15	33,65	36,86
Os (ppb)	490	3,40	3,30	4,20	4,00		3,54	3,23	
lr (ppb)	455	3,20	3,30	4,40	3,70	3,43	3,72	4,89	
Pt (ppb)	1010	7,10	7,00	8,30	7,00	7,81	16,39	86,50	30,43
Au (ppb)	140	1,00	0,50	1,20	0,65	-	4,90	8,32	4,86
Pt/Pd	1,84	1,82	1,75	1,89	1,80	1,33	4,17	3,89	0,83
Pt/Os	2,06	2,09	2,12	1,98	1,75		5,44	42,57	-
Au/Pd	0,26	0,26	0,13	0,27	0,17	-	0,21	0,27	0,13
(Ru/Ir)N		1,00	0,86	0,80	2,13	1,14	1,90		
(Pt/Ir)N		1,00	1,00	1,00	0,88	1,03	2,96		
(Pd/lr)N	-	1,00	1,00	0,80	0,88	1,44	1,54	-	-
Ь	MT59	CM20	CM1	CM15b	MT72	MT92	ET2*	U23*	MTF1
	pi	a i				hbt			
Rh (ppb)	<u> </u>		-	-	-		2	2	-
Pd (ppb)	26	109	22	51	26	10	30	89	14
Pt (ppb)	23	97	21	24	31	7	14	75	10
Au (ppb)	2	5	11	5	5	4	14	2	2
Pt/Pd	0,88	0,89	0,95	0,47	1,19	0,70	0,47	0,84	0,71
Au/Pd	0,08	0,05	0,50	0,10	0,19	0,40	0,47	0,02	0,14

(b) Valores de EGP y Au de ultramafitas del MPF.

Notas: (a) condrito C1, pirolita, manto primitivo (PM1) y manto litosférico continental (CLM) de McDonough y Sun (1995); manto primitivo 2 (PM2) es de Barnes et al. (1988); manto oceánico (OCM) es de Rehkamper et al. (1999); xenolitos mantélicos en volcanitas de arco (KAM) tomado de Kepezhinskas y Defant (2001); complejos tipo alaska (AUC) compilado de Nixon et al. (1997), Tistl (1994) y Garuti et al. (1997); MPF datos de este trabajo.

(b) valores de piroxenitas (pxt), hornblenditas piroxénicas (hbt px) y hornblenditas (hbt) de la HU (muestras MT, ET y U) y PDM (muestras CM). * de Acevedo (1992). MT59 y MT19B (descripta más adelante) fueron tomadas del mismo sítio. MT72 y ET2, ídem anteriores.

El grado de fusión parcial puede influir en la disponibilidad de EGP totales en el fundido. A mayor grado, mayor concentración de Ir, Os y Ru en los magmas originados (Tistl, 1993).

11.6- MANIFESTACIONES DE MINERALES METÁLICOS EN EL MPF

Las mineralizaciones de elementos metálicos han sido estudiadas principalmente en las secciones ultramáficas del MPF, aunque de todos modos en forma expeditiva. Como se ha visto en los capítulos previos, la mineralogía de opacos de estas rocas constituye principalmente óxidos, de los cuales magnetita e ilmenita son los predominantes. Su abundancia disminuye notablemente desde piroxenitas hacia los términos más diferenciados. Las piroxenitas presentan además escasos cristales de espinela [ferro-espinela: (Fe,Mg)(Fe,AI)₂O₄].

Los óxidos en las ultramafitas han cristalizado como agregados cumulares, alcanzando tamaños de hasta 10-20 cm de diámetro (*PDM*). En la HU, los cúmulos de magnetita – ilmenita son más pequeños (1-5 cm), pero alcanzan concentraciones de hasta 10-20% en volumen (ver fig. 7.4c).

Los sulfuros de origen magmático aparecen recién en las homblenditas piroxénicas y homblenditas, en forma diseminada en diminutas inclusiones en los óxidos, y menor medida en silicatos. En gabros y dioritas aparecen sólo diseminados en la masa silicatada, y desaparecen en los términos más diferenciados. Comprenden principalmente calcopirita, pirita y bornita, dominando el primero sobre los otros dos.

Los sulfuros son más importantes hacia los bordes de los plutones, próximos al contacto con el encajante metapelítico. Esto se ha observado claramente en la HU, especialmente en el extremo SE del cuerpo, donde afloran homblenditas piroxénicas de grano grueso con sulfuros diseminados y en finas venillas asociados a silicatos secundarios y carbonatos. En los sectores de mezcla entre magmas homblendíticos y gábricos, se observa también un ligero incremento en la proporción de sulfuros, los cuales aparecen en finos granos diseminados o delgadas lentecillas. Un ejemplo de ello ocurre en la HU próximo a la baliza Escarpados (ver fig. 7.7).

Los sulfuros vinculados a removilizaciones post-cristalización son más abundantes y están presentes en todos los tipos litológicos. Aparecen en venillas delgadas (desde submilimétricas hasta 2-3 cm de espesor), asociados a epidoto, clorita, calcita y escasa malaquita, en las rocas ultramáficas (fig. 11.8a), y a cuarzo, calcita ± malaquita en las rocas más diferenciadas (fig. 11.8b). Los minerales de mena están constituidos por pirita, calcopirita, pirrotina y millerita, en orden decreciente de abundancia.

Se ha observado mayor predominancia de calcopirita (en las paragénesis primarias y secundarias) y de malaquita (en la paragénesis secundaria) en el Intrusivo del Monte Kranck respecto a las demás localidades, sugiriendo una mayor relación Cu/Fe en esa localidad (no se dispone de datos geoquímicos que atestigüen esta especulación).

En ningún caso se han observado concentraciones significativas de sulfuros, ni minerales de metales nobles, por lo que se estima que tanto las mineralizaciones diseminadas como las removilizaciones póstumas podrían no constituir menas económicas. No obstante, los estudios desde este punto de vista no han sido intensivos y, por otro lado, algunos valores de Pt y Pd presentados en la tabla 11.3b son algo anómalos. Por lo tanto, no deberían descartarse a las ultramafitas del *MPF* como potenciales fuentes de EGP, sobre todo, si se considera estos plutones representan porciones cuspidales de cámaras magmáticas y albergan raíces profundas (sustentado por la información geofísica) con posibles niveles peridotíticos (ver Capítulo 12).

11.6.a- Descripción y composición química de las fases metálicas

La asociación mineral en las distintas unidades litológicas de cada plutón del MPF muestra ciertas variaciones, tanto en la presencia o ausencia de determinadas fases, su abundancia relativa y su composición química. Sin embargo, cada tipo litológico en los diferentes plutones de la suite muestra gran homogeneidad en estas variables. Por este motivo se describen a continuación las fases metálicas asociadas a (i) piroxenitas hombléndicas y homblenditas piroxénicas, (ii) homblenditas; consideradas primarias, y (iii) de los removilizados, tanto de la HU como del *Plutón Diorítico Moat (PDM)*.



Fig. 11.8. Aspecto mesoscópico de sulfuros removilizados. (a) lente con epidoto, carbonatos, anfiboles secundarios y lentecillas de sulfuros (flechas) en una homblendita de la HU. (b) Monzonita Cuarzosa Beauvoir (*MCB*, *IMK*) con venilla milimétrica con clorita (flechas amarillas) y malaquita más sulfuros (flecha naranja) en contacto con enclave gábrico (oscuro).

En esta sección se dan las composiciones químicas promedio para cada fase mineral de la clase óxidos (tabla 11.4), y en el Anexo 2 se presentan las tablas completas de cada medición individual (tablas A2-9 – A2-11). Los datos químicos de sulfuros serán presentados en el siguiente texto cuando sea necesario.

(i) Piroxenitas

En esta categoría se incluyen piroxenitas hornbléndicas y homblenditas piroxénicas. Lo más destacable de estas rocas es la presencia de importantes cantidades de cúmulos de óxidos de 1-2 cm en su eje más largo en promedio, pero que pueden alcanzar mayores dimensiones y abundancia. Los sulfuros están prácticamente ausentes en estas litologías.

El principal mineral opaco es la magnetita, que crece en agregados policristalinos de forma anhedral en cúmulos, con tamaño de grano variable entre 0,1-1 cm.

La ilmenita aparece de dos maneras. Los cristales mayores (de hasta 1 mm) forman un intercrecimiento con la magnetita (fig. 11.9a-e). Estos granos son subhedrales y presentan macla lamelar. Muchas veces las caras cristalinas coinciden con direcciones cristalográficas de la magnetita. El otro modo de presentación es como lamelas de exsolución de diverso espesor (2-3 µm a 50 µm, fig. 11.9b, c, d, f).

Estas lamelas se orientan según la dirección (111) de la magnetita hospedante (en menor medida según (100)), y en ocasiones en continuidad (física y óptica) con los cristales mayores de ilmenita (fig. 11.9b). La forma en que la ilmenita es exsuelta en la magnetita depende del tamaño del cristal de este último, de la velocidad de enfriamiento, de la composición y de la presencia de agentes mineralizadores; y ocurre entre los 700-400 °C (Ramdohr, 1980).

La ferro-espinela aparece en cristales subhedrales incluidos en magnetita o intercrecidos con ésta e ilmenita (fig. 11.9c-e). También se presenta formando las clásicas exsoluciones subredondeadas en los bordes de granos y lamelas de ilmenita dentro de magnetita (fig. 11.9a-f), o como exsoluciones en magnetita. Estas últimas constituyen finas lentecillas orientadas según la dirección (100) de la magnetita, o como diminutos cristales cuadrangulares orientados según (111) (fig.11.9g-h). En los sectores próximos a lamelas de exsoluciones de espinela (fig. 11.9f). Esto sugiere que el déficit en MgAl₂O₃ en estos sectores se debe a difusión de este componente hacia las lamelas de ilmenita. Según Ramdohr (1980), las exsoluciones de espinela en magnetita se forman a altas temperaturas, durante procesos magmáticos. Haggerty et al. (1979) sugiere además que las exsoluciones de espinela en ilmenita ocurren a elevadas temperatura y presión, debido a la diferencia estructural entre ambas fases.

Se han observado finas inclusiones de calcopirita y pirita, muy escasas, dentro los óxidos y de los silicatos asociados (fig. 11.9e-f).

(ii) Hornblenditas

En estas rocas los cumulatos de óxidos son más pequeños (~1 cm) y menos abundantes. Estos cúmulos se componen básicamente por los mismos óxidos, pero no están presentes las ferro-espinelas. La ilmenita aparece sólo como listones de exsolución en la magnetita (menos abundantes que en piroxenitas) o como rebordes en los cristales de magnetita (fig. 11.10a). En rocas más diferenciadas (desde gabro a sienita) el único óxido presente es magnetita, libre de exsoluciones.

Las ilmenitas presentan una alteración parcial a alguna fase más rica en Ti (TiO₂: rutilo o anatasa?, determinado por un barrido de Rx) y titanita (fig. 11.10b). Estas alteraciones (ausentes en piroxenitas), sumado a la presencia de venillas con sulfuros puede reflejar condiciones de reequilibrio deutérico, considerando además la mayor concentración de agua en estos magmas (ver Capítulo 12).

Los sulfuros son más importantes en estas rocas. Se han detectado inclusiones subredondeadas (*blebs*) de calcopirita en magnetita o ilmenita y en silicatos. Alcanzan dimensiones entre 30 μ m y 200 μ m (fig. 11.10c). En una hornblendita transicional a gabro, en una zona de mezcla de magmas (hornblendita-gabro) en la HU, aparecen mayor concentración de sulfuros, en este caso dominados por pirita, la cual se dispone rellenando fracturas y en bordes de grano entre cristales de magnetita-ilmenita en los cúmulos de óxidos (fig. 11.10d), o bien como inclusiones en silicatos o entre éstos.

Junto a pirita aparecen calcopirita y pirrotina; el primero en fracturas y entre granos de óxidos y como inclusiones en pirita o silicatos (fig. 11.10e), y el segundo como pequeñas inclusiones en pirita (fig. 11.10d), muchas veces asociada a calcopirita (¿Textura de reemplazo?).



Fig. 11.9. Fotomicrografías con luz reflejada de cúmulos de espinelas en piroxenitas. (a) cristales de ilmenita y espinela intercrecidos con magnetita. Ésta presenta además lamelas de exsolución de ilmenita y finas lentecillas orientadas de espinela. El grano de ilmenita contiene exsoluciones de espinela en el

contacto con la magnetita (flecha) (MT19B, HU; barra 200 μm). (b) ídem anterior. El cristal de ilmenita posee caras cristalinas paralelas a direcciones cristalográficas de la magnetita, y crece en continuidad óptica y física con lamelas de exsolución del mismo mineral (flechas naranjas). Las flechas amarillas indican exsoluciones de espinela (MT19B, barra 200 μm). (c) el cristal de ilmenita central muestra también caras cristalinas paralelas a direcciones cristalográficas de la magnetita hospedante, y su continuidad hacia lamelas de exsolución. La flecha amarilla indica cristales de espinela intercrecidos en la interfase ilmenita-magnetita. La flecha naranja indica lamelas de exsolución de ilmenita (MT19B, barra 50 μm). (d) magnificación de la imagen anterior. Se observan exsoluciones de espinela en lamelas de ilmenita (flecha narania) y en bordes de cristales (flecha amarilla). El cristal de ilmenita presenta macla lamelar (flecha negra) (barra 10 μm). (e) se observan exsoluciones de espinela en magnetita, y en cristales de ilmenita en contacto con magnetita (flecha). En la porción inferior de la foto una inclusión de calcopirita en ilmenita (CM1, PDM; barra 50 µm). (f) magnetita con exsoluciones de espinela y listones de ilmenita con desmezcia de espinela (flechas). Nótese la ausencia de desmezcias de espinela en la magnetita próxima a las lamelas de ilmenita. Se observa una inclusión de calcopirita en la porción inferior de la fotografía (MT19B, barra 50 μm). (g) dos generaciones de exsoluciones de espinelas: en finas lentecillas según (100) (flechas amarillas) y en cristales cuadrangulares según (111) (CM1, barra 50 μm). (h) imagen retrodispersada tomada con SEM. Cristal de magnetita con dos posibles generaciones de exsoluciones de espinela según (111) (MT19B, barra 20 μm). Fotografías a-g tomadas con nicoles paralelos en aire.

La calcopirita es ocasionalmente reemplazada por bornita, cuando está incluida en magnetita y aislada de la fracción silicatada (fig. 11.10c). Los cristales que crecen en la masa silicatada, en los bordes cristalinos de magnetita o próximos a fracturas en esta última, presentan alteración a limonitas (fig. 11.10f).

Otros ejemplos de mineralizaciones primarias

En una diorita y monzodiorita (HU y PDM (Mte. Rojo), respectivamente) próximas al contacto con el encajante metapelítico, la paragénesis de sulfuros observadas se caracteriza casi exclusivamente por agregados policristalinos de ~400 µm de pirrotina anhedral, diseminados entre bordes de silicatos o incluidos en éstos; acompañados por escasos granos anhedrales de calcopirita. No hay óxidos asociados en estos casos. Resulta importante destacar aquí que la roca de caja en el contacto con el intrusivo o en xenolitos presenta una mineralogía de sulfuros representada exclusivamente por pirrotina, junto a escasa ilmenita.

Otras muestras del Mte. Rojo (*PDM*), stock monzodiorítico-monzonítico caracterizado por presentar una mayor concentración de sulfuros respecto al resto del plutón (Capítulo 6), presentan una paragénesis composicional y texturalmente semejante a la descripta en un párrafo anterior para una zona de mezcla de magmas (figs. 11.10d-e). En este caso, la pirita (con diminutas inclusiones de calcopirita y pirrotina) domina ampliamente sobre los óxidos.



Fig. 11.10. Fotomicrografías con luz reflejada (nicoles paralelos, aire) de cúmulos de espinelas y sulfuros en hornblenditas. (a) cristal/es de magnetita con lamelas de exsolución y rebordes de ilmenita (flechas). Con un recuadro se indica la figura 11.11c, y con círculos pequeños cristales de pirita alojados en microfracturas (MTF1, HU; barra 200 μ m). (b) magnetita con lamela de exsolución de ilmenita alterada a leucoxeno (titanita + TiO₂?) (MTF1, barra 50 μ m). (c) magnificación de 11.11a. Inclusión de calcopirita parcialmente reemplazada por bornita en magnetita (barra 50 μ m). (d) cristales de pirita rellenando fracturas y entre bordes de granos de magnetita-ilmenita. La calcopirita aparece como inclusiones en la pirita o asociada a silicatos (flechas) (MT11, HU; barra 200 μ m). (e) calcopirita (flechas) (MT11; barra 50 μ m). (f) imagen retrodispersada tomada con SEM. Cristales de calcopirita en fracturas de magnetita parcialmente alterados a limonitas. La flecha amarilla señala una lamela de ilmenita, y la naranja un *bleb* de bornita (MTF1; barra 50 μ m).

Composición química

Es interesante resaltar la composición química de los óxidos (tabla 11.4 y Anexo 2). La magnetita presenta mayores contenidos de TiO₂, Cr_2O_3 y MgO, y en menor

medida AI_2O_3 en las piroxenitas. El Fe₂O₃, por otro lado, presenta un comportamiento inverso, estando más concentrado en las magnetitas de las homblenditas.

Magnetita				Ilmenita						Espinel	9			
Label	CM1	MT19-B	MTF1	Label	CM1	MT1	9-B	M	TF1	Label	CM1		MT19-B	
	hbt px	pxt	hbt		hbt px	P:	xt	hbt			hbt px		pxt	
_				obs	crist	crist	ex-mgt	crist	ex-mgt*	obs		ex-il	ex-mgt	crist
TiO2 -	1,42	0,90	0,15	TiO2	51,11	52,32	50,77	49,82	49,09	TiO2	0,42	0,37	0,18	0,04
AI2O3	1,25	0,60	0,55	AI2O3	0,07	0,05	2,52	0,46	0,05	AI2O3	62,22	64,15	65,10	62,11
Cr2O3	0,10	0,38	0,10	Cr2O3	0,01	0,09	0,18	0,02	0,04	Cr2O3	0,06	0,70	0,41	0,39
Fe2O3	64,84	66,31	67,64	Fe2O3	6,81	7,44	6,44	2,88	6,50	Fe2O3	2,02	2,95	3,74	4,88
FeO	31,42	31,17	31,27	FeO	31,72	29,13	25,54	35,29	38,60	FeO	13,87	9,78	7,67	12,00
MnO	0,15	0,04	0,02	MnO	3,26	2,18	2,88	9,34	5,29	MnO	0,39	0,14	0,11	0,15
MgO	0,77	0,74	0,03	MgO	6,18	8,87	9,67	0,15	0,10	MgO	18,44	21,31	23,21	19,28
NIO	0,01	0,06	0,03	NIO	0,01	0,01	0,04	0,03	0,02	NiO	0,03	0,02	0,04	0,08
Suma	99,94	100,19	99,80	Suma	99,17	100,10	9 8,03	97,99	99,68	Suma	97,44	99,41	100,45	98,92
XCr	4,87	58,89	41,10	Ilmenite	64,59	57,83	52,13	76,19	82,03	XCr	0,06	0,73	0,42	0,42
XFe2+	95,82	96,00	99,85	Geikielite	22,42	31,14	35,76	0,59	0,37	XFe2+	29,72	20,48	15,64	25,89
YFe3+	96,92	98,05	98,59	Pyrophan.	6,75	4,39	6,04	20,43	11,40	YFe3+	1,97	2,83	3,52	4,76
				Hematite	6,24	6,64	6,07	2,79	6,21					

Tabla 11.4. Composición media de los óxidos en el MPF.

Notas: hbt px, homblendita piroxénica; pxt, piroxenita; hbt, homblendita; crist, cristal granular; ex-II, exsolución en ilmenita; ex-mgt, exsolución en magnetita. * incluye además ilmenitas de borde en magnetita. El análisis de espinela de CM1 incluye granos y lamelas en ilmenita y magnetita, debido a que presentan una composición más uniforme respecto a las espinelas de MT19-B (ver Anexo 2). Las muestras denominadas CM son del *PDM* y las MT de la HU.

La ilmenita en piroxenitas es notoriamente rica en MgO, desde 5,8% a 11,8%, i.e., una proporción del componente geikelita de 22-46%. Este rango composicional es semejante al de ilmenitas presentes en xenolitos eclogíticos y peridotíticos, megacristales y xenocristales de kimberlitas (geikelita entre 21% y 51%; e.g. Haggerty et al., 1979; Shee y Gurney, 1979) y de otros complejos máfico-ultramáficos como el de Sokndal, Noruega (hasta 4,5% MgO; McEnroe et al., 2000). Sin embargo, el contenido de Cr_2O_3 es muy bajo comparado con ilmenitas kimberlíticas (Haggerty, 1975; Shee y Gurney, 1979).

No se observan diferencias composicionales importantes entre ilmenitas granulares y de desmezcla dentro de una misma roca, sin embargo estas últimas poseen un rango más variable en su composición (fig. 11.11). En cambio, desde piroxenitas hasta homblenditas, el contenido de MgO disminuye drásticamente (geikelita 22-46% a 0,6-0,2%,), a expensas de un fuerte incremento en MnO y, menos notorio, en FeO, que se traduce en un incremento en el contenido de molécula de pirofanita (~4,4-6,8% a > 10%) y de ilmenita (52-65% a 76-82%) (fig. 11.11a-c). El contenido de Fe₂O₃, por el contrario, se mantiene más o menos constante (fig. 11.11d). En la figura 11.11 se aprecia también un decrecimiento en TiO₂ hacia homblenditas.

El decrecimiento en el contenido de MgO en ilmenitas desde piroxenitas hasta homblenditas marca la evolución normal de los magmas (McEnroe et al., 2000). Esta tendencia va acompañada de un decrecimiento en la proporción relativa de ilmenita en cumulatos de magnetita-ilmenita en la región de Sokndal, tal como ocurre en el MPF. Las ferro-espinelas muestran sutiles diferencias composicionales entre los modos de presentación (granos y lamelas en magnetita o ilmenita), y a su vez entre las distintas litologías. Comparando las espinelas granulares, cuyos datos presentan menor error analítico debido al mayor tamaño de grano, de piroxenitas a homblenditas piroxénicas se observa una disminución en el contenido de Fe₂O₃, Cr₂O₃, y en menor medida MgO, y un aumento en FeO, MnO; mimetizando el comportamiento de las ilmenitas granulares.



Fig. 11.11. Composición de ilmenitas de facies ultramáficas del MPF. Referencias: 1- granos en piroxenitas (MT19B), 2- granos en hornblendita piroxénica (CM1), 3- lamelas en piroxenitas (MT19B), 4 granos, rebordes y lamelas en hornblendita (MTF1).

(iii) Mineralizaciones vinculadas a removilizaciones post-cristalización

En este tipo de mineralizaciones aparecen sulfuros asociados a minerales de ganga, como se indicó precedentemente. Los sulfuros son principalmente pirita, a las que se asocian pequeñas proporciones de calcopirita y pirrotina. En una muestra de la HU se detectó la presencia de millerita. Esta paragénesis se presenta en venillas delgadas generalmente de pocos milímetros de espesor, de varias generaciones.

Esta paragénesis puede ejemplificarse con una muestra de gabro en contacto con un dique sinmagmático gábrico, de grano más fino (fig. 11.12a). Dos generaciones de venillas de sulfuros aparecen cortando a la roca paralelas al plano del contacto litológico (D1 y D2), mientras que otras dos (D3, con sulfuros y D4, sin sulfuros), más nuevas, cortan a las anteriores y al plano del contacto. La roca entre estas venillas es portadora además de óxidos y sulfuros diseminados (pirita + calcopirita ± pirrotina), tal como se los describió en la sección anterior, y en baja proporción respecto a los pulsos D1, D2 y D3. En el pulso D1 los sulfuros presentan mayor tamaño de grano (50-200 μ m) que en la roca inalterada. Son granos diseminados de pirita anhedrales que crecen entre bordes de silicatos (fig. 11.12b). Incluidos en pirita aparecen granos de calcopirita y escasa pirrotina.

El pulso D2 presenta gran cantidad de sulfuros. Es un agregado de cristales anhedrales de pirita de tamaño más uniforme (~250 µm) en contacto mutuo entre sí, e intercrecidos con los minerales de ganga. La calcopirita se presenta como inclusiones irregulares dentro de la pirita, o como relleno de fracturas en granos de pirita (fig. 11.12c). Esta última también presenta diminutas inclusiones redondeadas de pirrotina. En la interfase entre granos de pirita y calcopirita, o incluidos en ésta, se han detectado cristales anhedrales de millerita (fig. 11.12c y 11.13).

El pulso D3 se diferencia de los anteriores porque en este caso domina la calcopirita sobre la pirita. La primera se presenta en agregados policristalinos anhedrales intercrecidos con minerales de ganga. La pirita y pirrotina se limitan solo a pequeñas inclusiones redondeadas en calcopirita (fig. 11.12d). La millerita también se presenta en este pulso. En la única observación realizada, aparece incluida en calcopirita, en contacto con una inclusión de pirita. Este pulso mineralizador es claramente posterior a D1 y D2 (fig. 11.12a).



Fig. 11.12. Mineralizaciones vinculadas a removilizaciones post-cristalización (MT20X, HU). (a) esquema de la muestra y los distintos pulsos mineralizadores (D1-D4). Gab: gabro, Diq: dique sinmagmático gábrico. (b) fotomicrografia del pulso D1, granos de pirita diseminados entre silicatos, la calcopirita aparece de la misma manera o incluida en ésta (flechas) (nicoles paralelos, aire, barra 100 μm). (c) pulso D2, pirita con fracturas y cavidades rellenas de calcopirita. La flecha indica un cristal de millerita en la interfase entre calcopirita y pirita (ver figura 11.13) (nicoles paralelos, aire, barra 25 μm). (d) pulso D3, calcopirita con inclusiones de pirita (flechas) (nicoles paralelos, aire, barra 50 μm).

Venillas con composición de sulfuros y relaciones texturales semejantes a los pulsos D2 y D3 fueron observadas también alojadas en monzonitas y monzodioritas del *IMK*.



Fig. 11.13. Imagen retrodispersada tomada con SEM (magnificación de figura 11.12c). Se Indican los análisis realizados (% en peso) correspondientes a pirita (1), calcopirita (2) y millerita (3).



Pensando en el PDM.

DISCUSIÓN

12. DISCUSIÓN

12.1. INTRODUCCIÓN

Como se anticipó en el Capítulo 5, se dará especial atención al *Magmatismo Potásico Fueguino* (*MPF*) en esta Tesis, principalmente por tratarse de las rocas dominantes de la región y por constituir una suite que se diferencia notablemente de las rocas calco-alcalinas del Batolito Patagónico Austral (BPA), unidad bastante conocida ya en la literatura geológica (ver Sección 5.2).

En consecuencia, en este capítulo se dan los fundamentos acerca de los principales aspectos concernientes al origen y evolución del *MPF*. En los capítulos previos se ha brindado suficiente información que muestra, a grandes rasgos, la similitud petrográfica y geoquímica (de roca total y mineral) de cada cuerpo integrante de esta suite, la cual sugiere que el origen del magma y los procesos que acontecieron hasta su final emplazamiento y diferenciación en cada uno de ellos han sido los mismos, y por lo tanto, permite considerar al *MPF* como una unidad (Sección 12.2). No obstante, en algunos de los párrafos que siguen se tocarán las características individuales de cada plutón que reflejan diferencias petrogenéticas dentro de la suite (Sección 12.6).

Se plantean, además, una serie de características que confirman la separación del *MPF* del BPA (Sección 12.4). En una sección previa (Sección 12.3) se desestima, para las ultramafitas del *MPF*, el concepto de precursor básico en la evolución de un batolito, el cual asume un rol parental, pero no genético, entre rocas básicas más antiguas y el resto de los integrantes del batolito, tal como fuera interpretado en el BPA y otros complejos plutónicos del mundo.

Se intenta demostrar, por otro lado, que el carácter potásico del MPF, el cual constituye una de las principales características distintivas de la suite, es un rasgo primario de los magmas y no adquirido por procesos posteriores a su emplazamiento (Sección 12.5). Más hacia el final, se discuten una serie de modelos geotectónicos que tratan de explicar cuál ha sido el origen de los magmas tanto del MPF como de la *Suite de la Península Ushuaia* (SPU), acorde con la evolución tectónica de la región (Secciones 12.7-8).

Por último, se plantean algunas interpretaciones acerca del potencial del MPF como fuente de platinoides (Sección 12.9).

12.2- EVOLUCIÓN DE LOS CUERPOS ÍGNEOS DEL MPF

La mayoría de los diagramas de variación de elementos mayoritarios y trazas presentados (figs. 6.16, 6.17, 7.19, 7.21, 7.22, 7.23, 8.9 y 9.13) muestran tendencias lineales sin gaps que sugieren que el magma original de cada plutón evolucionó por procesos continuos, como lo es la cristalización fraccionada (FC), a la que puede

sumarse la asimilación (AFC). Los diagramas de tierras raras, por su parte (figs. 6.20, 7.25, 8.11 y 9.17), muestran así mismo, una semejanza en el comportamiento de estos elementos dentro de cada plutón, demostrando nuevamente la cogeneticidad de las distintas litofacies. Particularmente, el *Plutón Diorítico Moat (PDM)* muestra una superposición en las curvas con valores cada vez más enriquecidos en REE (mejor visto en tierras raras livianas y medias) hacia las facies más diferenciadas, en concordancia con una evolución por un proceso de diferenciación magmática.

Los diagramas de variación de elementos químicos para las fases minerales (i.e. figs. 6.24, 6.25, 6.26, 6.28, 6.29, 7.31, 7.32, 8.13) muestran tendencias similares a las de roca total, sugiriendo también evolución por procesos continuos.

Los datos isotópicos de ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd del *PDM* muestran, por otro lado, una variación desde 0,512809 \pm 11 en un gabro, a 0,512574 \pm 12 en una monzonita (con valores intermedios para otras rocas comprendidas en este intervalo, tabla 6.6), que está más allá del error analítico. Este fenómeno sólo puede concebirse si se añade material extraño al magma parental, dado que un proceso puro de cristalización fraccionada no puede ser responsable de tal variación (Rollinson, 1993).

Se han mencionado diferentes cambios mineralógicos (además de texturales) que ocurren en varios de los plutones estudiados en los contactos con la roca encajante. Entre ellos se citan la aparición de biotita y cuarzo en detrimento de homblenda y piroxeno en dioritas y monzodioritas del *PDM*. Un caso extremo son las tonalitas con biotita y granate (± fibrolita(?) y rutilo(?)) de Ea. Túnel (y posiblemente la monzodiorita cuarzosa con granate del Co. Jeu-Jepén), las que además poseen numerosos enclaves de metasedimentitas con signos de haber sufrido fusión parcial (fig. 7.8).

Todas las características enumeradas sugieren que el proceso responsable de la variabilidad litológica del MPF (desde piroxenitas y homblenditas a sienitas y sienitas alcalifeldespáticas), ha sido la cristalización fraccionada acompañada por asimilación del material metapelítico encajante (AFC, González Guillot et al., en prensa). Este material posiblemente havan sido metapelitas de la zona de emplazamiento final de los plutones, como lo sugieren la tonalita granatífera de Ea. Túnel y los enclaves del PDM. DePaolo (1981) (ver también Rollinson, 1993), entre otros, ha demostrado que los procesos de AFC pueden causar variaciones significativas en las relaciones de elementos incompatibles (del orden mayor al 50%) e isotópicas, y no así la cristalización fraccionada, dado que estos elementos poseen coeficientes de partición semejantes. Se han graficado algunos cocientes de elementos trazas (fig. 12.1), y de isótopos de Nd (fig. 12.2) respecto a la sílice para ilustrar este hecho. En la columna de la izquierda de la figura 12.1 (a-b) se presentan los datos del PDM por separado, ya que es el que refleja más claramente la evolución de las litofacies por medio de AFC. A la derecha se grafican a modo comparativo las demás unidades intrusivas (c-d). Puede observarse rápidamente que las relaciones Zr/Y y Nb/Y no presentan variaciones importantes en las rocas ultramáficas y máficas (homblenditas y gabrosdioritas del PDM), pero a partir de un valor de sílice entre ~45 y 53% (es decir a partir de monzogabros-monzodioritas) estos cocientes comienzan a incrementarse

progresivamente con la diferenciación de la roca, y de manera notable. Este mismo comportamiento, aunque decreciente respecto a SiO₂, reflejan los datos isotópicos (fig. 12.2).



Fig. 12.1. Variación de algunos cocientes de elementos trazas con respecto a sílice. (a) y (b) *PDM*, amarillo: homblendita, negro: bolsón gábrico en homblendita, marrón: gabro-diorita, naranja: monzodiorita, rosa: monzonita, rojo: vena de sienita. (c) y (d) resto del *MPF*, HU: Homblendita Ushuaia (con una estrella se marcó a la tonalita de bt y grt MT9J), MJJ: *Monzonita Jeu-Jepén*, IMK: *Intrusivo del Mte. Kranck*. Se incluye también para comparación a la *Suite de la Península Ushuaia* (*SPU*). La estrella corresponde al lamprófiro P13. La línea punteada marca la tendencia del *PDM* (regresiones lineales, en dos series: <46% SiO₂ (rocas ultramáficas, gabros y dioritas) y >46% SiO₂ (monzodioritas, monzonitas y sienitas), extrapoladas hasta su intersección).

Las figuras 12.1 y 12.2 permiten postular que el proceso de asimilación habría comenzado a actuar, o al menos tener relevancia, con posterioridad a la cristalización de las facies ultramáficas y máficas del *PDM*. Además, son las monzodioritas-monzogabros y monzonitas de esta unidad las que muestran mayor proporción de enclaves metasedimentarios parcialmente digeridos (fig. 6.14). Por otro lado, el único dato disponible de isótopos de Sr indica muy poca participación cortical en las rocas

0.51280 0.51275 0.51270 0.51285 0.51285 0.51285 0.51285 0.51285 0.51285 0.51265 0.51265 0.51265 0.51265 0.51265 0.51265 0.51275 0.51265 0.5

ultramáficas-máficas de la misma (⁶⁷Sr/⁶⁶Sr inicial 0,703906, en bolsón gábrico en homblendita).

Fig. 12.2. Variación de isótopos de Nd respecto a sílice del *PDM*. Mismas referencias que en figura 12.1a (el monzogabro CM7 se ha representado con una barra a partir de la composición de SiO_2 de una monzodiorita (CM18), para abarcar el posible rango composicional de esta muestra, ya que no se cuenta con análisis químico de la misma).

Observando el resto de la suite (figs. 12.1c-d) puede notarse que los demás plutones siguen un patrón similar al *PDM*, mejor destacado en la *MJJ*, ya que hay datos analíticos de facies ultramáficas. Por lo tanto, si bien la información geoquímica no es completa, ni tampoco se tienen datos

isotópicos, se infiere que el mismo proceso de AFC ha actuado en la evolución de cada plutón. El incremento en los cocientes Zr/Y y Nb/Y con el contenido de sílice no implica, por otro lado, mayor porcentaje de asimilación en este sentido, sino simplemente que el proceso de incorporación de material cortical (y aparentemente la misma fuente) fue continuo en el tiempo a medida que los magmas se diferenciaban. De todos modos, no parece haber evidencias de que tal fenómeno haya ocurrido en gran magnitud (todas las rocas son metaluminosas), excepto en el extremo SO de la HU, donde la asimilación fue máxima, con generación de tonalitas peraluminosas (fig. 12.3) (notar que a pesar de ello, en las figuras 12.1c-d la muestra MT9J no presenta los valores máximos de la variable del eje y).

El origen mantélico en un ambiente de subducción de los magmas primitivos del MPF es sugerido por el patrón aserrado que presentan los elementos trazas graficados en diagramas araña, con enriquecimiento en LILE y picos negativos típicos en Nb y Ta (figs. 6.18, 7.24, 8.10 y 9.14), como así también por los diagramas discriminatorios de ambiente tectónico (fig. 12.4). La abundancia de fases hidratadas también indica un ambiente de arco magmático. Sin embargo, las rocas expuestas en TdF no representan necesariamente derivados directos de esta fuente, sino que posiblemente los magmas originales debieron haber sufrido importantes episodios de diferenciación antes del emplazamiento en el nivel cortical que hoy se encuentran, a juzgar por los bajos tenores de Cr y Ni en toda la suite (máximos 199 ppm Cr y 102 ppm Ni en la HU). Kuehner et al. (1981), a partir de peridotitas mantélicas, proponen líquidos primarios con valores de Cr = 400-500 ppm y Ni = 300-400 ppm, es decir, muy por encima de los presentes en el MPF. Este déficit en Cr y Ni sugiere una etapa inicial con fraccionamiento de clinopiroxeno y espinela de Cr (para el primer elemento) y de olivina (para el segundo; e.g. Sato, 1977; Wilson, 1989). De este modo, debería esperarse un nivel más profundo (no expuesto) caracterizado por estas fases, hecho que no parece ilógico si además se tiene en cuenta la información geofísica, la cual sugiere que, por ejemplo, el plutón de Ea. Túnel tiene una raíz subaflorante del orden de los 3,4 km (Menichetti et al., 2007), y mucho más profunda aún (hasta 8 km), la *MJJ* (Cerredo et al., 2000, 2005; Tassone et al., 2005). De todos modos, lo expresado en este párrafo es especulativo, dado que Wilson (1989) indica que en rocas potásicas no se considera condición necesaria que bajos valores de Cr, Ni y #Mg impidan considerarlas derivados directos del manto. Esto se debe a que la fuente es un manto metasomatizado, con una mineralogía diferente a una lherzolita normal de espinela o granate. Los fundidos parciales de un manto como éste (con clinopiroxeno, flogopita y granate) tendrán valores diferentes de estos elementos comparados con magmas primarios más convencionales, en equilibrio con un residuo hazburgítico (ortopiroxeno y olivina).

Fig. 12.3. Diagrama de clasificación de rocas metaaluminosas, peraluminosas y peralcalinas de Shand (1943). Las rocas más diferenciadas tienden hacia el vértice 1:1. Todas las muestras del *MPF* y *SPU* caen en el campo metaaluminoso, excepto MT9-J (tonalita con bt y grt de Ea. Túnel) y CM36 (vena de sienita del *PDM*, aunque se ubica dentro de la tendencia general de la suite). De todos modos, Chappell y White (1992) ubican el límite metaaluminoso – peraluminoso en 1,1 A/CNK, de modo que ni CM36 ni P25 (dacita) clasificarían como peraluminosas según estos autores. Rojo: HU, Azul: *PDM*, amarillo, *MJJ*, violeta: *IMK*, verde: *SPU*.



En la figura 12.4 se muestran una serie de gráficos que utilizan diversos elementos para discriminar entre distintos ambientes tectónicos. Pearce et al. (1984) indican que en rocas con acumulación de plagioclasa, por ejemplo, los datos pueden desplazarse desde el campo WPG (granitos de intraplaca) y ORG (granitos de dorsales oceánicas) hacia el campo de los granitos de arco (VAG) en los diagramas Nb-Y (fig. 12.4a) y Rb-(Y+Nb) (fig. 12.4c). Sin embargo, en éstos y los demás diagramas de la figura 12.4 las rocas caen en el campo de arcos magmáticos, por lo tanto cualquier desplazamiento debido a procesos cumulativos o removilización por procesos secundarios de estos elementos puede ser descartada. La figura 12.4d (Hf-Rb/30-Tax3; Harris et al., 1986) se agregó para superar la deficiencia de los diagramas de Pearce et al. (1984; figs. 14.2a-c) para separar granitos post-orogénicos de los campos VAG y syn-COLG (granitos sincolisionales). En esta última figura todos los datos caen también en el campo VAG.

Varios de los cuerpos estudiados aquí muestran estratificación y laminación ígnea dada por alternancia de capas de rocas ultramáfica y máficas. El caso más representativo es el *PDM* (figs. 6.6a, 6.11), debido a las excelentes exposiciones, aunque la HU y el *IMK* también presentan estas estructuras (figs. 7.5a, 7.16 y 9.5c).



Fig. 12.4. Diagrama discriminatorio de ambiente tectónico para el *MPF* y *SPU* de Pearce et al. (1984) (a-c) y de Harris et al. (1986) (d). Todas las muestras caen en el campo de los granitos de arco volcánico (VAG). Mismas referencias que figura 12.1. Los elementos utilizados son considerados inmóviles en condiciones hidrotermales, meteorización de fondo oceánico y de metamorfismo regional de grado bajo a medio (hasta facies media de anfibolitas). De todos modos, en ciertas condiciones el Rb puede ser móvil en presencia de fluidos acuosos (ver p.e. Rollinson, 1993). Otras referencias: WPG: granitos de intraplaca, ORG: granitos de dorsales oceánicas, syn-COLG: granitos sincolisionales, late & post-COLG: granitos tardío a postectónicos.

Por otra parte, existen evidencias de mezcla heterogénea de magmas (mingling) entre facies ultramáficas y máficas, como lo ejemplifican los autolitos gábricos deformados en hornblenditas y piroxenitas en el *PDM* y HU, con rebordes enriquecidos en homblenda, y la disposición caótica de afloramientos de hornblenditas y gabros, a escala megascópica y mesoscópica, en estos dos plutones y el *IMK* (ver Secciones 6.2.b, 7.3.c.1, 8.3.c, 9.2.e). Estos fenómenos de mezcla probablemente fueron generados por la acción de nuevos pulsos de magma inyectados en las cámaras magmáticas, o bien, por la interacción de corrientes convectivas de magmas ultrabásico y básico dentro de cada cámara. Durante la acción de estas corrientes (ya sea simultánea o cuando pulsos previos aún no habían cristalizado), un magma incorpora en su camino fragmentos de porciones de la cámara no totalmente por otro lado, la selección de cristales para formar la estratificación ígnea mencionada. La foliación magmática descripta en el *PDM* y HU y los enjambres de autolitos de la *MJJ*, dan testimonio de tales corrientes (Barbarin, 1991).

Los magmas andesíticos naturales contienen suficiente agua disuelta, en condiciones plutónicas, como para reducir la viscosidad efectivamente y favorecer el fraccionamiento por medio de acumulación de cristales (Hall, 1987). Si bien no se conoce la composición del magma original (primitivo) del *MPF*, ni su contenido de agua, se cree que este último ha sido importante (ver más adelante).

Como se explicó en la Sección 6.2.b, las características geoquímicas del magma ultramáfico y máfico del *PDM* son favorables para que hayan tenido lugar procesos de mezcla homogénea, es decir, una diferencia en el contenido de SiO₂ inferior a 10% (~38% y 45%, para rocas ultramáficas y máficas, respectivamente) (Frost y Mahood, 1987). Sin embargo, no existen evidencias petrográficas ni geoquímicas que certifiquen que tal proceso fuera significativo en la evolución del *MPF*.

Considerando además los datos geobarométricos, el proceso evolutivo de esta suite puede resumirse como sigue: se ha indicado en los Capítulos 6 y 7 que el metamorfismo de contacto presenta una paragénesis que sugiere presiones del orden de 3 a 2 kbar. En esos mismos capítulos se han efectuado además cálculos geobarométricos que indican presiones semejantes a este rango para monzonitas y sienitas (3.4 a 1.5 kbar), pero mayores para rocas menos diferenciadas (desde 5 a 9 kbar, para monzogabros, gabros, dioritas y ultramáficas, en concordancia con la presencia de epidoto primario en estas últimas). Este conjunto de datos sugiere, por una parte, que las cámaras magmáticas habrían cristalizado a medida que iban ascendiendo conjuntamente con su encajante por procesos tectónicos y denudación, desde profundidades de por lo menos 3,4 kbar hasta alcanzar los 2-1,5 kbar. Por otro lado, las mayores presiones encontradas a partir de hornblendas de rocas menos diferenciadas, sugieren que debieron existir reservorios de magmas más profundos parcialmente cristalizados (fraccionando homblenda, entre otras fases), que alimentaban las cámaras superiores. Estos cristales formados en profundidad se acumulaban finalmente en el piso y/o bordes de estas cámaras más someras, dando lugar así a piroxenitas, hornblenditas, gabros - dioritas y algunos monzogabros monzodioritas. Es posible que este proceso de rellenado solo haya actuado durante las etapas iniciales de la diferenciación de cada plutón, dado que las estructuras de mezcla heterogénea, estratificación, etc., sólo se han visto en rocas máficas y ultramáficas. Una vez cesado el aporte de magmas más primitivos desde reservorios corticales inferiores, las cámaras superiores evolucionaron dando los productos más diferenciados, es decir, monzonitas, sienitas, etc.

Como se indicó previamente, la acumulación de cristales (minerales ferromagnesianos, plagioclasa y óxidos de Fe-Ti (y Cr?)) ha tenido lugar en medios cerrados (ortocumulados) o abiertos (adcumulados y heteroadcumulados), mostrando así el aporte periódico de magma parcialmente cristalizado al sector de la cámara donde se producía la acumulación desde aquellos reservorios profundos (Hibbard,

1995). La acción de corrientes convectivas también ha tenido participación en el proceso acumulativo. Este mecanismo ha dado lugar a la estratificación ígnea mencionada. La cristalización fraccionada estuvo acompañada por cierto grado de asimilación de material cortical (AFC), como se ha dicho, luego de la etapa inicial de acumulación, dando lugar a líquidos residuales cada vez más enriquecidos en sílice, álcalis, elementos incompatibles y de menor relación ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd, y cuyos cristalizados poseen plagioclasas más sódicas y mayor contenido de feldespato potásico (González Guillot et al., en prensa). La asimilación se vio favorecida por la presencia de agua tanto en el encajante como en el magma.

Análisis textural del MPF

La evolución indicada en los párrafos precedentes puede ser ejemplificada por una serie de datos de petrología experimental existente en la bibliografía, acompañada de las relaciones texturales enumeradas en los Capítulos 6 a 10. Este análisis permite, además, estimar en términos generales la composición de los magmas de los cuales derivan las rocas estudiadas. En el Anexo 4 se explican con más detalles las secuencias de cristalización de las distintas facies del *MPF*.

Los primeros estadíos del proceso de AFC propuesto se caracterizan por la temprana cristalización y acumulación de clinopiroxeno, minerales opacos y apatita, a los que puede sumarse más tarde plagioclasa. Este es el caso de las piroxenitas y gabros. El sistema diópsido - albita - anortita predice que, si se parte de una composición en el campo de estabilidad del diópsido, caso que sería el que mejor describe la asociación mineral en piroxenitas y gabros, los primeros cristales en formarse serían clinopiroxenos. La presencia de agua en los magmas debe ser considerada también. Green (1982) ha demostrado, por ejemplo, que en magmas toleíticos y en presencia de agua, los piroxenos cálcicos cristalizan previamente a las plagioclasas. La progresiva cristalización de fases anhidras provoca un gradual incremento en la presión de fluidos en el líquido remanente. Este hecho, junto a un incremento en SiO₂, conduce a la desestabilización del piroxeno, momento a partir del cual comienza a participar la homblenda y/o biotita en la cristalización, mediante reacciones ígneas de hidratación. Según Merzbacher y Eggler (1984), la homblenda aparece cuando la concentración de agua supera el 4-5%, en magmas andesíticos y dacíticos, mientras que la biotita es estable con proporciones menores de esta fase fluida.

Las nuevas condiciones físico-químicas predicen que los cristales de piroxeno irán reaccionando con el líquido para formar anfibol (i.e. fig. 6.6c), mientras que más anfibol irá cristalizando independientemente. Dependiendo de la abundancia de cristales de piroxenos en el sólido, los nuevos cristales de anfibol provocarán su completa o parcial disolución. Esto está en función de la composición original del magma. El hecho de que muchos de los gabros estudiados presenten aún piroxeno implica que la composición del magma inicial era rica en CaMgSi₂O₆ y/o, tuvo lugar

una efectiva separación de cristales por procesos cumulativos (como se ha explicado precedentemente) y consiguiente aislamiento de la fase líquida.

El pasaje de piroxenitas a hornblenditas que se observa a lo largo de la costa del canal Beagle en Ea. Túnel es un claro ejemplo del proceso de saturación en agua (fig. 7.2). El extremo SE de la HU consiste en un cuerpo constituido casi exclusivamente por fases anhidras (diópsido, opacos, apatita). La hornblenda participa mínimamente en este sector (ver por ejemplo MT61 en la tabla 7.1), pero a medida que se recorre el intrusivo hacia el Oeste, la hornblenda se hace cada vez más importante hasta conformar homblenditas sin piroxenos (MTF1, tabla 7.1). Este pasaie de una litología a otra es gradual, aunque en la figura 7.2 se haya dibujado mediante una línea. El progresivo incremento en abundancia de hornblenda va acompañado, además, de cambios texturales, desde crecimiento como una fase intercúmulo a una cumular. Hacia el extremo E, hacia el contacto con las metapelitas de la Fm. Yahgán, también se experimenta un incremento en la concentración relativa de homblenda, aunque en un área mucho más restringida. Si bien el agua pudo haberse concentrado por un proceso normal de diferenciación, este último hecho sugiere, no obstante, que parte de esta fase fluida podría provenir desde el encajante. Por otro lado, el análisis geobarométrico indica que la cristalización de hornblenditas en la HU tuvo lugar en condiciones de menor presión confinante respecto a piroxenitas (Sección 7.5.b.1). Esta descompresión puede desencadenar también la separación de H₂O como fase acuosa en la cámara, provocando su sobresaturación (e.g. Hibbard, 1995). La presencia de bolsones anortosítico-gábricos con texturas pegmatíticas en estas rocas indican también la presencia de una importante fase fluida.

El sistema diópsido – albita – anortita, más la adición de las fases hidratadas homblenda y biotita, pueden explicar también los primeros estadíos de la cristalización de monzodioritas – monzogabros y monzonitas. Los cristales formados en esta etapa son idiomórficos a hipidiomórficos, y son los que dominan la asociación fraccionante. Sin embargo existe una fase residual (más abundante en monzonitas) que puede representarse por el sistema quinario anortita – albita – ortosa – cuarzo – agua (ver Anexo 4).

En monzodioritas – monzogabros la fase residual es escasa. La plagioclasa que cristaliza en esta etapa crece como zonas alrededor de los cristales euhédricos ya formados (Hibbard, 1995), y al llegar a la temperatura del eutéctico se acaba rápidamente cristalizando escasos feldespato alcalino y cuarzo intersticiales (ver figura 6.7a). En monzonitas y sienitas, el líquido residual es más abundante y la historia de cristalización de esta última fase se efectúa en un medio con suficiente espacio para generar cristales de feldespato alcalino con tendencia al idiomorfismo (debido, además, a la baja tasa de nucleación de este mineral). Al llegar a la temperatura del eutéctico, el espacio se ha agotado y plagioclasa (como zonas en cristales previos), feldespato alcalino y cuarzo crecen en forma intersticial (ver figura 6.7b). En esta última etapa de crecimiento aparecen las texturas simplectíticas mencionadas en los

Capítulos 6 a 9, favorecidas por la presencia de una fase fluida y baja velocidad de enfriamiento (e.g. López y Bellos, 2006 y bibliografía allí citada).

La abundancia de SiO₂ del magma residual, como así también la efectividad con que las fases fraccionantes son removidas para evitar reacciones de equilibrio con el líquido remanente (Krauskopf y Bird, 1995) regula la aparición o no de cuarzo libre. Como se ha visto en los capítulos previos, en muy pocas ocasiones se ha observado esta fase, pero dado que la separación de cristales ha sido efectiva, su limitada presencia debe atribuirse, entonces, a la baja concentración de SiO₂ en el magma.

La presencia de agua aquí nuevamente juega un papel importante. Un aumento en la presión de vapor en el estadío final de cristalización puede desestabilizar las fases ya formadas (por descenso del solidus y liquidus). De esta manera se explican los bordes corroídos de cristales euhedrales de plagioclasa en contacto con feldespato alcalino (que representa el magma para ese estadío) en monzodioritas – monzogabros (ver figs. 6.7d, 7.5d).

Por lo tanto, las observaciones texturales y analíticas sugieren que la *P*_{Hz}o ha ido fluctuando a lo largo de la historia evolutiva de cada plutón. El primer evento de saturación, y quizá el más extendido, lo registran las homblenditas. Los gabros, que representan el estadío siguiente en el proceso de diferenciación, comienzan fraccionando fases anhidras, por lo que el agua debe haberse consumido en la cristalización de cristales de homblenda en homblenditas, de modo que su presión parcial fuera insuficiente para desestabilizar piroxenos (pero aún suficiente para retardar la cristalización de plagioclasas respecto a éstos). Una vez avanzada esta etapa de fraccionamiento, la *P*_{Hz}o vuelve a incrementarse y aparecen nuevamente homblenda y/o biotita en la cristalización. Estas fluctuaciones en la presión parcial de fluidos han sido favorecidas, además, por la sucesiva disminución de la presión confinante, vinculada a levantamiento tectónico y denudación contemporáneos con la diferenciación (ver Sección 12.7). Otra causa del incremento de la *P*_{Hz}o en el magma puede ser, como se indicó, por el aporte del encajante metapelítico.

Un efecto secundario de la presencia de agua en los magmas del *MPF* es el papel que juega sobre los campos de estabilidad de feldespatos y feldespatoides (fig. 12.5). A elevada *P*_{Hz}o la leucita se hace inestable para cualquier rango de temperatura y composición del magma, y además, desaparece el campo de soluciones sólidas entre albita y feldespato alcalino (Bowen y Tuttle, 1950; Yoder et al., 1957; Tuttle y Bowen, 1958; Morse, 1969). El sistema leucita – cuarzo (anhidro, fig. 12.6) predice que en condiciones de perfecto equilibrio nunca coexisten leucita + feldespato alcalino + cuarzo. Sin embargo, el equilibrio dificilmente se logra en sistemas naturales (como se ha visto en los párrafos previos) y siempre que el magma original tenga la composición adecuada es posible conservar cristales de leucita que hayan sido aislados del líquido por decantación o desarrollo de coronas de feldespato. Por lo tanto, aunque el magma en cualquiera de sus estadíos de evolución del *MPF* haya tenido la composición adecuada para generar leucita en algún momento (barra en la figura 12.6), la presencia de agua hará inhibir la cristalización de esta fase y en su lugar formará directamente cristales de feldespato potásico. Esta puede ser una causa de la ausencia de leucita en el *MPF*, situación que no ocurre en suites alcalinas de intraplaca (anhidras). Otra causa puede ser que en cualquier momento de la evolución, el magma se mantuvo siempre en una composición comprendida entre el peritéctico y el eutéctico (puntos P y E, respectivamente de la fig. 12.6), de modo que, aunque la *P*_{Hz}o no haya sido suficiente como para eliminar completamente la estabilidad de la leucita, la proporción de sílice favoreció la formación de feldespato directamente, a la que luego podría sumarse cuarzo. Una composición a la derecha del eutéctico nunca fue alcanzada por el *MPF*, dado que las texturas observadas indican que nunca el cuarzo precedió en la cristalización al feldespato potásico.



Fig. 12.5. Sistema de feldespatos alcalinos a 1 kbar y 5 kbar PH₂O. El campo de estabilidad de la leucita disminuye progresivamente con el incremento de la presión de agua hasta que finalmente desaparece a los 5 kbar PH₂O, junto con la desaparición del campo de la solución sólida Ab-Kfs (Bowen y Tuttle, 1950; Yoder et al., 1957; Tuttle y Bowen, 1958; Morse, 1969).



Fig. 12.6. Sistema leucita – sílice (Schairer y Bowen, 1947). P: peritéctico, E: eutéctico. La barra representa composiciones de magmas capaces de cristalizar leucita en algún momento de la etapa de cristalización.

Analizando el diagrama de fases para el sistema nefelina – albita – sílice (fig. 12.7; Barth, 1962) se ve claramente que, dependiendo de la composición del magma, el sistema evolucionará hacia el campo de

Ne + Ab o para el de Ab + qtz. En este caso no hay reacciones peritécticas que hagan desaparecer a la nefelina a expensas de la albita, como ocurre con la leucita y el feldespato potásico. Por lo tanto, la ausencia de nefelina en el *MPF* indica que la composición de los líquidos durante la evolución de esta suite estuvo siempre en el tramo derecho del gráfico, más precisamente entre el máximo térmico para la albita y el eutéctico 2 (barra en la figura 12.7), dado que, como se expresó previamente, el

cuarzo es siempre la última fase en aparecer. Esto está de acuerdo con la composición del *MPF*, cuyo carácter medianamente alcalino se debe principalmente al elevado contenido en K₂O y no en Na₂O (ver Sección 12.4).

Fig. 12.7. Sistema nefelina – albita – sílice. E1 y E2: puntos eutécticos. La barra representa la composición inferida del magma en el *MPF* durante los estadíos finales de la cristalización de las facies más diferenciadas. Una trayectoria de enfriamiento a partir del punto indicado en el intervalo comienza con la cristalización de Ab al tocar la curva solidus. El líquido evoluciona por esta línea hacia E2 mientras sigue cristalizando Ab. En E2 cristalizan conjuntamente Ab + qtz hasta consumir el líquido. Con esta composición inicial nunca aparecerá Ne en la paragénesis.



Por otro lado, el fraccionamiento de anfibol puede provocar que un fundido originalmente subsaturado en sílice entre en el campo de los líquidos sobresaturados (Helz, 1976; Maury, 1976), de este modo, impidiendo la cristalización de feldespatoides.

La presencia de agua en los estadíos finales de la cristalización en monzonitas provoca, como se dijo en las líneas anteriores, la superposición del solvus con el liquidus y solidus (fig. 12.5), y esto permite la cristalización de un feldespato rico en sodio y otro en potasio en contacto mutuo (sin formar necesariamente pertitas), como se describió en el *PDM* y HU. Además, la presencia de macla en enrejado en el feldespato (microclino, citada en varias facies del *MPF*) se da por inversión de ortosa, nuevamente, en presencia de una fase fluida, o bien por stress, pero esto último puede descartarse en monzonitas (Eggleton y Buseck, 1980; Hibbard, 1995). Por otro lado, las texturas de deformación descriptas para las venas de sienita / monzonita en los distintos afloramientos sugieren también la presencia de una fase fluida capaces de reducir el esfuerzo oblicuo (deviatoric stress) y temperatura necesarios para causar deformación en un medio más próximo al campo frágil-dúctil. (Chopra & Paterson, 1984; Tullis & Yund, 1989; Hibbard, 1995; ver Sección 7.3.a.1). Finalmente, la zonación oscilatoria de la plagioclasa descripta reiteradas veces en las rocas del *MPF* es un indicio más de valores fluctuantes rítmicos en la presión parcial de agua.

12.3- LAS ROCAS ULTRABÁSICAS DEL MPF: el concepto de precursores básicos en la evolución de un batolito

La común asociación de rocas básicas-ultrabásicas con batolitos cordilleranos se conoce desde los pioneros trabajos de principios del siglo XX (Lawson, 1903; Hudson, 1922; Benson, 1926), y su relación con la evolución de tales batolitos fue investigada más tarde por Joplin (1959), Mullan y Bussell (1977), Atherton et al. (1979), Cobbing et al. (1981), Regan (1985), entre otros.

El concepto de precursor básico fue propuesto por Pitcher (1978), dado que en todos los sitios estudiados constituyen intrusiones previas a los granitoides adyacentes. Varios autores (e.g. Atherton et al., 1979; Cobbing et al., 1981; Smith et al., 1983) sugieren un rol parental, aunque no genético, para estos cuerpos básicos en la evolución de los grandes batolitos. Por ejemplo, Cobbing y Pitcher (1972) postulan para el BC (Perú) que los precursores básicos causan una desestabilización térmica capaz de generar magmas dioríticos y tonalíticos en la base de la corteza. De todos modos, esta última idea fue desestimada en trabajos posteriores (Maaloe y Wyllie, 1975; Brown y Hennessy, 1978).

Siguiendo este criterio, Hervé et al. (1984) mencionan la presencia de un Complejo de Gabros (CG) en el BPA, conformado por homblenditas, gabros y dioritas (ver Sección 5.2), más antiguo y emplazado sobre el mismo eje que lo hacen el resto de los plutones granodiorítico-tonalíticos del batolito.

Por su parte, Pitcher (1978), Cobbing et al. (1981), Regan (1985) mencionan plutones básicos (peridotitas, gabros y dioritas) asociados al BC, también más antiguos, los cuales representan un evento térmico único durante la parte media del Cretácico. Del mismo modo, estos precursores básicos son indicados para el batolito de Sierra Nevada, Estados Unidos (Bateman, 1983).

Los precursores básicos del BC y BPA tienen muchas características en común, a su vez, muchas de ellas compartidas, a grandes rasgos, con las ultrabasitas del *MPF*. Además de ser las unidades más antiguas en cada suite, en los tres casos muestran una variabilidad textural y litológica extrema. En el BC, se debe a que los plutones representan eventos de intrusión múltiple, y además, muestran numerosas paragénesis superpuestas, producto de reacciones incompletas de desequilibrio durante sucesivos episodios de cristalización (Regan, 1985). De todas las fases minerales presentes, la homblenda es la dominante. En los tres casos, están presentes las texturas cumulares (incluidas facies orbiculares en BC y *MPF*) y no cumulares.

Además, las rocas básicas del BC muestran, al igual que las del MPF, estratificación rítmica asociada a foliación magmática dada por orientación de minerales (Regan, 1985).

Regan (1976) y McCourt (1978) encuentran en el BC un hiato en el campo entre las rocas básicas y los granitoides, el cual se ve incrementado por diferencias significativas en mineralogía y geoquímica. Algo similar postulan Hervé et al. (1984) para separar al CG del resto del batolito. Regan (1976) indica, además, que la geoquímica (elementos mayoritarios y trazas) de los plutones básicos es más afín con los basaltos del Grupo Casma (unidad de la cuenca marginal desarrollada previamente al emplazamiento del BC, que forma el sustrato donde se emplaza el batolito) que con los granitoides más modernos, considerándolos como una suite diferente. Según McCourt (1978), los basaltos del Gr. Casma representarían la fracción de magma remanente luego de la cristalización cumular de los plutones básicos. En el caso del BPA, Hervé et al. (1984) sugieren que el CG representa la raíz del arco magmático inmaduro (caracterizado por la Fm. Hardy; ver Capítulo 4).

A pesar de los rasgos de semejanza indicados más arriba entre los precursores básicos del BC y BPA con las rocas básicas y ultrabásicas del MPF, el rol que juegan estos últimos en la evolución de la suite es muy diferente al interpretado para los dos primeros. Ya se ha mostrado que, desde el punto de vista geoquímico y de la composición mineral, todos los tipos litológicos de cada plutón del MPF constituyen litofacies relacionadas genéticamente, siendo los cuerpos ultramáficos los primeros diferenciados (por procesos principalmente cumulativos), de los cuales se separaron diferentes pulsos de magma que derivaron más tarde en las demás litofacies (mediante AFC). En parte, esto también puede verse en la figura 12.8, que muestra tendencias continuas en la cristalización de las fases minerales con la diferenciación de las rocas, para uno de los plutones estudiados (PDM).



Fig. 12.8. Variación de las proporciones modales respecto a SiO₂ en roca total en el PDM.

Por otro lado, si bien los magmas del *MPF* en su ascenso al nivel de emplazamiento pudieron haber atravesado rocas de la cuenca marginal¹, su vinculación con esta suite (siguiendo el criterio de McCourt, 1978 y Regan, 1985), o bien con el arco inmaduro (según las ideas de Hervé et al., 1984), queda descartada, como lo indican los elementos trazas y tierras raras de estas unidades (fig. 12.9a-b), y

¹ El encajante de la HU y quizá en parte del *PDM* es la Fm. Yahgán, que constituye el relleno clástico de la cuenca y descansa sobre los basaltos del Complejo Tortuga, al menos en la costa Sur del canal Beagle (Suárez et al., 1985a). Además, Suárez et al. (1985c) mencionan la presencia de enclaves de gabros olivínicos del complejo ofiolítico en el plutón Santa Rosa, al N de la isla Navarino, muy próximo a la HU, que manifiestan el pasaje de los magmas a través de esta unidad.

los datos isotópicos (ver más adelante). En el diagrama expandido de elementos trazas, las ultramafitas del *MPF* presentan valores de LILE y HFSE mucho mayores a rocas de la cuenca marginal y de la Fm. Hardy, e incluso una relación LILE/HFSE más pronunciada (fig. 12.9a). Las tierras raras muestran para el *MPF*, por un lado, un enriquecimiento en LREE respecto a las otras dos unidades, y además, una relación (LREE/HREE)_N mucho más elevada, demostrando un porcentaje de fusión parcial más bajo, y/o una fuente diferente. A su vez, los datos isotópicos del Complejo Tortuga y el *PDM* (único plutón del *MPF* con datos de isótopos) son muy diferentes (ver fig. 12.16, más adelante), demostrando una vez más que no existe relación genética entre ambas unidades.



Fig. 12.9. (a) diagrama expandido de elementos trazas normalizados a MORB (Pearce, 1983) para rocas del Complejo Tortuga (rojo, Stem, 1980), Fm. Hardy (celeste, Miller et al., 1994) y ultramafitas y gabros del *MPF* (área rayada). (b) Diagrama de REE (factores de normalización de Taylor y McLennan, 1985) para la Fm. Hardy (área gris; Miller et al., 1994), Complejo Tortuga (rayado vertical; Stern, 1980) y ultramafitas y gabros del *MPF* (rojo). Modificado de Miller et al. (1994).

12.4- MPF vs BPA

El emplazamiento y cristalización de los plutones del *MPF* han sido contemporáneos con los pulsos finales del magmatismo del Complejo de Gabros (CG) y con los iniciales del Grupo Plutónico Canal Beagle (GPCB), ambos representantes del BPA al Sur del canal Beagle (Hervé et al., 1984; Suárez et al., 1985a; ver Capítulos 4 y 5). Sin embargo, pese a esta coetaneidad, y al hecho de derivar de un mismo evento subductivo (ver Sección 12.7), existen entre ambos grupos litológicos notables diferencias petrográficas y geoquímicas, las cuales han llevado a González Guillot et al. (2007a, en prensa) a considerar al *MPF* como una suite independiente del BPA².

En la siguiente discusión no se tendrá en cuenta al Grupo Plutónico Seno Año Nuevo (GPSAN), el otro integrante del BPA al Sur del canal Beagle, por tratarse de una unidad mucho más moderna que el MPF, separada incluso del resto del batolito

² Estos autores dieron originalmente a la suite el nombre de "Complejo de Rocas Shoshoníticas (CRS)", que, como se ha explicado, en este trabajo se consideró conveniente cambiarlo por "Magmatismo Potásico Fueguino".

por un gap temporal de ~20 Ma (Suárez et al., 1985a), y por lo tanto, representa un evento tectono-magmático completamente diferente. Tampoco se considerarán algunas rocas problemáticas del *MPF*, como lo son la monzodiorita cuarzosa MT32-A (por su posible filiación con la *SPU*) y la tonalita de biotita y granate (MT9-J), ambas de Ea. Túnel; la piroxenita híbrida del *PDM* (CM19) y el lamprófiro del Co. Jeu-Jepén (JP1M4).

Desde el punto de vista de la composición modal, el *MPF* define una tendencia alcalina saturada, mientras que el BPA sigue la típica tendencia calco-alcalina de arcos magmáticos (clasificaciones de Lameyre y Bowden, 1982; tendencias 5 y 2-3, respectivamente, fig. 12.10). Algunas muestras del *MPF*, sin embargo, se desprenden del tren alcalino saturado y definen una tendencia monzonítica (equivalente a las series shoshoníticas, ver Capítulo 5), hacia el campo de los monzogranitos (curva 4 en la figura 12.10). Dentro de esta tendencia, o bien, de la alcalina saturada, se incluyen las rocas monzoníticas del Sur de la isla Navarino (Kranck, 1932, Katz y Watters, 1966) (fig. 12.10b). La tendencia monzonítica queda definida por una vena de monzonita cuarzosa de la HU (MT48-A), una monzonita cuarzosa del Mte. Rojo, en el *PDM* (CM70); y por una monzonita cuarzosa (BR47) y vena de monzogranito (BR23-B) del Mte. Kranck. Todas estas rocas presentan una paragénesis de minerales máficos caracterizada por hbl y cpx, sin bt. En el caso del Mte. Rojo, el stock que allí aflora fue considerado por González Guillot et al. (2005) como un posible cuerpo independiente del resto del plutón.

Teniendo en cuenta nuevamente a los minerales máficos, surgen otras diferencias entre el *MPF* y el BPA. La primera de estas suites presenta dos tendencias paragenéticas caracterizadas por (i) cpx + bt y (ii) $cpx + hbl \pm bt$ (fig. 12.11). Al Sur del canal Beagle, por el contrario, las rocas muestran dos tendencias diferentes a las anteriores, una de cpx + hbl (sin bt, y donde pueden aparecer, además, opx y ol; CG) y otra de hbl + bt (GPCB).

Las tendencias alcalina saturada, monzonítica y calco-alcalina definidas arriba en base a la composición modal, quedan evidenciadas también utilizando parámetros químicos. En el diagrama TAS, por ejemplo, el *MPF* se ubica en el campo de alcalinidad media de Middlemost (1994), mientras que el BPA se ubica en el campo calco-alcalino (fig. 12.12a). En la figura 12.12b se observa, aunque con cierto recaudo, que además de la tendencia alcalina que siguen la mayoría de las rocas argentinas (curva 5), unas pocas se desvían siguiendo la trayectoria de las series monzoníticas de Lameyre (1987) y Lameyre y Bonin (1991) (curva 4). Estas muestras (marcadas con un círculo en el figura 12.12b) son dos monzonitas porfiricas del Mte. Rojo (CM33 y CM34, con cpx + hbl, del *PDM*); una monzodiorita / monzogabro de Ea. Túnel (MT70, de cpx + hbl) y la monzodiorita cuarzosa del Mte. Kranck (BR47). El BPA, por su parte, sigue dos tendencias dentro del campo subalcalino, una cercana a las rocas tonaliticas-trondhjemíticas de Lameyre (1987) y Lameyre y Bonin (1991) (curva 2 y 1, respectivamente, fig. 12.12b). De todos modos, Suárez et al. (1985a), postulan que los tres grupos plutónicos (CG, GPCB y GPSAN)



son calco-alcalinos. Por otro lado, puede observarse, como se sugirió en el Capítulo 5, cómo dos muestras del CG se ubican dentro del tren alcalino del *MPF*.

Fig. 12.10. Clasificación modal del *MPF* (a) y del BPA (b). Referencias en (b): CG, Complejo de Gabros; GPCB, Grupo Plutónico Canal Beagle; GPSAN, Grupo Plutónico Seno Año Nuevo (datos de Suárez et al., 1985a); SM Nav, rocas monzoníticas de la isla Navarino (datos de Kranck, 1932; Katz y Watters, 1966). (c) se muestran como ejemplo, además, las tendencias de algunas suites de otras partes del mundo (tomado de Lameyre y Bowden, 1982). Referencias: 1, toleítica; 2, calco-alcalina tonalítica-trondhjemítica; 3, granodiorítica; 4, serie monzonítica; 5, alcalina saturada en sílice; 6, alcalina subsaturada en sílice; 7, alcalina fuertemente subsaturada. El *MPF* define una tendencia alcalina saturada y otra monzonítica (al igual que las monzonitas de Navarino), mientras que el BPA sigue las tendencias calco-alcalina tonalítica (GPCB) y granodiorítica (GPSAN). No se aprecia, sin embargo, ninguna tendencia clara para el CG en este gráfico.



Fig. 12.11. Principales minerales máficos del *MPF* y BPA, graficados en un diagrama triangular. Fuente del BPA: Suárez et al. (1985a).

Las tendencias identificadas en los párrafos precedentes también pueden vislumbrarse en el diagrama R1-R2 de de La Roche et al. (1980) (fig. 12.13). Este diagrama es muy práctico para graficar rocas plutónicas, utilizando sus proporciones catiónicas expresadas como milicationes. El gráfico es una

representación química del tetraedro cuarzo-olivina-clinopiroxeno-nefelina de Yoder y Tilley (1962). Sobre la curva que atraviesa diagonalmente el diagrama se proyectan la olivina, el clinopiroxeno y la plagioclasa, quedando la nefelina y cuarzo a ambos lados de la misma (superior e inferior, respectivamente). En este gráfico, el *MPF* define una trayectoria similar a la de las series alcalinas (curvas 8, *MPF* y 1, de La Roche y Leterrier, 1973; fig. 12.13b), aunque algo transicional hacia las series monzoníticas.

Por otro lado, existe un grupo de muestras (las mismas marcadas con círculos en el diagrama TAS), que también definen una trayectoria monzonítica en el gráfico R1-R2 (curva 8', fig. 12.13b), idéntica a las series shoshoníticas del Macizo de Ballons, Francia (Pagel y Leterrier, 1980; curva 3) y del volcanismo Cenozoico de Perú (Lefevre, 1973; curva 4).



Fig. 12.12. (a) Diagrama TAS con campos de Middlemost (1994). En sombreado celeste se marca el campo de las rocas de alcalinidad media. (b) Mismo diagrama con curvas de tendencias para distintas series rocosas de Lameyre (1987) y Lameyre y Bonin (1991). Referencias: 1, serie calco-alcalina tonalítica-trondhjemítica; 2, toleftica; 3, calco-alcalina granodiorítica; 4, serie monzonítica; 5, serie alcalina. Se indica el contenido de cuarzo y nefelina normativos de 40%. Las muestras enmarcadas por un círculo representan los términos finales de una serie monzonítica en el tramo cordillerano argentino (MT70; CM33; CM34; BR47). La línea punteada en (a) y (b) separa los campos alcalino y subalcalino según Miyashiro (1978). La figura (b) es una modificación de Lameyre (1987). Mismas referencias que en figura 12.11. Los datos del BPA tomados de Suárez et al. (1985a).

Por el contrario, el BPA define una tendencia similar a las series calco-alcalinas de de La Roche y Leterrier (1973), curvas 9 y 7, respectivamente (fig. 12.13b).

La tendencia enriquecida en álcalis del *MPF* respecto al BPA se debe principalmente al elevado contenido en K₂O de esta suite, la cual, como se indicó en capítulos previos, se agrupa en el campo de las rocas shoshoníticas en un diagrama K₂O vs SiO₂ (ver también Cerredo et al., 2005; González Guillot et al., en prensa); mientras que el BPA lo hace en el campo calco-alcalino de K₂O medio a bajo (fig. 12.14a). El Na₂O, si bien es algo mayor en el *MPF* que en el BPA, no muestra diferencias tan significativas entre ambas suites (fig. 12.14b). La relación K₂O/Na₂O también es alta en el *MPF*, en la mayoría de los casos por encima de 0,6 y cercano o por encima de 1 para rocas con más de 55% SiO₂ (tabla 14.1), como es característico de las series shoshoníticas (Morrison, 1980). El contenido en TiO₂ del *MPF* es bajo (inferior a 1,3%; tabla 12.1 y fig. 12.15), acorde también con estas series.



Fig. 12.13. Diagrama de clasificación de rocas plutónicas R1-R2 (de La Roche et al., 1980). (a) datos del *MPF* y BPA (BPA de Suárez et al., 1985a). Mismas referencias que en figura 12.11. Se indican algunos nombres de rocas: UM, ultramáficas; Gab alc, gabro alcalino; Gab, gabro; Gab-nor, gabro-norita; Sdio, slenodiorita; Mzd, monzodiorita; Mzn, monzonita; Dio, diorita; Q Mzn, monzonita cuarzosa; To, tonalita; Grd, granodiorita; Gr, granito. Con círculos se marcan rocas que definen una tendencia monzonítica (MT70; CM33; CM34; BR47). (b) series magmáticas típicas de otras partes del mundo comparadas con las del *MPF* y BPA. 1, series alcalina; 2, 3 y 4 series shoshoníticas (monzoníticas) de Fiji (Gill, 1970), del Macizo de Ballons, Francia (Pagel y Leterrier, 1980) y volcanitas cenozoicas de Perú (Lefevre, 1973), respectivamente; 5, monzogranitos del Macizo de Ballons (Pagel y Leterrier, 1973); 8 y 8', series alcalina y monzonítica del *MPF*, respectivamente; 9, serie calcoalcalina del BPA. Modificado de Pagel y Leterrier (1980).



Fig. 12.14. Álcalis frente a sílice en el MPF y BPA. (a) diagrama K₂O-SiO₂ con líneas de división de Rickwood (1989). (b) diagrama Na₂O-SiO₂. No se aprecia notable enriquecimiento de soda en el MPF respecto al BPA, excepto en las rocas más diferenciadas.

Los elementos trazas también denotan diferencias entre las dos suites al Norte y Sur del canal Beagle. El MPF presenta mayor contenido de elementos LIL y P respecto al BPA (fig. 12.15). A su vez, presenta también mayores relaciones LILE/HFSE y LREE/HREE que el BPA (HREE representadas por Y, cuyo comportamiento es similar al Yb (Rollinson, 1993), ya que no hay datos de HREE en el batolito al Sur del canal Beagle; tabla 12.1).

Las propiedades mineralógicas y geoquímicas de los grupos de rocas al Norte y Sur del canal Beagle, tales como se han presentado en esta Sección, permiten ratificar la hipótesis de González Guillot et al. (en prensa), basada sólo en el *PDM*, en la cual los plutones del tramo argentino de la cordillera Fueguina representan una suite diferente del BPA.

	Valores promedio												
_	MPF						SPU		BPA				
_	hbt	gab	mzd	mzn	sie	gd	a-d	dio	to	gd	gr	mzd-q	
n	6	12	4	8	3	1	3	3	14	10	2	2	
SIC. (%)	37,2-	43,1-	52,7-	53,00	62,7-	57,0	56,1-	48,4-	56,2-	59,8-	65,5-	60,7-	
	41,4	50,8	54,7	64,0	65,8		64,6	56,2	66,7	70,1	68 ,5	62,1	
TiO₂ (%)	1,56	1,01	0,71	0,49	0,19	0,56	0,36	1,12	0,54	0,50	0,48	0,60	
Al ₂ O ₃ (%)	14,3	17,9	18,3	18,9	19,2	17,2	17,6	16,3	17,9	16,9	14,7	17,7	
MgO(%)	9,04	4,70	2,7	1,62	0,25	3,40	1,79	5,53	2,24	1,85	1,70	1,90	
Ba (ppm)	238	669	692	1022	590	640	1289	239	305	496	383	800	
Rb (ppm)	18,3	67,2	79,6	103,7	148,6	50,8	63,1	18	26	56	79	118	
Sr (ppm)	1024	1442	1575	1535	584	1062	1276	427	476	442	214	618	
Zr (ppm)	31	74	121	125	101	107	149	71	113	136	144	212	
Th (ppm)	1,38	5,13	9,58	12,39	16 ,17	10,1	17,0	3	5,21	10,7	12,5	24	
Nb (ppm)	1,42	4,69	6,53	6,45	7,23	8,6	10,4	4,33	4,93	6,2	6,5	11	
Y (ppm)	18,1	24,2	21,7	19,6	10,6	15,8	12,9	25	20,3	18,8	24,5	20	
Yb (ppm)	1,54	2,18	2,06	1,98	1,18	1,59	1,32		2,5	5**			
Rb/Zr	0,57	1,16	0,68	0,76	3,28	0,47	0,42	0,23	0,25	0,43	0,6	0,56	
K ₂ O/Na ₂ O	0,74	0,74	0,77	1,05	1,38	0,55	0,50		0.24	0.35*		0,83	
Nb/Th	1,87	1,01	0,74	0,47	0,39	0,85	0,62	1,67	1,10	0,60	0,51	0,47	
(La/Y)N	3,62	6,01	8,49	8,13	14,65	8,66	17,16	4,54	6,16	6,80	5, 6 9	10,39	
(La/Yb)N	5,3	8,0	10,4	11,2	15,6	10,2	19,62		9,9	9**		-	

Tabla 12.1. Valores promedio de elementos trazas y relaciones de elementos del MPF, SPU y BPA.

Abreviaciones: hbt, homblendita; gab, gabro-diorita; mzd, monzodiorita-monzogabro; mzn, monzonita; sie, sienita; gd, granodiorita; a-d, andesita-dacita; dio, diorita; to, tonalita; gr, granito; mzd-q, monzodiorita cuarzosa; n, cantidad de muestras. Datos del BPA de Suárez (1977b). * Complejo de Gabros y Grupo Plutónico Canal Beagle, respectivamente (datos de Suárez et al., 1985a). ** granodioritas y tonalitas del BPA a los 49°S, en el rango 61-66,5% SiO₂ (102 Ma; Calderón et al., 2007). La, Y e Yb normalizados a condrito según Taylor y McLennan (1985). Los datos de la SPU se agregan para una discusión más adelante.

El *MPF* se caracteriza entonces por la escasez o ausencia de cuarzo, sus dos paragénesis de minerales máficos, de cpx + hbl \pm bt y de cpx + bt, y por su elevado contenido en álcalis (principalmente K₂O), elementos LIL, y altas relaciones LILE/HFSE, (La/Y)_N y (LREE/HREE)_N. Esta suite define así una tendencia similar a rocas alcalinas saturadas en sílice (de La Roche y Leterrier, 1973; Lameyre y Bowden, 1982; Lameyre, 1987; Lameyre y Bonin, 1991).

Algunas muestras, sin embargo, se desprenden de esta tendencia principal, siguiendo un tren afín con series monzoníticas o shoshoníticas (Morrison, 1980; Pagel y Leterrier, 1980; Lameyre y Bowden, 1982; Lameyre y Bonin, 1991). Entre estas últimas se encuentran las muestras del Mte. Rojo en el *PDM*. Aparentemente, los gráficos que representan estas tendencias en base a la composición modal (fig. 12.10)

indican que la serie monzonítica podría estar caracterizada por una paragénesis de cpx + hbl (y sin bt), aunque las muestras que definen esta tendencia en los gráficos geoquímicos (figs. 12.12 y 12.13) no necesariamente respetan esta paragénesis. Por ejemplo, en el diagrama R1-R2 (fig. 12.13a), dos muestras del *PDM* (CM18 y CM38, no enmarcadas con círculo) ubicadas sobre la línea ol – cpx - pl, y próximas a la curva 8' (tendencia monzonítica del *MPF*; fig. 12.13b), podrían ser también integrantes de este tren, pero su composición máfica contiene 7,6% y 2,6% de bt (respectivamente), además de los otros mafitos (ver tabla 6.1). Por lo tanto, no puede asegurarse, con la información disponible, que las dos tendencias (alcalina saturada y monzonítica) se diferencien por la presencia o ausencia de biotita.



Fig. 12.15. Diagramas expandidos de elementos trazas del *MPF* y BPA, normalizados al promedio de rocas del BPA. (a) gabros, dioritas, monzodioritas, monzogabros del *MPF* en el rango 48-53% SiO₂, normalizadas al promedio de dos dioritas del BPA al Sur del canal Beagle (48-52% SiO₂; muestras 10 y 16 de Suárez, 1977b). (b) monzonitas del *MPF* en el rango 55-59% SiO₂, normalizadas al promedio de 6 muestras del BPA (5, 12, 18, 19, 26 y 34; tonalitas y dioritas cuarzosas entre 56-58% SiO₂; de Suárez, 1977b).

Las rocas monzoníticas de la isla Navarino descriptas por Kranck (1932) y Katz y Watters (1966) se asocian claramente al *MPF*.

Las series monzoníticas incluyen los tipos litológicos gabros, dioritas, monzogabros, monzodioritas, monzonitas enriquecidas en minerales máficos, monzonitas cuarzosas, monzogranitos y escasos sienogranitos (Lameyre y Bowden, 1982; Lameyre y Bonin, 1991). La composición máfica media de las series monzoníticas se caracteriza por anfibol (hornblenda actinolítica) y biotita con alta relación Mg/Fe²⁺ (Lameyre, 1987). Por su parte, Morrison (1980) indica una composición cálcica para los clinopiroxenos de series shoshoníticas (ver figuras 6.24, 7.27, 8.13). Esta composición sugiere, por lo tanto, que la presencia o ausencia de biotita en el *MPF* no define entre las tendencias monzonítica o alcalina.

Ahora bien, teniendo en cuenta la composición litológica, las series alcalinas saturadas (tal como las definen Pagel y Leterrier, 1980; Lameyre y Bowden, 1982; Lameyre, 1987; Lameyre y Bonin, 1991) se caracterizan por la ausencia de tipos litológicos intermedios, mostrando así un carácter bimodal (Lameyre, 1987), y gran abundancia de términos finales graníticos (Lameyre y Bowden, 1982). Esta

bimodalidad no se observa en el MPF, como así tampoco la dominancia de los términos finales de la serie (iustamente ocurre lo contrario). Además, desde el punto de vista tectónico, estas series (comúnmente asociadas a las alcalinas subsaturadas) se ubican en (i) áreas de rifting continental (ejemplos clásicos son los de Oslo, Gardar (Groenlandia), Etiopía, sector oriental de la provincia Trans-Pecos (SO Texas)), (ii) en áreas anorogénicas con magmatismo de intraplaca, ya sea continental (como en Níger, Nigeria, Velasco (Bolivia)) u oceánica (islas Kerguelen; Hawaii). En otros casos (iii) se asocian con la culminación de un evento orogénico, en un régimen tectónico tensional, vinculado a colisiones continente-continente (como en Córcega e Adrar des lforas (Mali)) (e.g. Lameyre y Bowden, 1982 y referencias allí citadas; Lameyre, 1987; Liégeois y Black, 1987; James y Henry, 1991; Lameyre y Bonin, 1991). Como se verá en la Sección 12.7, ninguno de estos casos coincide con el régimen tectónico que ha actuado durante la actividad del MPF. Teniendo en cuenta además la ausencia de bimodalidad en el MPF. se infiere que la tendencia alcalina saturada de esta suite no sería más que una variación transicional de una serie monzonítica. Por lo tanto, en la discusión que sigue se considerará al MPF desde este punto de vista.

Las series monzoníticas (y shoshoníticas), por otro lado, son consideradas generalmente como tardi-orogénicas y de emplazamiento posterior a series calcoalcalinas a las cuales se asocian espacialmente (Morrison, 1980; Lameyre y Bowden, 1982; Pitcher, 1986; Bonin, 1987; Lameyre y Bonin, 1991; Liégeois et al., 1998). Además, dada la asociación de este tipo de magmatismo con corteza continental (márgenes continentales activos o arcos de islas en presencia de corteza de esta naturaleza), el origen de este tipo de magmas ha sido generalmente atribuido a contaminación cortical de magmas alcalinos (Joplin, 1968; Jakeš y White, 1969; Bonin, 1987). Dada la relación temporal que guarda el *MPF* con el BPA (como se indicó al comienzo de esta sección), la idea del emplazamiento tardi-orogénico no parece ser válida para las rocas estudiadas en esta Tesis. Respecto al efecto del aporte cortical, si bien este fenómeno ha tenido lugar en la evolución, de al menos, el *PDM* (diferenciación por AFC), no sería responsable del aporte de álcalis (ver Secciones 12.2 y 12.5).

Por lo tanto, el tren de alcalinidad media (alcalino saturado-monzonítico) del MPF sugiere que la génesis de esta suite es muy diferente a la del BPA, posiblemente, derivada de otra fuente y/o por un porcentaje de fusión parcial diferente.

12.5- EL CARÁCTER POTÁSICO DEL MPF: ¿Rasgo primario o adquirido?

Antes de abordar el origen de los magmas del MPF, se darán a continuación algunos comentarios sobre la alcalinidad de esta suite.

El carácter medianamente alcalino de los plutones del MPF no ha sido considerado como un rasgo original de los magmas en trabajos previos (Acevedo et al., 1989; 2000; 2002; 2004; González Guillot et al., 2005), atribuyendo el enriquecimiento en potasio observado a procesos secundarios.
En el Co. Jeu-Jepén, Acevedo et al. (2000, 2004) indican la autointrusión de un magma sienítico en rocas dioríticas, a las cuales habrían transformado en monzonitas por un proceso de autometasomatismo. El líquido sienítico representaría un magma residual derivado por diferenciación a partir de la cristalización de las dioritas (según la interpretación de estos autores), luego inyectado a modo de filones, transfiriendo iones de K al encajante diorítico. Este fenómeno se habría dado en las inmediaciones de las inyecciones, conservándose el protolito diorítico intacto en los sectores alejados de éstas.

En Ea. Túnel, Acevedo et al. (1989) proponen un fenómeno semejante. En este caso, venas de sienita intruyen un cuerpo homblendítico-piroxenítico, dando como resultado de la interacción entre ambas facies un híbrido, según estos autores. Más tarde, Acevedo et al. (2002) asumen que la alcalinidad que muestra la HU se debe a enriquecimiento en K por contaminación cortical durante el ascenso del magma hacia el nivel de emplazamiento, y que la subsaturación en sílice se explica por presencia de venillas de carbonato (producto de un metamorfismo retrógrado), las cuales provocan una disminución en la proporción relativa de este óxido en los análisis químicos. De esta manera proponen una naturaleza calco-alcalina para el magma original.

Más tarde aún, en un trabajo preliminar sobre el *PDM*, González Guillot et al. (2005) mantienen la idea de Acevedo et al. (2000), con generación de monzonitas a partir de contaminación de rocas dioríticas por inyecciones de sienita. El elevado contenido en álcalis del plutón, según estos autores, se debería, así mismo, a este fenómeno.

En sector chileno, en el BPA, Nelson et al. (1987) indican que la separación geoquímica entre las dos series CAT (de bajo potasio) y CAG (de potasio medio, ver Sección 5.2) en la zona del canal Baker (48°S) es menos notoria que en el sector del golfo Xaultegua (51°S). Esto se debe a que los plutones en Baker, más antiguos, han sufrido mayor asimilación de material cortical que al Sur, idea que está de acuerdo con el tren general del batolito, el cual muestra decrecimiento en contaminación cortical con la edad de los plutones (Bruce et al., 1988; Weaver et al., 1988, 1990). El material cortical habría aportado potasio a los magmas de la serie CAT, enmascarándolos con los de la serie CAG.

Kranck (1932) asume que las monzonitas del Sur de la isla Navarino serían el producto de asimilación de rocas carbonáticas por parte de magmas calco-alcalinos normales.

Stern et al. (1991b), por su parte, propone que la Fm. Barros Arana (ver Sección 4.3), habría adquirido su carácter potásico por contaminación con manto litosférico (fuente enriquecida en LILE; fig. 12.16).

Se ha brindado suficiente información en éste y los capítulos previos que sugiere que todas las litofacies en cada plutón del *MPF* están relacionadas genéticamente, y según un orden de evolución normal, es decir, desde unos primeros diferenciados ultramáficos, pasando por gabros y dioritas, luego por monzogabros y monzodioritas, por monzonitas y finalmente se llega hasta las venas de sienita y sienita alcalifeldespáticas. Esta diferenciación fue alcanzada mediante un proceso de AFC. De esta manera debe descartarse que las monzonitas son los tipos litológicos más modernos de la suite y que su origen haya sido por hibridización entre un "invasor" sienítico en protolito diorítico u homblendítico.

Fig. 12.16. La composición isotópica del PDM se muestra esquemáticamente mediante una barra, dado que solo se cuenta con un dato de 87Sr/86Sr inicial (bolsón gábrico en hornblendita). La barra incluye todo el rango de valores ¿Ndi del plutón (Tabla 6.6), ubicada a 0,703906 87 Sr/86 Sr. Las flechas indican la tendencia esperada que seguirían las muestras asumiendo un aporte cortical conjunto con cristalización la fraccionada. Esta tendencia se aleja de la composición isotópica del manto litosférico patagónico (Stern et al., 1989, 1990), como así también de la de la Fm. Barros Arana (estrellas; Stern et al., 1991b, recalculadas a 110 Ma).



También se muestran datos del Complejo Tortuga (Stern, 1991), MORB (DePaolo, 1988) y de plutones mayores de 100 Ma del BPA (Weaver et al., 1990). Figura modificada de Stern (1991).

De todos modos, sí se puede certificar la existencia de fenómenos locales de adición de potasio en todas las localidades estudiadas. Esto implica que las observaciones de Acevedo et al. (1989, 2000, 2004) y González Guillot et al. (2005) son, en cierto modo, verdaderas; es decir, hay líquidos sieníticos que invaden otras rocas más pobres en feldespato potásico, pero en ningún caso debe interpretarse que las monzonitas se han generado de este modo, sino que, contrariamente, las sienitas "invasoras" son un diferenciado residual a partir de la cristalización de aquellas.

En muchos casos este residuo sienítico ha permanecido *in situ*, como lo atestiguan el feldespato potásico intersticial que crece entre cristales de plagioclasa y mafitos en monzonitas (figs. 6.7c-d, 7.5d, 8.5c, 9.7a-b), o la disposición de este mineral en lentecillas descripto en la *Monzonita Cuarzosa Beauvoir* (fig. 9.8d). Pero esto no se considera una invasión, sino que, como se explicó en párrafos previos, representa la etapa final de cristalización de monzonitas, dentro de lo que se conoce como el sistema petrogenético residual.

En otras circunstancias, en cambio, este diferenciado ha migrado hacia otros sectores. En este caso hay adición de potasio desde una fuente externa, pero, hasta donde se conoce, éste es un fenómeno, además de localizado, físico y no químico, es decir, las inyecciones sieníticas invaden la roca, en ocasiones en sistemas muy anastomosados (fig. 12.17, ver también figs. 7.6a, 8.5d), pero en ningún caso se ha observado intercambio iónico entre las sienitas y su hospedante, de modo que este fenómeno no consiste un proceso metasomático.

Resta aún identificar la fuente del potasio del MPF. Dado que la asimilación de material cortical ha sido en cierto modo significativo en la evolución de, al menos, el

PDM (aunque se infiere que este proceso ha actuado también en los demás plutones, ver Sección 12.2), puede mantenerse cierta sospecha de que el potasio sea aportado por el material asimilado, siguiendo el criterio de Acevedo et al. (2002) y Nelson et al. (1987). Sin embargo, pueden considerarse varios aspectos que conducen a desestimar al aporte cortical como fuente del enriquecimiento en potasio. En primer lugar, se ha indicado que las rocas ultrabásicas y básicas del *PDM* tienen valores isotópicos muy primitivos, lejos de haber sido afectados por un componente cortical (ver Sección 12.2). No obstante su carácter no contaminado, muestran elevado contenido en potasio y álcalis total, ubicándose en los campos shoshonítico y de alcalinidad media en los diagramas SiO₂ - K₂O y TAS (figs. 6.16, 14.14 y 14.16). Por otro lado, se ha demostrado que la tonalita de biotita y granate de Ea. Túnel representa un caso extremo de asimilación de metapelitas por parte de magmas dioríticos, y sin embargo esta unidad es calco-alcalina, con abundante cuarzo libre.



Fig. 12.17. Homblendita (en transición a melagabro) cortada por un dique de sienita del que se desprenden numerosas venillas anastomosadas del mismo material. Bloque suelto en Mte. Kranck. A pesar de la intrincada red de venillas no se aprecia contaminación dentro de cada fragmento de homblendita.

Además, aunque Nelson et al. (1987) hayan notado que por efecto de asimilación cortical los plutones de la serie CAT del BPA en el canal Baker hayan adquirido

potasio, en ningún caso estas rocas llegan a constituir series monzoníticas medianamente alcalinas como lo es el *MPF*. Incluso, los fenómenos de asimilación pudieron repetirse varias veces en la historia del arco magmático, y sin embargo, el *MPF* representa un evento único muy acotado en el tiempo, respecto a la longevidad del arco calco-alcalino (Fm. Hardy y BPA). Una diferente composición en el material cortical asimilado no parece ser la causa tampoco, ya que las unidades que constituyen la corteza (y roca de caja) tanto al Sur como al Norte de la cuenca marginal son las mismas (Formaciones Lapataia, Lemaire, Yahgán). Por otro lado, no existen evidencias de que en el tramo argentino de la cordillera Fueguina existan rocas carbonáticas (cretácicas o más antiguas) y más abundantes que al Sur del canal Beagle, para asumir un origen de la suite como lo propuso Kranck (1932) para las monzonitas del seno Grandi (Chile).

Además, el hecho de que en el sector argentino haya dominancia casi exclusiva de rocas de la serie alcalina saturada-monzonítica, contrariamente a lo que ocurre al sur del canal Beagle (y al Oeste sobre la costa pacífica), debe reflejar también un control geográfico. De todos modos, la presencia de rocas de alcalinidad media también en la isla Navarino implica que el canal Beagle no es una barrera rígida que separa a las dos suites (además debe recordarse la presencia de rocas calco-alcalinas (*SPU*), en

territorio argentino, ver Capítulo 7 y Sección 12.8). Es decir, el factor geográfico debe ser tenido en cuenta conjuntamente con otros factores, como es la edad de las rocas. Esto se tratará en la Sección 12.7.

Cómo se verá más adelante, el manto litosférico podría ser una fuente potencial de K para el *MPF* (como es sugerido para Barros Arana). El alejamiento de los datos isotópicos del *PDM* de aquellos del manto litosférico patagónico (fig. 12.16) presentados por Stern et al. (1989, 1990), puede deberse al aporte cortical experimentado por el primero. De todos modos, si bien pudo haber contaminación de los magmas del *MPF* con este manto, existen modelos que explican claramente el aporte de K a magmas generados en la cuña astenosférica en los sectores más profundos de la zona de Benioff (ver Sección 12.7).

Por lo tanto, los argumentos presentados aquí apuntan a que el potasio en el MPF es, bien un componente primario, proveniente de la fuente, y no adquirido por procesos posteriores a la fusión parcial; o al menos en parte, incorporado durante el ascenso a través del manto litosférico. En ningún caso representa adición de material cortical o procesos de autointrusión de líquidos sieníticos.

12.6 -LAS VARIACIONES GEOGRÁFICAS

El MPF no solo muestra diferencias litológicas, geoquímicas e isotópicas con el BPA, como se ha visto hasta ahora, sino que también evidencia variaciones dentro de la misma suite que, aunque menos contrastantes, son significativas y reflejan los procesos petrogenéticos que han actuado en la génesis y evolución de los magmas (González Guillot et al., 2007a).

Estas variaciones son desde el punto de vista litológico y geoquímico, y se manifiestan de manera consistente de Sur a Norte, es decir, con el aumento de la distancia a la trinchera. Además, puede indicarse un decrecimiento de la edad en este sentido, aunque la escasez de datos, sumado a la variabilidad de métodos empleados y litologías muestreadas, no permite precisar la magnitud de tal decrecimiento (ver Capítulo 5). Tampoco se cuenta con datos isotópicos, aparte de los del *PDM*, que permitan un estudio comparativo desde este punto de vista entre los distintos plutones.

La distribución geográfica de los plutones en la cordillera Fueguina de Sur a Norte, tal como se la considera en esta discusión, es como sigue: BPA, HU, *PDM*, *IMK* y *MJJ*. Si bien en coordenadas actuales el *IMK* se encuentra ligeramente más al Norte que la *MJJ*, esta última es la que se encuentra más alejada del eje de los plutones del BPA contemporáneos, que sigue una orientación ESE, pasando por el cabo de Hornos, centro de isla Hoste, SO de isla Gordon, y de allí más hacia el NO (Chile) (fig. 12.18). Además, es necesario restituir la transcurrencia cenozoica a lo largo del sistema de fallas Magallanes-Fagnano (SFMF) para ajustar aún más la posición relativa del *IMK* (se considera un desplazamiento de 22 km, tal como se verá más adelante en esta misma sección). Por lo tanto, posicionando el frente volcánico del arco del Aptiano en el cabo de Hornos (distancia cero), la HU se ubica a 87 km de aquel punto, el *PDM* a 129 km, el *IMK* a 131 km y la *MJJ* a 137 km (distancias actuales). Estos valores podrían ser algo mayores considerando que el frente volcánico podría estar sumergido bajo el océano Pacífico, y que tuvieron lugar varios pulsos de acortamiento orogénico (ver Capítulo 4 y Sección 12.7).



Fig. 12.18. Distribución de edades de rocas plutónicas del BPA, *MPF* y *SPU*. Fuentes BPA: Halpern (1973), Suárez et al. (1985a, 1986); *SPU*: Ramos et al. (1986), Acevedo et al. (2002); *MPF*: Martinioni et al. (1999a), Acevedo et al (2000, 2002), este trabajo. Se indica además sombreado en rojo la posición aparente del arco magmático calco-alcalino contemporáneo con el *MPF* (Arco cc Km). Eq. MPF: posibles equivalentes del *MPF* en el Sur de isla Navarino (Nav) (Kranck, 1932; Katz y Watters, 1966; sin edad registrada) y SE isla Gordon (IG; equivalencia estimada en base a datos de Suárez et al., 1985a, de 108-110 Ma). BP: bahía Parry, PD: península Dumas, Sv: cerro Svea. Observaciones: (1) Las homblenditas medianamente alcalinas de isla Gordon (naranja) de 108-110 Ma no se incluyen en el sombreado rojo, dado que según la interpretación del presente autor podrían ubicarse dentro del *MPF* y no en el BPA. (2) La edad de 104 Ma del Co. Rodríguez (al Norte del *IMK*) pertenece al dique 182, correlacionable al *MPF*. En esta localidad a su vez, afloran otros diques posiblemente vinculados genéticamente a la *SPU* (ver Capítulo 9). (3) La edad de 77 Ma de un dique granítico de la península Ushuaia (*SPU*; Ramos et al., 1986) cae en el rango de edades registradas a lo largo del flanco Sur de cordillera Darwin (79-66 Ma) consideradas rejuvenecidas (Bruce et al., 1991; Cunningham, 1995). Esta figura es una modificación de la fig. 5.6.

Teniendo en cuenta la composición litológica de los plutones del MPF, se observa un aumento de la proporción relativa de afloramientos de rocas más diferenciadas (monzonitas, sienitas y sienitas alcalifeldespáticas) respecto a menos diferenciadas (ultramafitas) hacia el Norte (González Guillot et al., 2007a). Este comportamiento es acompañado además por un incremento en la abundancia de feldespato alcalino en las facies más diferenciadas (ver Capítulos 6 a 9).

Comenzando por el Sur, se ha indicado que la HU está dominada por rocas ultramáficas y máficas, mientras que las monzonitas y sienitas se restringen sólo a las venas finales, volumétricamente de poco peso comparado con las facies anteriores. Un poco más al Norte, en el *PDM*, las rocas máficas ocupan la mayor superficie del

cuerpo, siendo las rocas ultramáficas, aunque abundantes, de menor distribución relativa (en sentido areal). La abundancia relativa de monzonitas, respecto a otras litologías, es mayor en esta localidad que en la anterior. Las sienitas, sin embargo, conforman al igual que en la HU, venas póstumas de escaso volumen total. En ninguna de las dos, por otro lado, están presentes las sienitas alcalifeldespáticas. En el extremo Norte de la suite, el *IMK* y la *MJJ* presentan la mayor abundancia relativa de monzonitas y sienitas. En ambas localidades estas últimas constituyen cuerpos globosos, además de las venas póstumas. Los dos plutones presentan además, venas de sienita alcalifeldespática.

Se han estimado las proporciones areales relativas entre rocas ultramáficas (homblenditas y piroxenitas), máficas (gabros, dioritas, monzogabros y monzodioritas) e intermedias (monzonitas y sienitas), UM:M:I, para cada una de las localidades en las que se dispone de un mapa geológico. De este modo queda excluida la MJJ, pero, como se indicó en el párrafo anterior y en los capítulos correspondientes, la abundancia relativa de tipos litológicos de esta localidad es equivalente al IMK. Para los cálculos no se tuvieron en cuenta las venas de sienita y sienita alcalifeldespática, por razones de escala (y por lo tanto ser arealmente insignificantes respecto a las demás litologías). El stock del Mte. Rojo (PDM), caracterizado por monzodioritas y monzonitas, fue repartido arbitrariamente en partes iguales para las clases máfica e intermedia. En el IMK no se tuvieron en cuenta, además, las cuatro apófisis que afloran al Norte del cuerpo principal (ver figura 9.2), ya que se desconoce su litología. En el mapa geológico de esta localidad (fig. 9.2), se ha indicado también una unidad constituida por gabros / dioritas, monzogabros / monzodioritas (rocas con piroxeno y biotita) y monzonitas (más pobres en feldespato alcalino que la Monzonita Cuarzosa Beauvoir), identificada con color verde. De manera arbitraria, toda esta superficie fue repartida por partes iguales entre unidades máficas e intermedias (aunque aparentemente dominan las primeras, el procedimiento es expeditivo y no modifica esta interpretación). De este modo, se han obtenido los siguientes resultados (UM:M:I):

```
HU: 1:1,03:0
PDM: 1:12:4
IMK: 1:112:300,
```

los cuales quedan expresados en la figura 12.19.

Esta característica del MPF, con aumento relativo en afloramientos de facies más diferenciadas respecto a menos diferenciadas hacia el Norte, podría estar reflejando simplemente diferentes niveles estructurales de exposición de las distintas cámaras magmáticas, y no diferencias petrogenéticas. A pesar de que este hecho podría ser considerado correcto, ya que el empuje y alzamiento de la cordillera proviene desde el Sur (coordenadas actuales, ver más adelante), no parece ser la causa del fenómeno observado. Si se comparan por ejemplo la *MJJ* con el *IMK*, ambos poseen una

proporción de litologías semejante, sin embargo, el primero de estos plutones constituye claramente el techo de una cámara magmática, mientras que el segundo representa un nivel estructural más profundo de otra cámara. Teniendo en cuenta ahora a la HU, en ésta se han observado remanentes metasedimentarios por encima evidenciando que este cuerpo representa también el techo de una cámara magmática, o bien una porción muy próxima a ésta. A pesar de ello, la abundancia relativa entre facies ultramáficas, máficas e intermedias es muy disímil entre esta unidad y la *MJJ* (e *IMK*).



Fig. 12.19. Abundancia relativa para cada localidad estudiada entre unidades ultramáficas (homblenditas y piroxenitas), máficas (gabros, dioritas, monzogabros y monzodioritas) e intermedias (monzonitas y sienitas (excluidas sienitas de venas)), UM:M:I. Los cálculos fueron efectuados en base al área que ocupan las diferentes litologías en los mapas geológicos (figs. 6.2, 7.2 y 9.2).

Desde el punto de vista geoquímico, el *MPF* muestra un incremento en el contenido de K_2O , para un mismo valor de SiO₂ en roca total, de Sur a Norte (González Guillot et al., 2007a).

Si se agregan las líneas de tendencia (regresiones lineales) para las series de datos de la figura 12.14a, puede verse claramente lo expresado en el párrafo anterior (fig. 12.20). Todas las curvas de la figura arrojan un nivel de confianza mayor a 99,9%, por lo tanto las regresiones lineales indicadas explican perfectamente la distribución de cada conjunto de datos. En la figura 12.20 se puede observar, además, que la tasa de incremento en K₂O con la diferenciación de las rocas aumenta también hacia el Norte (aumenta la pendiente de cada curva). Esta tasa, y el contenido absoluto de K₂O respecto a SiO₂, son incluso superiores a las del BPA (fig. 12.20).

El comportamiento espacial del contenido de K₂O observado en roca total, también se manifiesta en la homblenda (González Guillot et al., 2007a). Así, las homblendas de la *MJJ* presentan los valores más altos de K₂O, comparados con el contenido de SiO₂ del mineral, las del *PDM* muestran los valores medios, y las de la HU los más bajos (fig. 12.21). Se han utilizado en la figura 12.21 solo las magnesiohastingsitas, dado que están presentes en los tres plutones (para el *IMK* no hay datos de química mineral). Se utiliza la SiO₂ en lugar del #Mg como índice de comparación, ya que este óxido presenta mejor correlación con la diferenciación de la roca hospedante (ver Capítulo 6). Se muestran a modo comparativo también homblendas (tschermakitas)

del BPA (Bruce et al., 1989), las cuales muestran valores significativamente más bajos que todo el *MPF*. Anfiboles de composición magnesiohomblenda sólo se han identificado en el *PDM* y HU. Estos datos ploteados en un gráfico similar muestran una dispersión demasiado grande y no pueden ser explicadas por una regresión lineal, de todos modos, si bien el contenido en K₂O de estos anfiboles es más bajo que el de las magnesiohastingsitas para toda la suite, siguen siendo superiores respecto a las tschermakitas reportadas para el BPA por Bruce et al. (1989).



Fig. 12.20. Variación del K₂O respecto a SiO₂ en roca total, con curvas de regresión lineal. Se indican la fórmula y los parámetros estadísticos (\mathbb{R}^2 , n (número de muestras) y grado de confianza) de cada recta. Datos del BPA de Suárez et al. (1985a) y del *MPF* de Acevedo et al. (2002, 2004) y esta Tesis. Se observa un incremento en el contenido de K₂O para un mismo valor de SiO₂ (excepto para algunas ultramafitas de la HU), como así también una mayor tasa de incremento K₂O, de Sur a Norte. Se indican las líneas de división de Rickwood (1989) para los campos de bajo, medio y alto K y shoshoníticos.

El contenido de K_2O de las biotitas, ya sea comparado con la SiO₂ o #Mg, es mayor en la *MJJ* que en le *PDM*, de todos modos, los datos muestran, al igual que las magnesiohomblendas, una dispersión muy grande, y no permiten un estudio comparativo significativo.

Respecto a los elementos traza, se puede observar en la figura 12.15 un mayor enriquecimiento en Rb, Ba y Th en monzonitas de la *MJJ* respecto a los demás plutones de la suite, mientras que las rocas menos diferenciadas no muestran grandes variaciones. La relación (La/Y)_N (factores de normalización de Taylor y McLennan, 1985) también muestra mayores valores de S a N, desde 1,429 para el BPA (n: 35; datos de Suárez, 1977b; para todo el rango de edades del batolito), 1,390 para la HU (n: 7), 1,553 para el *PDM* (n: 14), 1,883 para el *IMK* (n: 4) y 2,212 para la *MJJ* (n: 7).



Fig. 12.21. Variación del K₂O respecto a SiO₂ en homblendas (magnesiohastingsitas), con curvas de regresión lineal. Se indican la fórmula y los parámetros estadísticos (R^2 , n (número de muestras) y grado de confianza) de cada recta. Cada conjunto de datos puede ser explicado por una regresión lineal, excepto los del BPA (confidencia menor a 80,0%), de todos modos, son indicados con fines comparativos. Datos del BPA de Bruce et al. (1989) (homblendas de rocas máficas: gabro / diorita) y del *MPF* de Acevedo (1996) y esta Tesis. Se observa un incremento en el contenido de K₂O para un mismo valor de SiO₂ en las homblendas en los distintos plutones de Sur a Norte.

Las variaciones observadas de Sur a Norte sólo responden a un control geográfico, si bien coinciden también con un decrecimiento de la edad de las rocas en este sentido, de 115-113 Ma a 93 Ma (ver sección siguiente). Un incremento gradual en el contenido de feldespato potásico, K₂O, U, Th, ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr con la distancia al margen continental, independientemente de la edad de los plutones, ha sido observado en otras partes del mundo, como es el caso del batolito de Sierra Nevada (Bateman, 1983, y referencias allí citadas).

Relación entre el IMK y la MJJ

Como corolario de las variaciones espaciales enumeradas en los párrafos precedentes, se hace aquí un análisis comparativo más intensivo entre el *IMK* y la *MJJ*, el cual posee un interés tectónico regional.

La disposición geográfica de ambos plutones, sobre el eje del SFMF, pero en bloques opuestos; sumado a una petrología y geoquímica -a grandes rasgos- similar, invita a pensar que los dos constituyeron alguna vez un único cuerpo, separados actualmente por la tectónica transcurrente pos-Ándica. Esta vinculación es igualmente insinuada por Peroni et al. (2007). El *IMK* se ubica al Norte del SFMF, a unos ~60 km al Oeste del Co. Jeu-Jepén, éste ubicado, a su vez, del lado Sur del sistema de fallas (fig. 9.1). Esta posición y distancia relativa de uno respecto al otro son consistentes con el sentido levógiro de las fallas, y con los desplazamientos relativos propuestos a lo largo de ella por algunos autores (ver más adelante y Capítulo 4).

La composición modal de los componentes principales de cada cuerpo (especialmente rocas ricas en feldespato alcalino), junto a la geoquímica medianamente alcalina y rica en K₂O claramente indican que ambos cuerpos están relacionados genéticamente y pertenecen a la misma suite (*MPF*). Sin embargo, al analizar en detalle las características de cada plutón, surgen a la vista numerosas diferencias que hacen dudar de la hipótesis de un cuerpo único.

En primer lugar, se pueden enumerar algunas diferencias observadas pero que no son argumentos suficientes para contradecir esta hipótesis:

1- Ya se ha indicado en el Capítulo del Co. Jeu-Jepén (8) que el intrusivo en dicha localidad presenta rocas metasedimentarias por encima, evidenciando que el alzamiento tectónico y erosión allí han llegado hasta el nivel del techo del plutón. Por su parte, el *IMK* carece de cubierta metasedimentaria, lo que demuestra que el nivel estructural de exposición es más profundo que en el Co. Jeu-Jepén (de acuerdo, a su vez, con la observación de Martinioni (1997) respecto a la roca de caja; ver Capítulo 9). Esto, por sí solo, no representa inconvenientes si se intenta eliminar la deformación para llevar ambos cuerpos a una misma posición. Incluso, el hecho de que haya una componente de desplazamiento vertical a lo largo del SFMF, estimada en 0,5-3 km (Winslow, 1982; Klepeis, 1994b), favorece tal hipótesis, ya que el Co. Jeu-Jepén se ubica sobre el labio bajo, y el nivel topográfico de afloramiento en ambos plutones es similar.

2- Por otro lado, teniendo en cuenta a los diques de lamprófiro, la diferente actitud de los juegos de diques de homblenda-piroxeno (presentes en ambos intrusivos) indicaría que tuvo que haber habido por lo menos un basculamiento de ~30-40°, con cambio de la inclinación de 61°NE (*MJJ*) a ~90-80°SO (*IMK*) (comparar los datos de la Sección 9.2 con la figura 8.6b del Capítulo 8). Si bien Klepeis (1994b) sostiene que no existe rotación de los bloques al Norte y Sur de la falla, para el sector del Mte. Hope (ubicado a ~45 km al O del Mte. Kranck, en Chile; ver figura 2.1 para ubicación), Baraldo et al. (2002) indican un basculamiento del intrusivo del Jeu-Jepén de 34° hacia el N y 27° en sentido antihorario. Considerando, además, que no sólo los procesos de rotación de bloques son intrínsecos de los sistemas transcurrentes a lo largo del rumbo de la estructura, sino que también pueden darse en sentido vertical, ya que generalmente existen cambios en el campo de esfuerzos a medida que se asciende en la litósfera (esto último vinculado al diferente nivel estructural de ambos intrusivos), la diferencia en actitud de los lamprófiros no constituye tampoco un argumento en contra a la hipótesis del cuerpo único.

3- Finalmente, la mineralogía del metamorfismo de contacto de las aureolas de ambos intrusivos es diferente. Mientras el hornfels del Co. Jeu-Jepén se caracteriza por la presencia de cordierita (Camacho, 1948; Petersen, 1949, y muestras pertenecientes a D. Acevedo analizadas por el presente autor), asociada a biotita (Acevedo et al., 2004), en la aureola de contacto del Mte. Kranck se observa una mineralogía caracterizada por granate (Martinioni et al., 1999a y esta Tesis). De todos modos, esta diferencia mineralógica puede responder simplemente a una diferente composición del protolito (Fm. Beauvoir en el Co. Jeu-Jepén y una posible unidad más antigua en el Mte. Kranck; Martinioni, 1997).

Los inconvenientes que hacen perder sustento a aquella hipótesis surgen, sin embargo, en otros aspectos, como ser:

4- Se han descripto tipos litológicos presentes en un plutón y ausentes (o al menos no reconocidos) en el otro. Un ejemplo son el *Gabro 12* y la *MCB*, ausentes en el Co. Jeu-Jepén. Otro ejemplo son los lamprófiros de piroxeno y de piroxeno-biotita presentes en este último sitio, y no reconocidos en el Mte. Kranck.

5- Dentro de los aspectos petrográficos, se ha mencionado la ausencia de homblenda en las rocas del Co. Jeu-Jepén (a excepción de las rocas ultramáficas y algunas máficas). Sin embargo, este mineral es bastante común en el Mte. Kranck (ver tablas 8.1 y 9.1), y sin considerar aún al *Gabro 12*, facies que no puede ser usada como parámetro comparativo ya que está ausente en el primer sitio. Como otro ejemplo puede citarse a la apatita de las monzonitas del Co. Jeu-Jepén, la cual aparece fácilmente visible a ojo desnudo por su tamaño (cristales de hasta 4 mm), abundancia, y coloración amarillenta. En rocas semejantes del *IMK* esta fase es menos abundante y es reconocible solo al microscopio. El cuarzo es otra fase de distribución disímil, siendo más abundante en las rocas del *IMK*.

6- Los datos geoquímicos de roca total no muestran diferencias tan evidentes. Sin embargo, se ha indicado precedentemente un leve menor contenido de K₂O respecto a SiO₂ para las rocas del *IMK*. En este sentido, la composición del *IMK* es más próxima al *PDM* que a la *MJJ* (fig. 12.20). El resto de los óxidos no muestran diferencias significativas (a excepción del TiO₂), como así tampoco los elementos trazas. Por otro lado, aunque también existe superposición de los datos en el diagrama de tierras raras, cada cuerpo presenta ciertas particularidades, y muy consistentes dentro de cada grupo (fig. 12.22). Por ejemplo, el *IMK* posee un patrón de LREE y HREE sin quiebres (excepto el empobrecimiento en LREE del *Gabro 12*), mientras que la *MJJ* muestra ciertos picos en las LREE, con un déficit en el contenido de Ce y un pequeño exceso de Pr. Además, el patrón de HREE también muestra ciertas diferencias, siendo mucho más plano y menos variable en el *IMK*.

7- Analizando una vez más los mapas aeromagnéticos de TdF (fig. 3.1; SEGEMAR, 1998), puede observarse una anomalía positiva importante alrededor del Co. Jeu-Jepén, originada por el intrusivo que allí aflora. Esta anomalía está desconectada de aquella que circunscribe al *IMK*, y además, son de intensidades

diferentes. Sin embargo, en el Co. Pirámide, ubicado a ~22 km hacia el Oeste del Co. Jeu-Jepén, y en el bloque opuesto de la traza principal del SFMF, aparece una anomalía positiva muy semejante en la magnitud de las intensidades magnéticas a la de este último cerro, y a su vez conectada a la anterior mediante un estrangulamiento. Esta anomalía magnética sugiere que por debajo del Co. Pirámide (caracterizado por afloramientos de sedimentitas del Paleoceno; Buatois y Camacho, 1993) puede haber rocas intrusivas, separadas del Co. Jeu-Jepén por transcurrencia. La distancia que separa los picos de máxima intensidad en ambas anomalías es de 21,5 km. Sin embargo, Torres Carbonell et al. (2008), correlacionan el contacto entre el Cretácico superior – Paleoceno aflorante en el Co. Pirámide y en el Co. Malvinera (ubicado en la placa opuesta y al Este del Co. Jeu-Jepén) y establecen un desplazamiento sinistral a lo largo del SFMF de 48 km.



Fig. 12.22. Diagrama de tierras raras para rocas del IMK y la MJJ (factores de normalización de Nakamura, 1974).

Los 21,5 km estimados aquí para el desplazamiento a lo largo del SFMF puede no ser del todo preciso, dado que el mapa aeromagnético utilizado está hecho a escala regional y no de detalle, y por lo tanto la geometría de las anomalías y posición de los picos magnéticos puede diferir de la realidad en cierto grado, y principalmente, a que tal interpretación "supone" la presencia de un cuerpo ígneo subaflorante. De todos modos, este desplazamiento está en el orden de los 20-25 km, como lo sugieren Klepeis (1994b) y Olivero y Martinioni (2001).

Ya sean 21,5 km o 48 km el desplazamiento a lo largo de la falla, ninguna de estas estimaciones son suficientes para contrarrestar los 60 km que separan al *IMK* de la *MJJ*. Por lo tanto, esto último sumado a los argumentos 4 a 6 presentados aquí, indican que debe descartarse la posibilidad de que estos dos plutones hayan sido un único cuerpo con anterioridad a los movimientos transcurrentes a lo largo de la falla. Y como una segunda conclusión, surge que el desplazamiento a lo largo de esta falla es, para este sector de TdF, inferior a los 60-55 km como lo sugieren los dos plutones en cuestión y Rosello (2005) (respectivamente), entre otros autores (ver Capítulo 4).

12.7- ORIGEN DE LOS MAGMAS DEL MPF y EVOLUCIÓN GEODINÁMICA DE LA CORDILLERA FUEGUINA DURANTE LOS ~115-93 Ma

Varios atributos del *MPF* contrastantes con el BPA deben ser tenidos en cuenta en conjunto para tratar de interpretar la génesis de los magmas que le dieron origen. En resumen, estos son:

- 1- Diferencias en litología, composición química e isotópica, como las mencionadas en este capítulo.
- 2- La posición relativa de los plutones respecto al arco magmático calco-alcalino. Se ha indicado en el Capítulo 5 que el MPF se encuentra por lo menos ~80 km más al Norte (coordenadas actuales) respecto a la trinchera que el BPA (y si se considera un ancho de la cuenca marginal de 100-230 km (De Wit, 1977; Kraemer, 2003), esta distancia se incrementa hasta ~180-310 km).
- 3- Las variaciones geográficas dentro de la suite monzonítica expresadas en la sección anterior.
- 4- El MPF representa un evento único en la evolución tectónica de la cordillera Fueguina, y de corta duración: ~22 Ma (115 ±3 Ma – 93 ±4 Ma), contrastante con la longevidad del BPA (141-34 Ma al Sur del canal Beagle (Suárez et al., 1985a) ó de 152-11 Ma para todo el BPA (Bruce et al., 1991; Martin et al., 2001; Hervé et al., 2004). Además, se aprecia un aparente decrecimiento en la edad del MPF de Sur a Norte.
- 5- Finalmente, es necesario considerar la posición de los remanentes de la cuenca marginal entre el BPA y el MPF. En este sentido, debe tenerse en cuenta, también, a la Fm. Barros Arana (absarokitas contemporáneas con el MPF) que aflora a los 52°S, en Chile, en una posición semejante a la del MPF, es decir, separada del BPA por remanentes de la misma cuenca marginal (ver Capítulo 4).

Teniendo en mente los puntos enumerados arriba, y otros estudios realizados en diferentes asociaciones monzoníticas del mundo, se evalúan a continuación una serie de modelos geotectónicos que intentan explicar la génesis de los magmas del *MPF*.

La distribución de diversas asociaciones shoshoníticas-monzoníticas en áreas orogénicas ha permitido establecer una relación espacial y temporal con otras asociaciones de rocas, la cual sugiere que aquellas representan un régimen tectónico específico (e.g. Morrison, 1980; Lameyre y Bowden, 1982; Pitcher, 1986; Bonin, 1987; Wilson, 1989; James y Henry, 1991; Lameyre y Bonin, 1991; Liégeois et al., 1998). Se ha demostrado que este magmatismo potásico sucede en espacio y/o tiempo al magmatismo calco-alcalino en arcos de islas fundados en corteza continental o en márgenes continentales activos. Así, las series plutónicas orogénicas evolucionan desde la trinchera hacia el continente de toleíticas a calco-alcalinas (tonalíticas y granodioríticas), a monzoníticas hasta finalmente alcalinas, estas últimas vinculadas a un régimen extensional. El magmatismo monzonítico (o shoshonítico) representa un estadío transicional entre magmas calco-alcalinos y alcalinos durante un estadío tardi a postcolisional en la evolución de un arco magmático (Morrison, 1980; Liégeois y Black, 1987; Liégeois et al., 1998). Morrison (1980) postula que los magmas shoshoníticos se originan, además, durante la transición entre dos regímenes subductivos diferentes.

Otros modelos proponen la generación de magmas similares al MPF vinculados a procesos de desprendimiento de la losa subducida (slab break-off) y posterior fusión parcial de manto litosférico (Lissenberg et al., 2005), o a un aumento en el ángulo de subducción (Davis et al., 1996).

La mayoría de los modelos petrogenéticos asumen que los magmas básicos y ultrabásicos son generados por diferentes grados de fusión parcial de una lherzolita fértil en el manto superior. El grado de fusión parcial y la profundidad a la cual se segregan los magmas son las variables principales que controlan la composición de los fundidos (e.g. Whitford et al., 1979; Wilson, 1989; Best y Christiansen, 2001). Sin embargo, deben tenerse en cuenta además la proporción de volátiles y mineralogía de la fuente, y el grado de cristalización fraccionada y contaminación cortical que suceden luego de la fusión parcial, que conducen a un amplio rango de composiciones de rocas. A menor porcentaje de fusión parcial, los magmas son progresivamente más ricos en álcalis, H, C, Ti, P, entre otros (e.g. Fitton y Upton, 1987; Wilson, 1989; Best y Christiansen, 2001). La participación de volátiles favorece la migración de escasas proporciones de fundidos (McKenzie, 1985) desde la fuente hacia niveles superiores. Además, datos experimentales muestran que fundidos parciales de peridotitas en presencia de cantidades menores de H2O y CO2 son cada vez más pobres en SiO2 con el aumento de la presión (Wilson, 1989). Jakeš y White (1972), Dickinson (1975), Keith (1978), Whitford et al. (1979); Morrison (1980), Gill (1981), entre otros, han demostrado que los fundidos generados a profundidades progresivamente mayores presentan también un incremento en álcalis, LILE y relaciones LREE/HREE.

Varios autores (Bailey, 1987; Thompson et al., 1989; Wilson, 1989; Nelson, 1992; Gibson et al., 1993; Pitcher, 1993; Canning et al., 1996; Castro et al., 2006, ente otros) sugieren que la elevada concentración de elementos incompatibles de magmas potásicos (y ultrapotásicos, como lamproítas, kimberlitas, etc.) proviene de la propia

fuente mantélica, la cual ha sido metasomatizada previamente. Este metasomatismo proviene de fluidos derivados de la zona de subducción, ricos en H₂O, y con participación de material reciclado de sedimentos que acompañan a la losa en subducción (Thompson y Fowler, 1986; Stille et al., 1989; Nelson, 1992; Tamura et al., 2007). La geoquímica de los magmas potásicos y ultrapotásicos en áreas orogénicas puede ser atribuida a la participación tanto del manto astenosférico como litosférico (e.g. Fitton y Upton, 1987; Wilson, 1989). Wilkinson y Le Maitre (1987) sugieren que entre las fases producidas por metasomatismo en el manto, el anfibol es probablemente la fuente principal de K y Ti para dar magmas de relación K/Na baja a media, en profundidades inferiores a los 70 km (Bailey, 1987), mientras que la flogopita es la fase principal portadora de K a profundidades de hasta 180 km (Bailey, 1987) en la zona de generación de magmas de elevada relación K/Na.

Otros mecanismos citados como fuente de K y demás LILE implican asimilación de material cortical rico en estos elementos, pero este fenómeno ha sido descartado en secciones previas en este sentido, si bien ha tenido lugar en la evolución del *MPF*.

12.7.a- Un único evento subductivo (relación K-h)

Como se indicó precedentemente, el consistente enriquecimiento en álcalis (junto a LILE y relación LREE/HREE) en los magmas de arco con la distancia a la trinchera es comúnmente aceptado como consecuencia de una fusión parcial en la cuña mantélica a profundidades cada vez mayores a medida que desciende la losa oceánica subducida. Este principio es conocido como la relación K-h (Dickinson, 1975). Otras variables adicionales son el grado de fusión parcial o la composición de los fluidos intervinientes derivados del slab (Tatsumi, 1989; Schmidt, 1996; Sorensen et al., 1997; Tamura et al., 2007).

El modelo postula que a medida que la losa es subducida va deshidratándose progresivamente con el incremento de la profundidad, hasta perder su capacidad de generar magmas calco-alcalinos en la cuña astenosférica suprayacente, pero aún capaz de producir bajos porcentajes de fusión parcial, generando magmas alcalinos a mayor profundidad (e.g. Fitton y Upton, 1987). Datos experimentales más recientes permiten ajustar el modelo asumiendo la participación de distintas fases presentes en la losa oceánica en la generación de magmas calco-alcalinos y alcalinos. Tatsumi (1989) y Tatsumi y Eggins (1995) proponen que la losa descendente libera todo el K con la destrucción del anfibol a 2,5 GPa (~75 km de profundidad) y provoca el metasomatismo de la cuña astenosférica suprayacente con generación de flogopita o K-richterita. Sin embargo, Schmidt (1996) y Sorensen et al. (1997) proponen que el K puede continuar ligado al slab camino a mayores profundidades en fases tales como fengita (solución sólida muscovita-celadonita rica en K) u omfacita, presentes tanto en la corteza oceánica como en los metasedimentos que la acompañan. Según el primero de estos autores (ver también Tamura et al., 2007), en condiciones someras o de profundidad media (<110 km, zona de generación de magmas calco-alcalinos en arcos

continentales, Jarrard, 1986) los fluidos derivados por reacciones de deshidratación provienen de fases libres de K, como son clorita, epidoto o zoisita, lawsonita, anfibol y cloritoide (Poli y Schmidt, 1995). A mayores profundidades la fengita es la fase hidratada más abundante en la losa en descenso, y junto con omfacita, las principales fuentes de K. En consecuencia, el metasomatismo potásico en la cuña astenosférica tendría lugar a profundidades mayores de 110 km, mediante la descomposición de fengita (según la reacción: fengita = omfacita + granate + fluido potásico; Schmidt, 1996), en el campo de estabilidad indicado para la flogopita en mantos metasomatizados (Bailey, 1987). Sorensen et al. (1997) y Tamura et al. (2007) sostienen esta idea. Estos últimos sugieren que este factor es más importante que el grado de fusión parcial que distingue a magmas de arco (calco-alcalinos) de retroarco (potásicos).

A profundidades mayores a 300 km la fengita ya no es estable y la losa oceánica ha sido completamente deshidratada, perdiendo su capacidad de provocar el metasomatismo potásico en la cuña astenosférica (Schmidt, 1996).

La destrucción de la fengita no sólo aporta K, sino también otros elementos incompatibles como Rb, Ba, U, Pb, Cs y B (Schmidt, 1996; Sorensen et al., 1997; Tamura et al., 2007).

Las observaciones anteriores implican, además, una mayor participación de los sedimentos subducidos en la zona de fusión parcial hacia retroarco (Sorensen et al., 1997; Tamura et al., 2007 y referencias allí citadas).

Este modelo puede aplicarse para explicar la presencia de rocas potásicas en TdF (González Guillot et al., 2007a; en prensa). El mismo implica un único evento subductivo, desde el Sur (coordenadas actuales), durante el Cretácico inferior y parte del Cretácico inferior, para generar los magmas calco-alcalinos del BPA y los monzoníticos del MPF (fig. 12.23). La fusión parcial tuvo lugar a profundidades progresivamente mayores en la cuña astenosférica. De acuerdo a lo expresado más arriba, el BPA habría derivado de magmas formados en una cuña astenosférica metasomatizada por fluidos provenientes de la destrucción de fases libres de K, a profundidades de ~100-110 km, mientras que los magmas primitivos del MPF habrían sido generados en un manto más profundo, metasomatizado con aporte de K y otros LILE provenientes de la destrucción de la fengita. Del mismo modo, el grado de fusión parcial debió haber sido más bajo en las partes más distales del arco, debido a que la losa en subducción alcanza este sector parcialmente deshidratada, aportando menor porcentaje de fluidos a la cuña astenosférica. El hecho de que el MPF esté representado sólo por escasos plutones en comparación con el gran volumen que abarca el BPA, considerando además que ambas suites se encuentran expuestas en un nivel estructural semejante (ver capítulos previos), atestigua que las condiciones para la generación de fundidos en el manto no han sido tan favorables en los sectores más alejados de la trinchera. Del mismo modo, el incremento de la relación LREE/HREE de Sur a Norte (expresada por (La/Yb)_N y (La/Y)_N; ver Sección 12.6)



puede reflejar condiciones de fusión parcial decrecientes (Rollinson, 1993), o bien, diferencias en la fuente.

Fig. 12.23. Perfil esquemático para el sector fueguino durante el Aptiano-Cenomaniano, entre cabo de Hornos y lago Fagnano. Para este período se supone ya había comenzado el cierre de la cuenca marginal debido a un proceso de horizontalización de la losa subducida (es posible que parte de este sector de la cuenca haya sido elevado por sobre el nivel del mar, no representado en este gráfico). En este modelo, el cierre de la cuenca se considera por plegamiento, corrimientos con vergencia al antepaís y ascenso orogénico (ver sección siguiente). El aporte de fluidos al manto por deshidratación de la losa a medida que es subducida disminuye con la profundidad, al mismo tiempo que cambia su composición, originando porcentajes de fusión parcial progresivamente menores y de diferente composición. Se indica la posición relativa de los plutones del *MPF* en su ascenso hacia el nivel final de emplazamiento en las Formaciones Yahgán y Beauvoir (Nav?: monzonitas del Sur de la isla Navarino de edad desconocida, pero posiblemente perteneciente a este ciclo magmático). Se han agregado posibles conos volcánicos asociados al *MPF* (ver más adelante en esta sección). Figura modificada de Suárez y Pettigrew (1976).

Los últimos vestigios de actividad ígnea de la cuenca marginal Rocas Verdes preceden en ca. 22 Ma al *MPF* (137 Ma para la edad más joven en plagiogranitos en el Complejo Sarmiento y 115 Ma para la edad más antigua registrada en el *MPF*; Ver Capítulos 4 y 5). Sin embargo, el cierre de la cuenca es citado para un tiempo posterior, poco preciso, entre 110-90 Ma (ver Capítulo 4). La edad de diques indeformados del sector cordillerano argentino indica que la deformación compresiva vinculada al cierre de la cuenca sería previa a los 100-104 Ma para el sector entre el canal Beagle y el lago Fagnano (edades K/Ar roca total de una dacita de península Ushuaia y dique básico del Co. Rodríguez; Acevedo et al., 2002 y Martinioni et al., 1999a; respectivamente). La deformación Ándica podría retrotraerse incluso hasta los 125 Ma para este sector e islas Georgias del Sur (Vaughan y Livermore, 2005, y referencias allí citadas). Si las edades presentadas precedentemente son correctas,

implican que el emplazamiento y cristalización del *MPF* (115-93 Ma) debió haber sido en parte previo o sincrónico con el plegamiento y desarrollo de clivaje de plano axial de los encajantes (Formaciones Yahgán y Beauvoir), vinculado a la colisión del arco magmático calco-alcalino con el continente, y en parte posterior a este evento. De todos modos, no se han observado fábricas deformacionales en toda la suite. Lo mismo notan Bruce et al. (1991) en plutones pre- y sin-tectónicos del BPA. En favor de aquella interpretación, puede mencionarse la paragénesis del metamorfismo de contacto en el *PDM*. Allí una muestra del hornfels muestra neoblastos de cordierita rotados (crecimiento pre- a sin-cinemático) y de andalucita discordantes con la esquistosidad (post-cinemáticos) (ver Sección 6.6).

La incertidumbre planteada arriba no permite conocer con exactitud el ancho del arco magmático para ese momento. Si se asume un cierre de cuenca previo al emplazamiento del MPF, entonces el ancho del arco sería de ~129 km (ancho mínimo, fig. 12.18). Esta distancia es la que separa actualmente al cabo de Hornos (sede de los plutones contemporáneos con el MPF) y el plutón más antiguo de la suite monzonítica (PDM). En el caso de que la cuenca no estuviera completamente cerrada, esta distancia sería mayor. Teniendo en cuenta un ancho de la cuenca para este sector de 100-230 km (de Wit, 1977; Kraemer, 2003; respectivamente), ésta se incrementa hasta 229-359 km (ancho máximo) para el Aptiano. Puede considerarse un valor intermedio entre estos dos extremos si se asume que el cierre de cuenca habría comenzado con anterioridad a la cristalización del MPF (como se plantea en el párrafo anterior y más adelante). De todos modos, esta distancia es semejante o incluso menor que la registrada en otros arcos magmáticos. Lara et al. (2001) indican un ancho del arco plioceno entre los 38º-42ºS de 250-300 km en los Andes Centrales. En NO México y SO Texas, el arco magmático se extendía por unos 500 km, desde el Golfo de California hasta la provincia magmática de Trans-Pecos durante los 38-31 Ma (Barker, 1987 y referencias allí citadas; James y Henry, 1991).

Los arcos magmáticos anchos, por otro lado, son característicos de zonas de subducción rápida, donde tiene lugar una disminución del ángulo de subducción de la losa descendente (e.g. Keith, 1978; Molnar et al., 1979; Cross y Pilger, 1982; Lara et al., 2001). Este escenario es de esperarse para el Cretácico inferior (y la parte más baja del superior) de Tierra del Fuego, ya que coincide con un período de fuerte convergencia (e.g. Duncan y Hargraves, 1984; Ramos et al., 1986; Ramos, 1988; Livermore et al., 2004; ver Capítulo 4), vinculado a la apertura del Atlántico Sur, iniciada a los ~130 Ma (Lawver et al., 1985), y coincide además con el pico en la actividad magmática en el BPA (Bruce et al., 1991). Por consiguiente, es muy probable que el cierre de la cuenca marginal haya comenzado con anterioridad a la generación del *MPF* (i.e. al menos poco antes de los 115 Ma) para este sector.

Este mismo modelo (K-h) ha sido aplicado en otras provincias magmáticas para explicar variaciones geográficas con el alejamiento a la trinchera semejantes a las observadas en el MPF, como ser en el plutonismo meso-cenozoico de península Antártica (Hervé, 1992 y referencias allí citadas), en lavas cenozoicas de las islas Shetland del Sur (Groeneweg y Beunk, 1992), en los Andes Centrales entre los 34°-41°S (Hickey et al., 1986, 1989) y en el magmatismo cenozoico de NO México y SO Texas (Barker, 1987; James y Henry, 1991).

Los basaltos shoshoníticos de la Fm. Barros Arana (52°S), fueron interpretados por Stern et al. (1991b) como generadas en un ambiente de retroarco, debido a un proceso de horizontalización de la placa proto-Pacífica que condujo finalmente al cierre de la cuenca marginal (Stern et al., 1991b; Stern y de Wit, 2003). La baja relación ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr y elevada relación ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd de la Fm. Barros Arana (fig. 12.16) indican, según Stern et al. (1991b), una nula participación cortical en la evolución de los basaltos, debido a un régimen extensional en el retroarco, y por otro lado, un aporte significativo de manto litosférico subcontinental, el cual le habría aportado su carácter potásico.

El marco geotectónico que proponen Stern et al. (1991b) para el emplazamiento de la Fm. Barros Arana implica una transición entre dos regímenes subductivos diferentes, de acuerdo al modelo de Morrison (1980) para el origen de rocas shoshoníticas. Este mismo sería el caso que habría acontecido en la cordillera Fueguina. La posición de Barros Arana al Este del BPA y Complejo Sarmiento conducen a Stern et al. (1991b) a proponer una migración del arco hacia el Este para el Albiano, debido a la horizontalización de la losa proto-Pacífica, con deformación en el arco mientras aún existía extensión en retroarco. De todos modos, no se ha registrado supresión de magmatismo en el arco para antes de los 100 Ma, ni a los 52°S (Bruce et al., 1991), ni al Sur del canal Beagle (Hervé et al., 1984; Suárez et al., 1986; ver además Capítulos 4 y 5). De este modo, la propuesta que surge aquí, aplicable tanto a la región de los 52ºS como a la cordillera Fueguina, es la de un ensanchamiento del arco magmático hacia el antepaís para el Aptiano tardío-Albiano, debido a un aumento en la velocidad de convergencia entre las placas proto-Pacífica y el SO de Gondwana, de acuerdo a los modelos de Keith (1978), Molnar et al. (1979) y Cross y Pilger (1982). De todos modos, si hubo o no una migración del arco hacia el Norte (coordenadas actuales) al Sur del canal Beagle previa a la generación del MPF (previo a los 115 Ma) no puede ser comprobada debido a que el borde interno del arco contemporáneo (y antearco) se encuentra rodeado por mar, implicando que parte del arco podría estar sumergido actualmente o bien pudo haber sido trasladado por transcurrencia durante la apertura del mar de Scotia (e.g. Harrison et al., 1979; Grunow et al., 1992). Más tarde, a partir de los ~100 Ma, sí se registra migración del magmatismo calco-alcalino hacia el Norte, acompañado por el MPF (como lo demuestra la MJJ, de 93 Ma; fig. 12.18). Sobre esto se volverá más adelante.

Del mismo modo que para la Fm. Barros Arana, el manto litosférico subcontinental podría ser también una fuente de K₂O y LILE potencial para el *MPF*. Sin embargo, los valores isotópicos del *PDM* se alejan de aquellos del manto litosférico patagónico (fig. 12.16) sugeridos por Stern et al. (1989, 1990). Los datos del *PDM* se ubican en una posición intermedia entre estos últimos y los del BPA. Este hecho puede estar sugiriendo o bien una heterogeneidad del manto litosférico (así lo sugieren Stern et al.,

1989), o bien que el fenómeno de asimilación cortical que experimentó el *PDM* (los valores corticales se ubican hacia el extremo inferior derecho del diagrama de la fig. 12.16; e.g. Rollinson, 1993), ha causado la desviación de los datos observada. De hecho, los plutones del BPA representados en la figura 12.16 son los más antiguos (mayores de 100 Ma) y los que presentan mayor asimilación cortical dentro del batolito (Bruce et al., 1988; Weaver et al., 1988, 1990), de modo que podría esperarse una mezcla entre fundidos astenosféricos, manto litosférico y finalmente corteza continental, para dar la composición observada del *PDM*. De todos modos, como se expresó en los párrafos anteriores, no es necesario recurrir a contaminación con manto litosférico para generar magmas ricos en K.

Esta diferencia observada en la composición isotópica entre el *PDM* y la Fm. Barros Arana puede reflejar, además, una diferencia en el estado de stress en los ambientes de emplazamiento de ambas unidades. Mientras el retroarco a los 52°S se mantenía con un régimen extensional (Stern et al., 1991b), minimizando la posibilidad de interacción con la corteza, el retroarco (y arco) en el ámbito del *MPF* era compresivo, provocando engrosamiento cortical y por consiguiente un mayor espesor litosférico para el recorrido de los magmas hacia su nivel de emplazamiento. Esto explica además la presencia de lavas en una localidad y plutones (con diferenciación extrema) en la otra³, y los datos geobarométricos que indican levantamiento concomitante con la cristalización. El emplazamiento en un mismo nivel estructural de rocas de distinta edad y que muestran texturas y estructuras que representan mayor profundidad (la más antigua) y más somera (la más joven) (HU y *SPU*, respectivamente; ver Capítulo 7), sugiere, asimismo, un evento de levantamiento tectónico entre la cristalización de ambas suites (i.e. previo a los 100 Ma).

Por consiguiente, es posible que el cierre de la cuenca marginal haya comenzado con anterioridad en la zona del canal Beagle que a los 52°S, en Chile, de acuerdo, por otro lado, a las edades radimétricas registradas en la HU (113 Ma), *PDM* (115 Ma) y Fm. Barros Arana (104 Ma). De todos modos, esta interpretación es opuesta a las estimaciones en base a la edad de los depósitos molásicos, que sugieren un cierre de Norte a Sur (ver Capítulo 4).

12.7.b- Un evento de doble subducción

Pese a que el modelo anterior explica satisfactoriamente la generación del MPF y la evolución tectónica para el Cretácico de los Andes Fueguinos, de acuerdo a la información de campo, geocronológica y geoquímica relevada por el presente autor y de la bibliográfica existente (ver Capítulo 4), existen algunos aspectos que no alcanzan a ser aclarados completamente.

³ De todos modos, se han observado clastos de monzonitas y de volcanitas con homblenda y piroxeno en conglomerados del Paleoceno del cerro Malvinera (~25 km al NE del *PDM*; muestras cedidas gentilmente por P. Torres Carbonell, ver descripción de la unidad cenozoica en Torres Carbonell et al., 2008), posiblemente vinculados al *MPF*, lo que manifiesta una posible conexión con centros efusivos.

En primer lugar, el modelo requiere una transición gradual en el incremento de K y otros LILE, Σ REE, LREE/HREE, etc., con la distancia a la trinchera, tal como ocurre en la provincia de Trans-Pecos (James y Henry, 1991). Esta transición gradual solo se ha demostrado dentro del *MPF*, pero debido a la insuficiente información en plutones contemporáneos del BPA, no es posible precisar que ello haya ocurrido a lo ancho de todo el arco.

Por otro lado, existe una brecha importante en los afloramientos de la parte media del Cretácico (~115-95 Ma) desde el sector Norte del archipiélago Hornos hasta la costa norte del canal Beagle (fig. 12.18) que dificulta considerar un evento subductivo único con generación de magmas en un frente de deshidratación continuo y cada vez más profundo. De todos modos, este fenómeno podría explicarse tanto por menor producción de magmas con la distancia a la trinchera debido al decreciente aporte de fluidos a la cuña astenosférica, y/o por la dificultad que encontrarían los magmas al tener que atravesar espesores litosféricos cada vez mayores hasta el nivel de emplazamiento. Además, en parte este hiato queda interrumpido por las monzonitas del seno Grandi (Chile; Kranck, 1932; Katz y Watters, 1966), que, aunque se desconoce su edad, se estiman contemporáneas con el MPF. La presencia de homblenditas asignadas al CG en el SE de isla Gordon (fig. 12.18) de 108-110 Ma, cuya geoquímica medianamente alcalina ha sido disimulada en trabajos previos (Hervé et al., 1984; Suárez et al., 1985a; ver Capítulo 5), sugiere que el hiato mencionado puede deberse incluso a una incorrecta interpretación o relevamiento insuficiente del área al sur del canal Beagle.

A partir de estas posibles deficiencias del modelo de la subducción única, surge la necesidad de analizar otras alternativas que intenten resolver el origen del MPF.

El segundo modelo que se plantea toma especial atención en la sorprendente asociación espacial y posición relativa entre el *MPF* y la Fm. Barros Arana con los remanentes de la cuenca marginal.

Surge así la pregunta: ¿Qué relación guardan las rocas potásicas con la cuenca Rocas Verdes? Los afloramientos actuales del Complejo Tortuga se extienden por unos 40 km en dirección perpendicular al eje de la cuenca, sin embargo el ancho máximo alcanzado por ésta habría sido superior a los 100 km (de Wit, 1977), o de 230 km (Kraemer, 2003), o incluso mayor (Gealey, 1980). Es posible entonces que parte del fondo de este océano se haya perdido por subducción. El origen del *MPF* entonces, se vincularía a un segundo arco magmático (arco externo), paralelo al BPA (arco interno) (González Guillot et al., 2008a).

Según este modelo, dos sistemas subductivos, paralelos, habrían sido activos durante el Aptiano-Cenomaniano (fig. 12.24).

La mayoría de los modelos sobre la evolución de la cuenca marginal proponen que los remanentes ofiolíticos se encuentran *insitu* y que el cierre de la misma ocurrió mediante plegamiento, corrimientos con vergencia al antepaís y ascenso orogénico (e.g. Dalziel et al., 1974, 1981; Bruhn y Dalziel, 1977; Bruhn, 1979; Nelson et al., 1980; Mukasa y Dalziel, 1986; Kraemer, 2003; Stern y de Wit, 2003). Sin embargo, existen



algunas propuestas que postulan un evento subductivo durante el cierre de Rocas Verdes.

Fig. 12.24. Posible evento de subducción de la losa de la cuenca marginal, a partir de un momento comprendido entre los 137 Ma y 115 Ma. El modelo implica dos arcos magmáticos, uno interno (calcoalcalino) y otro externo (monzonítico). Se indican las dos posibles fuentes de generación de magmas del *MPF*: corteza oceánica (modelo A) y cuña astenosférica (Modelo B). Esquema fuera de escala. Los colores de plutones del *MPF* igual que en figura 12.23.

La propuesta de Gealey (1980) considera el cierre de la cuenca mediante subducción reversa, es decir, hacia el Pacífico, contrariamente al modelo presentado aquí. Otros autores recurren a este proceso como alternativas para explicar otros Cunningham (1995) propone subducción reversa, fenómenos. sumado a desprendimiento de la losa subducida (slab break-off), como un recurso adicional para explicar el levantamiento de la cordillera Darwin. Más tarde Kraemer (2003) se basa en este recurso del autor antes citado para fundamentar su modelo de máximo acortamiento. Sin embargo, un acortamiento semejante puede lograrse del mismo modo con una subducción hacia el antepaís. Una subducción reversa también es insinuada por Dalziel et al. (1974). Los argumentos a favor de una subducción dirigida hacia el Pacífico son los sobrecorrimientos de Rocas Verdes y su relleno clástico con vergencia al Norte (Gealey, 1980; Stern y de Wit, 2003). Sin embargo, no hay evidencia de magmatismo asociado a esta subducción reversa y por ello Stern y de Wit (2003) desestiman el cierre de la cuenca marginal por esta vía.

Harrison et al. (1979), propone contrariamente, una subducción hacia el Norte (coordenadas actuales) entre los 110-90 Ma, tal como es sugerida en esta sección. Este autor recurre a este modelo para explicar la deriva de la península Antártica y posterior colisión con el continente en la parte media del Cretácico. Tampoco este autor menciona actividad magmática ligada a este evento.

La actividad en la cuenca marginal habría cesado para los 137 Ma (Stern et al., 1992). En algún momento comprendido entre los 137 Ma y los 115 Ma (edad más antigua del *MPF*) debió comenzar la subducción. Una losa oceánica joven (< 20-30 Ma) y por lo tanto caliente, tiene capacidad boyante positiva y nunca podría subducir (Nicolas, 1990; Condie, 1997). De modo que, de haber existido subducción, el nivel de despegue habría estado lejos de la dorsal, posiblemente cercano al límite continental, donde la losa era más antigua y fría. Así surge además una evidencia que permite descartar la fusión parcial de losa oceánica como fuente del *MPF* (modelo A, fig. 12.24), según la propuesta de Defant y Drummond (1990), en la que se requiere una edad de la corteza subducida inferior a los 25 Ma. De todos modos, existen otras circunstancias en las que puede darse fusión parcial de la losa subducida, aún siendo antigua (ver más adelante). Éste es el origen de las adakitas. Sin embargo, la composición modal y geoquímica de este tipo especial de rocas es muy diferente al *MPF* (ver detalles sobre adakitas en la Sección 12.8).

Por otro lado, la figura 12.16 muestra que la composición isotópica tanto de Barros Arana como del *MPF* se aleja de aquella de Rocas Verdes. Esto sugiere nuevamente que la suite potásica no deriva de la fusión parcial esta corteza oceánica, dado que un proceso así no modifica la composición isotópica de la fuente (DePaolo, 1981).

Otra alternativa dentro de este modelo de subducción de Rocas Verdes es generar fusión parcial en una cuña mantélica, del mismo modo que se produce en el arco interno (modelo B, fig. 12.24). De todos modos, este modelo implica la generación de magmas a profundidades normales (~90-110 km en el manto), y por lo tanto presentarían una composición calco-alcalina, similares al BPA, y no enriquecidos en LILE y LREE como el *MPF*, ya que, como se ha indicado al comienzo de la Sección 12.7, las rocas monzoníticas (y shoshoníticas) se asocian con la culminación de un evento subductivo o durante la transición entre dos regímenes subductivos diferentes, pero no durante las etapas iniciales (Morrison, 1980).

Además, considerando una velocidad de convergencia para el cierre de la cuenca marginal relativamente rápida, como es de esperarse para ese momento, por ejemplo, del orden de 5-10 cm/a (50-100 km/Ma), y que la vida activa del *MPF* tuvo una duración de ~22 Ma (115-93 Ma), son necesarios subducir 1100 km a 2200 km de litósfera oceánica (50-100 km/Ma x 22 Ma), más otros 100 km (mínimo) hasta llegar a la zona de fusión parcial. Sumado a los restos ofiolíticos que aún se conservan al Sur del canal Beagle, la cuenca marginal debió ser sustancialmente más ancha que los 100-230 km estimados en la literatura (de Wit, 1977; Kraemer, 2003; respectivamente), o que los 25 km estimados en el extremo norte de la cuenca (de Wit, 1977), al Oeste de la Fm. Barros Arana. Esta idea de una cuenca extensa es sin embargo sostenida por Gealey (1980). Por otro lado, se ha demostrado que la geoquímica del Complejo Sarmiento (ofiolitas del extremo norte de la cuenca) no presenta características típicas de MORB (e.g. Saunders et al., 1979; ver Capítulo 4), en favor de una cuenca poco desarrollada (angosta) en aquellas latitudes.

De este modo, resulta muy poco probable que el MPF haya sido originado en un segundo arco magmático, más externo, contemporáneo al que dio origen al BPA, ya sea por fusión parcial en una cuña astenosférica o de losa oceánica subducida.

Restan analizar aún otras alternativas vinculadas a una posible subducción de Rocas Verdes, ya sea bajo Sudamérica (subducción paralela a la pacífica) o bajo el arco calco-alcalino (subducción reversa).

12.7.c- Slab break-off

El cierre de la cuenca marginal culmina con la colisión del arco magmático contra el continente aproximadamente entre los 110-90 Ma (e.g. Dalziel et al., 1974; ver sección anterior y Capítulo 4). Si este proceso se dio mediante subducción del piso de la cuenca marginal, pudo alcanzarse un momento crítico donde la corteza continental conectada a la losa subducida es arrastrada hacia abajo hacia la zona de subducción, pero, debido a su menor densidad, es incapaz de subducir. En este momento es posible que la losa oceánica se desprenda de la corteza continental y continúe su camino descendente en el manto (slab break-off), mientras que la corteza continental asciende por rebote isostático, debido a su flotabilidad positiva (Selverstone et al., 1992).

Este es el modelo adicional que propone Cunningham (1995) para explicar el levantamiento de la cordillera Darwin a los 95-80 Ma. Otros complejos shoshoníticos (en Newfoundland, NE Canadá) han sido interpretados como producto de fusión parcial de manto litosférico mediante una etapa de slab break-off (Lissenberg et al., 2005; van Staal et al., 2007).

Según la propuesta de Cunningham (1995), un mecanismo de slab break-off no puede ser responsable del *MPF*, debido a que dicho proceso habría actuado con posterioridad a la generación de la suite. Además, el magmatismo asociado a un proceso como este se da incluso después de que la losa oceánica se haya desprendido de la corteza continental (mínimo de 2 Ma en los Alpes, Davies y Blankenburg, 1995; 7-10 Ma en Newfoundland, van Staal et al., 2007). Por otro lado, mientras un proceso de slab break-off pudo haber ocurrido en la zona de cordillera Darwin, el área del presente estudio (aunque cercana a esta última) no ha experimentado el alzamiento característico de aquella (~ 1 km más alta que la cordillera del sector argentino), ni se han exhumado las rocas de alto grado metamórfico que allí se observan (e.g. Nelson et al., 1980; Dalziel, 1982), fenómenos que se asocian con los procesos de slab break-off (Davies y Blankenburg, 1995).

Por otro lado, si bien el magmatismo ligado a desprendimiento de losa oceánica incluye composiciones calco-alcalinas, alcalinas hasta ultrapotásicas, dependiendo del grado de fusión parcial o fuente involucrada (Davies y Blanckenburg, 1995), en general, las rocas alcalinas formadas en escenarios como éste difieren en varios aspectos del *MPF*. Desde el punto de vista de la composición modal y geoquímica, éstas son las que definen las tendencias alcalinas saturadas y subsaturadas

caracterizadas por la ausencia de tipos litológicos intermedios (curvas 5 y 6 en la figura 12.10, 5 en la figura 12.12 y 1 en la figura 12.13). El régimen tectónico extensional que domina en el ámbito donde se desarrollan estas suites favorece, por otro lado, el emplazamiento de enjambres de diques, complejos anulares y extensas mesetas riolíticas, como en Adrar des Iforas, en Mali (Liégeois y Black, 1987), aunque los dos primeros no son una característica intrínseca de este fenómeno. Además, los magmas generados en estos escenarios muestran características de granitoides A (intraplaca), valores altos de Nb, Nb/Th > 7 y ausencia de picos negativos de Nb-Ta en diagramas multielemento (Swinden et al., 1989; Wilson, 1989) (ver tabla 12.1 y capítulos previos).

El modelo de slab break-off, además, predice que el magmatismo asociado sigue una zona angosta, lineal, que se propaga a lo largo del rumbo de la losa subducida, a medida que se va desprendiendo de la litósfera continental (Davies y Blanckenburg, 1995). Si bien los afloramientos del *MPF* son escasos y no hay buen control geocronológico, este no es el patrón geométrico que define esta suite, sino que contrariamente muestra un avance perpendicular a la zona de subducción, hacia el Norte, y no paralelo.

12.7.d- Otros: aumento del ángulo de subducción (slab roll-back negativo)

En Two Buttes (Colorado, Estados Unidos) y otras localidades al Este del frente montañoso de las Rocallosas, se han citado complejos intrusivos potásicos cenozoicos (diques de traquibasalto, traquiandesita y fonotefrita), con características de arco (picos negativos en Nb, Ta, Ti, Ba y P en diagramas araña, alta relación LREE/HREE), semejantes al *MPF* (Davis et al., 1996). Estos autores asumen el origen de estas rocas generadas durante un evento de aumento en el ángulo de la subducción (luego de un período de horizontalización), un mecanismo opuesto al presentado en la Sección 12.7.a.

Teniendo en cuenta tanto la subducción de la losa proto-Pacífica o bien una subducción de la losa de la cuenca marginal hacia el Norte, como fue planteada precedentemente: ¿Es posible que este mecanismo haya intervenido en la generación del *MPF*?

En ciertas zonas donde se ha documentado roll-back negativo de la losa oceánica, el magmatismo asociado es voluminoso, como el caso del volcanismo de la isla James Ross en península Antártica (Hole et al., 1995), o el volcanismo plioceno-reciente de la Payunia (e.g. Kay, 2002); contrastante con el escaso magmatismo que caracteriza al *MPF*. Además, este fenómeno implica procesos tectónicos extensionales en el retroarco o el mismo arco, de los cuales no se tienen evidencias para este período de la Cordillera Fueguina. Desde el punto de vista geoquímico, el magmatismo alcalino asociado posee generalmente afinidades de intraplaca (OIB: basaltos de islas oceánicas; e.g. Hole et al., 1995), muy contrastantes con las características del *MPF*. En ejemplos como el de Two Buttes, a pesar de que el magmatismo presenta características de arco y es de poco volumen, como en TdF, allí registra una migración hacia la trinchera a medida que la losa se retira (Davis et al., 1996), opuesto al avance del *MPF*.

12.7.e- Modelo geodinámico definitivo durante la generación de magmas potásicos y calco-alcalinos de los Andes Fueguinos

Los argumentos presentados en las secciones previas permiten considerar al modelo de la subducción única (relación K-h, Sección 12.7.a) como el más probable para explicar la génesis del MPF.

De este modo, el BPA y MPF se habrían generado en un único arco magmático, a distintas profundidades en el manto, caracterizado por un metasomatismo de composición diferente, y posiblemente por diferente grado de fusión parcial.

Integrando la información obtenida durante el desarrollo de esta Tesis Doctoral y la información disponible en la literatura, el modelo geodinámico propuesto comprende:

1- Un período de subducción de la losa proto-Pacífica bajo el SO de Gondwana con ángulo normal, previo a los 115 Ma, generando un arco magmático calco-alcalino fundado en una escama de corteza continental que había sido separada del continente durante la tectónica extensional previa (e.g. Dalziel et al., 1974; Suárez, 1977b). Esta geometría de la subducción habría existido desde por lo menos el Jurásico superior (fig. 12.25a).

2- Poco antes de los 115 Ma comenzó una etapa de horizontalización de la losa proto-Pacífica, la cual trajo aparejada el ensanchamiento del arco magmático y la generación de magmas potásicos hacia el retroarco (fig. 12.25b). La cuenca marginal para este momento estaba fosilizada y el manto subyacente habría adquirido ya una fuerte impronta de los fluidos derivados de la deshidratación del slab.

3- El proceso va acompañado por un avance de la actividad magmática hacia el Norte, por lo menos a partir de ~100 Ma y hasta los 93 Ma, tanto de las suites calcoalcalinas como potásicas (fig. 12.25c). Como puede verse en la figura 12.18, a partir de este momento desaparece la actividad magmática en el archipiélago Hornos y el magmatismo calco-alcalino se traslada hacia las proximidades del canal Beagle, como lo manifiestan tanto plutones del BPA al Sur de esta depresión, como la *SPU* al Norte de la misma. La ausencia de datos geocronológicos en toda la porción central y austral de la isla Navarino, en isla Lennox y Snipe y gran parte de isla Hoste (todas en Chile) dan un aspecto de un salto brusco en la generación de magmas hacia el Norte, sin embargo más al occidente esta brecha no se observa. La falta de datos, además, no permite precisar que este salto se haya dado exactamente a los 100 Ma (ésta es la edad de la dacita de la *SPU*), pero claramente se aprecia en la figura 12.18 que para el período 94-81 Ma el magmatismo ya estaba instalado más próximo al canal Beagle.

Esta migración del magmatismo calco-alcalino es acompañada en forma paralela por el MPF, como lo manifiestan la MJJ (93 Ma) y posiblemente el dique básico del Co. Rodríguez (104 Ma). El límite septentrional del magmatismo calco-alcalino en el sector cordillerano argentino aparentemente no habría permanecido a la latitud del canal Beagle, sino que se extendería hasta por lo menos el Norte del lago Fagnano, de acuerdo a la presencia de filones fenoandesíticos-fenolatíticos (posiblemente relacionados genéticamente a la SPU) descriptos en el PDM, IMK y Co. Rodríguez (ver Capítulos 6 y 9). De todos modos, las manifestaciones de la suite calco-alcalina al Norte del canal Beagle son muy escasas, y su emplazamiento como delgados cuerpos subvolcánicos, o pequeñas apófisis en la península Ushuaia, indican que a estas latitudes estos magmas debieron residir en cámaras más profundas no expuestas en el nivel de erosión actual. La ausencia de anomalía magnética en el Co. Rodríguez puede significar la conexión de los diques allí aflorantes con una cámara magmática situada a más de 5 km de profundidad (ver Capítulo 9). Sin embargo, en el flanco NE de la cordillera Darwin (en Ba. Parry y Co. Svea, fig. 12.18), que representa un bloque sobreelevado respecto a la cadena montañosa del territorio argentino, y que expone las rocas de mayor grado metamórfico (más profundas) de la región (e.g. Nelson et al., 1980), afloran granitoides indeformados de composición tonalítica y granodiorítica (Kranck, 1932; Nelson et al., 1980). Su edad se desconoce, pero podrían pertenecer a este ciclo magmático (~100-81 Ma). De ser correcta esta estimación, se puede sugerir, por un lado, que el mayor alzamiento de la cordillera Darwin permitió que asomaran las cámaras magmáticas calco-alcalinas en ese sector, mientras que más al Este permanecen en subsuelo; y por otro lado, que la no-detección de rocas comparables al MPF en este cordón puede deberse a su completa erosión, ampliando de este modo el ámbito geográfico de la suite potásica.

La superposición espacial de suites calco-alcalinas en donde previamente se han emplazado suites potásicas o alcalinas es otro indicio de horizontalización de la losa subducida (Keith, 1978), e indica una somerización de la zona de fusión parcial, de acuerdo al modelo K-h (fig. 12.25c).

Este fenómeno debió traer aparejado un régimen compresivo en el arco y retroarco en el sector fueguino (y sólo en el arco a los 52°S; Stern et al., 1991b), previo a los 115 Ma, el cual habría dado comienzo al cierre de la cuenca marginal y a un engrosamiento cortical.

4- Con posterioridad a los 93 Ma ya no hay evidencias de magmatismo potásico en la porción más distal del arco. Toda la actividad magmática se concentra al Sur del canal Beagle a partir de este momento y hasta los 81 Ma, y es de composición calcoalcalina (Hervé et al., 1984; Suárez et al., 1985a).

5- Para los 81 Ma se registra un gap en el magmatismo de arco hasta los 60 Ma (Hervé et al., 1984; Suárez et al., 1985a). Este lapso de tiempo coincide con un período de relajación durante una tectónica transtensiva e inicio del oroclino patagónico (Cunningham, 1995), con dataciones radimétricas efectuadas en granitoides en cordillera Darwin (Halpern, 1973) y brazo Sudoeste del canal Beagle (Hervé et al., 1984) (y puede incluirse también el dato de 77 Ma de península Ushuaia; Ramos et al., 1986), interpretadas como edades rejuvenecidas (Suárez et al., 1985a; Bruce et al., 1991; Cunningham, 1995), y a su vez, con la edad del principal alzamiento de la cordillera Darwin en base a trazas de fisión (Nelson, 1982).



Fig. 12.25. Evolución geodinámica de los Andes Fueguinos entre el Jurásico superior y los 93 Ma (edad de la *MJJ*), según es interpretado en este trabajo. (a) previo a la generación del *MPF* (115 Ma), la losa proto-Pacífica subducía bajo el SO de Gondwana con ángulo normal, generando un arco magmático calco-alcalino fundado en una escama de corteza continental que había sido separada del continente

durante la tectónica extensional anterior (e.g. Dalziel et al., 1974; Suárez, 1977b). (b) poco antes de los 115 Ma la losa proto-Pacífica comienza a horizontalizarse debido a un aumento en la velocidad de convergencia (e.g. Duncan y Hargraves, 1984; Ramos et al., 1986; Ramos, 1988; Livermore et al., 2004). El fenómeno trae aparejado un ensanchamiento del arco magmático (y migración simultánea del frente volcánico hacia el Norte?) y generación de magmas potásicos enriquecidos en LILE y LREE en las partes más distales y profundas en la cuña astenosférica. La cuenca marginal se cierra por plegamiento, corrimientos con vergencia al antepaís y ascenso orogénico. También hay levantamiento orogénico entre el límite continental y la cuenca marginal. (c) entre los 100-93 Ma la horizontalización de la losa proto-Pacífica continúa. La cuenca marginal se ha acortado respecto al estadío anterior (flecha gruesa). Se elimina la cuña astenosférica en la porción más interna del arco, el frente volcánico calco-alcalino migra hacia el Norte, como así también el magmatismo potásico. Se generan los magmas de la *SPU*, ya sea por fusión parcial en la cuña astenosférica, en una profundidad semejante a la del BPA (modelo A), o por fusión parcial de corteza oceánica más mezcla de magmas astenosféricos (modelo B, ver Sección 12.8). Esquema fuera de escala.

Este escenario sugiere, por lo tanto, una progresiva horizontalización de la losa proto-Pacífica, con ensanchamiento y migración del arco magmático, y modificación en la composición de los magmas, generados en distintas profundidades en el manto. Esta sugerencia es, al menos, para el período 115-93 Ma (edad del *MPF*). A partir de este momento la losa oceánica podría haber comenzado a inclinarse, y focalizar el magmatismo en la porción norte de las islas Navarino y Hoste, isla Gordon y canal Ballenero más al Oeste (figs. 12.18 y 4.1; estadio 4).

El reinicio del magmatismo en el sector externo del archipiélago Fueguino a los 60 Ma (Hervé et al., 1984; Suárez et al., 1985a), implica un nuevo régimen de subducción normal, y va acompañado de una reactivación del frente orogénico en el flanco norte de la cordillera Darwin y en la sierra de Apen (Cunningham, 1995; Klepeis y Austin, 1997; Martinioni et al., 1999b y Ghiglione y Ramos, 2004).

La evolución geodinámica presentada aquí muestra, por lo tanto, que el magmatismo en TdF no fue un fenómeno estático, como sugieren Suárez et al. (1986) o Bruce et al. (1991), al menos entre el cabo de Hornos y los 52°S. Esta propuesta complementa a la migración del arco sugerida por Cunningham (1994) más al Oeste, al Sur de la cordillera Darwin, durante el período 110-95 Ma. Además, permite desestimar la vinculación genética entre la HU y *MJJ* y el sistema de fallas transcurrentes Magallanes-Fagnano, en un ambiente transtensivo, postulada por Cerredo et al. (2000) y Tassone et al. (2002) (ver Capítulo 8).

El modelo indica, por otro lado, que la migración del arco hacia el Norte durante este período no responde a erosión tectónica en el antearco, dado que a los 60 Ma el magmatismo calco-alcalino retrocede hacia la trinchera respecto al ciclo magmático anterior.

12.8- LA SPU EN EL ENFOQUE GEODINÁMICO ANTERIOR

Como se planteó al inicio de este capítulo, la SPU no constituye el eje central de este trabajo, por lo que, sumado a sus escasos afloramientos, no se han intensificado

los estudios sobre esta suite. Por lo tanto, si bien aquí se intenta encuadrar el origen de estas rocas en el modelo geodinámico presentado en la sección anterior, aún se mantiene cierta incertidumbre acerca de su génesis. En especial, la carencia de datos isotópicos y un buen control geocronológico son los principales factores que impiden obtener conclusiones inequívocas.

Analizando la tabla 12.1 puede verse que la SPU, si bien muestra cierta afinidad con el BPA, tanto desde el punto de vista petrológico como geoquímico, presenta, no obstante, algunas diferencias en este último aspecto. Entre ellas se destacan mayores contenidos de LILE (Ba, Sr, Rb), Nb, y mayores relaciones K₂O/Na₂O, LILE/HFSE (Rb/Zr), LREE/HREE (La_N/Y_N y La_N/Yb_N), y bajos tenores de Y y HREE (Yb) en la SPU, para un mismo valor de sílice.

Si se sigue el modelo de Keith (1978) (fig. 12.25c – modelo A), es de esperarse que la *SPU*, por estar más lejos de la trinchera que el BPA, y por lo tanto su origen habría estado en una zona algo más profunda en la cuña mantélica, presente estas características. Por otro lado, dado que además se emplaza en la misma posición geográfica que antes lo hiciera el *MPF*, es coherente que existan características geoquímicas también intermedias entre estas dos suites. Esto se explica porque la zona de fusión parcial de la *SPU* se da en un manto que había sido previamente metasomatizado por fluidos ricos en K (y otros LILE), cuando la losa se encontraba más inclinada. Según esta línea de pensamiento, la *SPU* representa una unidad correlacionable con el BPA (González Guillot et al., 2008b), posiblemente con el Grupo Plutónico Canal Beagle.

Sin embargo, si se analiza la figura 7.25, se aprecia un mayor empobrecimiento en HREE en la *SPU* respecto a la HU, provocando un patrón de tierras raras mucho más empinado en la primera de estas suites. Esto es inconsistente con una fuente menos profunda y/o mayor porcentaje de fusión parcial en la *SPU*, como predice la relación K-h.

Aquí surge la necesidad de reinterpretar la información disponible. Se evoca nuevamente para ello a las adakitas, rocas generadas por fusión parcial de corteza oceánica (e.g. Defant y Drummond, 1990). Estas rocas comprenden volcanitas en el rango andesitas, dacitas y riolitas sódicas (y equivalentes plutónicos), y representan un magmatismo de escaso volumen (Kay et al., 1994). Poseen valores de SiO₂ \geq 56%, altos tenores de Al₂O₃ (\geq 15%), MgO (generalmente < 3%), Na₂O, Sr (> 400 ppm), y bajas concentraciones de Ti, Nd, Y (\leq 18 ppm), HREE (Yb \leq 1,9 ppm) y HFSE (tabla 12.2), comparado con rocas semejantes de arcos magmáticos (Defant y Drummond, 1990; Drummond et al., 1996). Tanto las adakitas de la Patagonia como las de Adak (islas Aleutianas) poseen, además, tenores bajos de K₂O, dentro del campo calco-alcalino de potasio medio (Kay et al., 1993, y referencias allí citadas).

Comparando a la SPU con los valores de adakitas presentados arriba, en la tabla 12.2 y figura 12.26, se observa gran similitud entre estos dos grupos de rocas. Según los contenidos de Y y relación Sr/Y (fig. 12.26a), estas rocas se ubican en el campo de adakitas definido por Defant y Drummond (1990). El patrón de tierras raras que define

la *SPU* (fig. 12.26b), es intermedio entre valores de plutones contemporáneos del BPA (a los 49°S ya que no hay datos disponibles en la bibliografía al Sur de esta latitud; Calderón et al., 2007), y de adakitas de retroarco de la Patagonia (Cerro Pampa, Puesto Nuevo y Chaltén, Ramos et al., 2004). Desde el punto de vista químico, Martin et al. (2005) dividen a las adakitas en dos grupos: adakitas con alto contenido de sílice (HSA) y con bajo contenido de sílice (LSA). Según los valores presentados en la tabla 12.2 y en las figuras 12.26c-d, las rocas de la península Ushuaia se corresponderían con adakitas HS. Estas últimas se caracterizan además por una evolución desde andesitas hombléndicas hasta dacitas o riolitas, y carecen de fenocristales de piroxeno (Martin et al., 2005), tal como se ha descripto en la *SPU* (Capítulo 7).

	HSA	LSA	D&D_	SPU	
				gd	a-d
SiO ₂ (%)	>60	<60	>56	57	56-65
Al ₂ O ₃ (%)	16,64	15,69	>15	17,2	17,6
MgO(%)	0,5-4,0	4,0-9,0	<3	3,4	1,79
Na₂O(%)	4,19	4,11	3,5-7,5	3,83	4,4
K ₂ O/Na ₂ O	0,47	0,58	0,42	0,55	0,50
CaO+Na2O(%)	<11	>10		10,7	37,3
Sr (ppm)	<1100	>1000	>400	1062	1276
Ni (ppm)	20	103	alta	14	6,7
Cr (ppm)	41	157	alta	47,9	41,1
Y (ppm)	10	13	<18	15,8	12,9
Yb (ppm)	0,88	0,93	<1,9	1,59	1,32
Sr/Y	56	162	>40	67	100
(La/Yb)N	14,44	29.32	alta	10.2	19.6

Tabla 12.2. Valores característicos de adakitas.

HSA y LSA: adakitas de alta y baja sílice, respectivamente (Martin et al., 2005). D&D: valores de Defant y Drummond (1990). Gd, granodiorita; a-d, andesita-dacita.

Según el autor citado, los valores relativamente elevados de MgO, Cr y Ni de las HSA, sugieren que los magmas de los cuales derivan se han formado por fusión parcial a elevada profundidad de la losa oceánica subducida y luego interactuado con una espesa cuña astenosférica.

El modelo geodinámico clásico (Defant y Drummond, 1990) para fundir corteza oceánica y generar adakitas implica subducción de corteza oceánica joven (<20 Ma), situación que no es contemplada en la evolución tectónica planteada en la sección anterior. Sin embargo, Maury et al. (1996) y Gutscher et al. (2000) proponen modelos alternativos para producir fusión de corteza oceánica, aún siendo ésta antigua y fría: (i) durante el inicio de un evento subductivo, (ii) durante una subducción oblicua y rápida (7-10 cm/a) y (iii) por finalización del proceso subductivo, ya sea por colisión, subducción de dorsal o rotación de placas, que involucra un período de subducción somera (flat subduction). Otros autores han propuesto además generación de adakitas por fusión parcial de un subplacado basáltico debajo de la corteza continental (e.g. Atherton y Petford, 1993).



Fig. 12.26. (a) diagrama discriminatorio según Defant y Drummond (1990). Los datos del BPA son de Suárez (1977b) y de la SPU de Acevedo et al. (2002) y este trabajo. (b) diagrama de tierras raras normalizado a condrito (Nakamura, 1974). Los datos del BPA son de Calderón et al. (2007) y de las adakitas patagónicas de Ramos et al. (2004). (c) y (d) clasificación de adakitas de alta y baja sílice (HSA y LSA, respectivamente) de Martin et al. (2005). En (b), (c) y (d), sólo se han considerado a la granodiorita P32 y andesitas-dacitas P14, P15 y P25, presentadas en este trabajo.

El escenario más favorable para explicar la presencia de adakitas de 100 Ma en el canal Beagle podría ser el presentado por Bourdon et al. (2004) en Ecuador. Estos autores proponen la generación de adakitas por fusión de losa oceánica durante un período de transición entre subducción normal y horizontal. En este escenario el magmatismo pasa de calco-alcalino a adakítico por fusión de losa oceánica e interacción con manto peridotítico. Más hacia el continente aún, estas lavas se asocian con absarokitas y shoshonitas, generadas por fusión parcial a mayor profundidad en la cuña mantélica, a partir de donde cornienza una mayor inclinación de la losa subducida (Bourdon et al., 2004) (fig. 12.25c – modelo B).

Gutscher et al. (2000) sugiere que la amplia distribución de adakitas por sobre zonas con subducción subhorizontal a escala global representa una relación genética entre el fenómeno geodinámico mencionado y este tipo particular de rocas. Este fenómeno responde a modificaciones en la presión y temperatura de la losa subducida, debido al cambio brusco en el ángulo de subducción, que favorecen su fusión parcial.

En el esquema del volcanismo reciente de Ecuador (Bourdon et al., 2004), los volcanes más próximos a la trinchera representan magmas adakíticos típicos, generados por fusión parcial de la losa subducida e interacción con el manto

suprayacente. Hacia el centro del arco volcánico los magmas derivan de la fusión parcial de la cuña astenosférica, metasomatizada por fundidos derivados del slab, y presentan características intermedias entre verdaderas adakitas y andesitas calcoalcalinas típicas de arco. Hacia el retroarco aparecen los magmas shoshoníticos.

La composición de la *SPU* intermedia entre verdaderas adakitas y las rocas del BPA (fig. 12.26a-b, tablas 12.1-2), y el pasaje hacia rocas monzoníticas hacia el continente, sugieren un ámbito similar a la porción central y oriental del arco reciente ecuatoriano (fig. 12.25c – modelo B). A diferencia de este modelo, en Tierra del Fuego aparentemente el magmatismo calco-alcalino normal (BPA) no habría cesado para este período en la porción del arco más próximo a la trinchera. De todos modos, la escasez de datos geocronológicos cercanos a los 100 Ma al Sur del canal Beagle, en las islas Navarino y Hoste (fig. 12.18) no permite precisar qué ha ocurrido en ese sector del arco para ese momento. Sin embargo, se puede ver en esa misma figura un amplio registro de edades entre los 94-81 Ma del magmatismo calco-alcalino en ese sector.

12.9- EL POTENCIAL DEL MPF COMO FUENTE DE MINERALIZACIONES METÁLICAS

En el Capítulo 11 se ha hecho una descripción de las manifestaciones de minerales metálicos asociadas a las rocas ultramáficas del *MPF* (tanto primarias como removilizadas), precedida por una serie de conceptos teóricos vinculados al comportamiento del S, Ni, Cu, Fe y EGP en magmas máfico-ultramáficos.

Teniendo en cuenta las mineralizaciones de sulfuros primarios, se observa claramente una muy baja concentración de estos minerales en las piroxenitas, sugiriendo que las primeras etapas de cristalización y acumulación de esta suite se han dado en condiciones de subsaturación en azufre. La progresiva cristalización de óxidos de hierro y clinopiroxeno fue incrementando la concentración de S en el magma residual (siguiendo una trayectoria similar a la línea A-S de la figura 11.1, aunque con una asociación mineral algo diferente), y a su vez, disminuyendo el contenido en FeO, provocando una disminución en la solubilidad del S del magma. Este fenómeno explica la aparición de sulfuros (aunque escasos de todos modos) recién en hornblenditas. A su vez, la saturación en S se vio favorecida por una disminución de la temperatura y por un aumento en el contenido de SiO₂, progresivo con la diferenciación (e.g. Haughton et al., 1974; Shima y Naldrett, 1975; Wendlandt, 1982; Li y Naldrett, 1993). Este hecho sugiere, por otro lado, que de existir niveles más profundos (no expuestos) peridotíticos (Sección 12.2), serían también pobres en sulfuros.

El descenso de la temperatura hacia los bordes de las cámaras magmáticas y la mezcla de magmas han sido efectivos también en la segregación de líquidos sulfurados en estos sectores.

En las secciones previas de este capítulo se ha sugerido el origen de los magmas del *MPF* por bajos porcentajes de fusión parcial (entre otros factores). Este hecho

implica que los líquidos generados serían pobres en sulfuros, ya que como se indicó en otro capítulo (Secciones 11.4 y 11.5), son necesarios elevados porcentajes de fusión parcial para lograr la total disolución de sulfuros del manto (Maier et al., 1998; Tistl, 1993). Esta puede ser una razón por la cual no se han observado manifestaciones importantes de sulfuros en el MPF. Debido al carácter calcófilo de los EGP (en presencia de sulfuros), debería esperarse, a su vez, bajas concentraciones de estos elementos en esta suite, ya que habrían quedado retenidos en las fases sulfuradas del manto. De todos modos, debe tenerse en cuenta que gran parte de la suite potásica (sino toda) se generó en un manto afectado previamente por procesos de fusión parcial más intensos durante la actividad de la cuenca marginal (e.g. Saunders et al., 1979; de Wit y Stern, 1978). Un proceso como éste es responsable de concentrar aleaciones refractarias de Fe-Pt en el manto capaces de ser incorporadas más fácilmente en magmas generados en eventos posteriores de fusión parcial (Tisti, 1993; Kepezhinskas y Defant, 2001). Este es el origen de las concentraciones de EGP con elevada relación Pt/Pd y pobres en sulfuros de los complejos ultramáficos zonados.

Las asociaciones de sulfuros primarios observadas en el MPF incluyen fases de Cu (calcopirita, bornita) y Fe (pirita, pirrotina), sin Ni, de acuerdo a su vez con los bajos tenores de este metal en roca total. Debido a los coeficientes de partición de estos elementos entre una mss y un líquido sulfurado residual rico en Cu, el Pt y Pd tienden a incorporarse a este último, mientras que el resto de los EGP al primero (Naldrett, 2004). Por lo tanto, sería más factible encontrar concentraciones mayores de Pt y Pd respecto a otros platinoides asociados a los sulfuros en las ultramafitas de TdF.

El rasgo geoquímico más destacable de los yacimientos asociados a complejos tipo alaska es el claro predominio del Pt frente al resto de los EGP y al Au. Ru, Pd y, sobre todo Rh, pueden alcanzar localmente concentraciones de importancia, mientras Ir y Os son particularmente escasos. En el complejo del Alto Condoto (Colombia), ciertas porciones de la dunita central presentan enriquecimiento en aleaciones Pt-Fe y en menor medida de Ir-Os, formadas a elevadas temperaturas durante una etapa temprana de cristalización directamente desde un magma silicatado (Tistl, 1993). Sin embargo, en las demás litologías se observa un tren de diferenciación con incremento de EGP totales desde wherlitas hasta homblenditas. Este tren, normal en este tipo de complejos, queda bien representado por un incremento en Pd y decrecimiento en la abundancia de Ir (Tistl, 1993; fig. 12.27).

En la tabla 11.3 puede verse también que la composición de EGP del MPF presenta algunas diferencias con los complejos tipo alaska, dadas por un menor contenido de Pt y relación Pt/Pd, la cual es ligeramente inferior a la unidad (0,83; promedio). Aunque debe tenerse en cuenta que el análisis del MPF solo incluye facies de homblendita y piroxenita, dado que están ausentes las peridotitas y dunitas típicas de aquellos complejos zonados. En el complejo del Alto Condoto, la relación Pt/Pd es máxima en las dunitas, y disminuye acercándose a la unidad en las rocas más diferenciadas (fig. 12.27). Si se compara la abundancia de PGE discriminado por tipo

litológico entre este complejo y el MPF, la diferencia en el contenido y relaciones de estos elementos es menos notoria (fig. 12.27).



Fig. 12.27. Contenido de EGP de las distintas facies del complejo zonado del Alto Condoto, Colombia (negro y gris) (Tisti, 1993) y del *MPF* (rojo y celeste). Ol cpxt: clinopiroxenita de olivina, hbl cpxt: clinopiroxenita hombléndica, cpx hbt: homblendita piroxénica, hbt: homblendita. En la categoría Hbl cpxt, el *MPF* incluye homblenditas piroxénicas y piroxenitas hombléndicas (se excluyen las muestras ET2 y U23 de la tabla 11.3b).

Los argumentos presentados en estos párrafos, por lo tanto, elevan el potencial de las hornblenditas del *MPF* y aquellos sectores de la cámara magmática más ricos en sulfuros (bordes de cámara o zonas de mezcla de magmas) como reservorios de EGP, especialmente de Pt y Pd. Por otro lado, teniendo en cuenta a su vez el carácter siderófilo de los platinoides en sistemas libres de sulfuros, podría esperarse, a su vez, anomalías positivas en piroxenitas y posibles niveles peridotíticos inferiores, ya sea en aleaciones Fe-Pt u otras fases como ocurre en complejos ultramáficos zonados. De hecho, es una piroxenita la que presenta los mayores valores de Pt y Pd dentro del *MPF* (ver tabla 11.3b).

Si se comparan nuevamente algunos valores de EGP de la tabla 11.3b (*MPF*) con los valores de complejos alaskianos (tabla 11.3a), pueden notarse algunos valores significativos, próximos o incluso superiores al promedio de estos complejos zonados.



C A P Í T U L O 13

CONCLUSIONES
13. CONCLUSIONES

El análisis de los mapas aeromagnetométricos de Tierra del Fuego (TdF) (Hojas 5569-II, 5566-I, 5566-II; SEGEMAR, 1998) ha permitido detectar tres nuevas manifestaciones de rocas plutónicas en la cordillera Fueguina, que se suman a las ya conocidas Hornblendita Ushuaia (HU) (e.g. Acevedo et al., 1989), *Monzonita Jeu-Jepén (MJJ)* (e.g. Petersen, 1949), y a los diques del Cerro Rodríguez (Martinioni et al., 1999a). Estos son, de Sur a Norte: Cerro Trapecio, *Plutón Diorítico Moat (PDM)* e *Intrusivo del Monte Kranck (IMK*).

El estudio detallado de estos cuerpos ha conducido a agrupar estas rocas en dos suites magmáticas diferentes: El Magmatismo Potásico Fueguino (MPF) y la Suite de la Península Ushuaia (SPU).

El MPF representa la unidad más importante volumétricamente en el tramo cordillerano argentino. Los plutones HU, PDM, MJJ e IMK son integrantes de esta suite. Pueden incluirse también dentro de ella los diques básicos del Co. Rodríguez, y posiblemente existan otras manifestaciones en el subsuelo y a escasa profundidad en el Co. Trapecio.

Estos plutones son de pequeñas dimensiones (25-3 km²) y se caracterizan por exponer un rango composicional extremo desde homblenditas y piroxenitas hasta sienitas y sienitas alcalifeldespáticas, pasando por gabros, dioritas, monzogabros, monzodioritas y monzonitas, con algunas variedades cuarzosas. La abundancia relativa de los distintos componentes litológicos varía en los diferentes plutones. En los cuerpos más australes las rocas ultramáficas y máficas dominan sobre las rocas intermedias, mientras que en los plutones más septentrionales ocurre lo contrario, estando las rocas ultramáficas representadas sólo por escamas de algunas centenas de metros cúbicos. Los pulsos finales de magma se emplazan siempre a modo de venas y venillas, rectilíneas o anastomosadas, incluso brechando a los términos más antiguos y más fríos. Estas venas incluyen además de sienitas y sienitas alcalifeldespáticas, escasas monzonitas, granitos alcalifeldespáticos y monzogranitos.

La mineralogía de estas rocas incluye cantidades variables de piroxeno (diópsido), homblenda (principalmente magnesiohomblenda y magnesiohastingsita), biotita (rica en MgO), plagioclasa y feldespato potásico. No se han detectado ortopiroxeno ni olivina. Otros constituyentes menores son cuarzo, apatita, titanita, epidoto, magnetita, ilmenita, ferro-espinela (sólo en piroxenitas) y sulfuros (pirita, calcopirita, pirrotina).

Todo el conjunto litológico enumerado anteriormente es cortado por diques delgados (~10-30 cm) de lamprófiros. En la mayoría de los casos están constituidos por fenocristales de homblenda, pero en el Co. Jeu-Jepén existen otras dos generaciones de lamprófiros, más antiguas, compuestas por fenocristales de piroxeno y piroxeno más biotita.

El MPF se caracteriza por su elevado contenido en K₂O, definiendo una tendencia medianamente alcalina en un diagrama TAS, afín con rocas shoshoníticas o

monzoníticas en los diagramas QAP; SiO₂-K₂O; R1-R2. Presenta además una relación K_2O/Na_2O alta (cercana a la unidad en las rocas máficas y ultramáficas o por encima de 1 en monzonitas y sienitas), enriquecimiento en LILE y elevadas relaciones LILE/HFSE, LREE/HREE, afin también con rocas de las series monzoníticas (e.g. Morrison, 1980; Pagel y Leterrier, 1980; Lameyre y Bowden, 1982; Lameyre, 1987).

Estas propiedades han permitido separar al *MPF* de las rocas calco-alcalinas del batolito Patagónico Austral (BPA), que caracteriza la porción más interna (hacia el Pacífico) del archipiélago Fueguino; y por otro lado, se sugiere su correlación con la Fm. Barros Arana, constituida por basaltos shoshoníticos contemporáneos, que aflora a los 52°S, en los Andes chilenos (Stern et al., 1991b). Dentro del *MPF* podrían incluirse además a las monzonitas del seno Grandi (Sur de isla Navarino, Chile; Kranck, 1932; Katz y Watters, 1966), y a las homblenditas medianamente alcalinas de la isla Gordon (Chile; Suárez et al., 1985a).

Las distintas litofacies del *MPF* han evolucionado por cristalización fraccionada, como lo indican los trenes de datos alineados y sin gaps en los diagramas Harker y la semejanza en los patrones de elementos traza y tierras raras en diagramas araña. Los datos isotópicos en el *PDM* indican que el proceso de diferenciación ha incluido, además, asimilación de la roca encajante (AFC). Dadas la similitud litológica y geoquímica (de roca total y mineral) de los demás integrantes de la suite, se infiere que el proceso de AFC ha sido el responsable de la diferenciación de todos ellos. Otro proceso importante en la evolución de los magmas ha sido la acumulación, en cámaras abiertas en las que han actuado sucesivos pulsos de rellenado y corrientes convectivas de magma. El resultado final es la estratificación y laminación ígnea observadas claramente en el *PDM* y HU, los numerosos autolitos incluidos en los sucesivos pulsos de magma y la diferenciación extrema desde ultramafitas hasta sienitas y sienitas alcalifeldespáticas de cada plutón.

La edad del MPF abarca un período corto de tiempo durante el Cretácico, desde los 115 Ma a los 93 Ma, comparado con la longevidad del BPA (141-34 Ma al Sur del canal Beagle; Suárez et al., 1985a).

La SPU constituye escasos asomos en el tramo cordillerano argentino. La localidad tipo es la península Ushuaia, en donde se integra por escasas apófisis de melagabros cuarzosos, granodioritas y numerosos diques de andesitas y dacitas. Otras manifestaciones de la suite calco-alcalina han sido observadas en el Co. Trapecio, también sobre el canal Beagle, en el *PDM* y en el *IMK*, siendo su abundancia progresivamente menor hacia el Norte de la provincia. Algunos de los diques más leucocráticos del Co. Rodríguez descriptos por Martinioni et al. (1999a), y analizados al microscopio por el presente autor, podrían pertenecer a esta suite.

La composición mineralógica de la SPU incluye homblenda, plagioclasa, feldespato alcalino, cuarzo y escasa biotita, como fases constituyentes, y apatita, titanita, allanita y circón. A diferencia de la suite anterior, carece de piroxeno, es más rica en cuarzo, y contiene allanita y circón, fases comunes en el BPA (Suárez et al., 1985a).

Las rocas de la *SPU*, especialmente las dacitas-andesitas presentan texturas porfírica-porfiroide, de autobrecha, y se han emplazado a modo de lacolitos arqueando el encajante metasedimentario suprayacente, que sugieren condiciones someras de emplazamiento. A su vez, intruyen al *MPF* (HU) y se encuentran aflorando en el mismo nivel estructural que éste. Estos datos sugieren que tuvo que haber ocurrido un evento de levantamiento tectónico con posterioridad a la cristalización de la HU y previo al emplazamiento de la *SPU*. El mecanismo de inyección de magma de esta suite ha sido por propagación de fracturas.

La composición mineralógica y geoquímica de la *SPU* son notoriamente distintas al *MPF*. La primera se caracteriza por su composición calco-alcalina de alto potasio, con relación $K_2O/Na_2O < 0.5$. El contenido de LILE y relaciones LILE/HFSE y LREE/HREE son inferiores al *MPF*, pero superiores al BPA. Estas características de la *SPU* sugieren cierta afinidad con el batolito al Sur del canal Beagle, o bien con adakitas.

Los magmas de ambas suites se asocian a un ambiente de subducción, como lo indican los diagramas discriminatorios de ambiente tectónico, el patrón aserrado de elementos incompatibles en diagramas araña, con los típicos picos negativos en Nb, Ta y Ti, enriquecimiento en LILE y la presencia de fases hidratadas abundantes.

Las características geoquímicas del MPF, afin con series monzoníticas, y junto con un incremento hacia el Norte (dentro de la misma suite, y en comparación con el BPA) en el contenido de K2O y otros LILE, y relaciones LILE/HFSE, LREE/HREE, acompañado con el incremento en facies diferenciadas respecto a litologías máficasultramáficas, sugieren generación de magmas a grandes profundidades en la zona de Benioff, progresivamente mayores con la distancia a la trinchera. En estas condiciones, los fluidos provenientes de la deshidratación de la losa subducida y que entran en la cuña astenosférica poseen una composición diferente, debido a la intervención de fases distintas en las reacciones metamórficas que acompañan el descenso de la losa. A profundidades de 90-110 km, bajo arcos continentales, las fases de la corteza oceánica que aportan fluidos en la cuña mantélica son pobres en K (clorita, epidoto o zoisita, lawsonita, anfibol y cloritoide (Poli y Schmidt, 1995)). Este sería el ámbito de generación de los magmas del BPA. Pero a profundidades mayores, las fases intervinientes son portadoras de K, Rb, Ba, U, Pb, Cs y B (Schmidt, 1996; Sorensen et al., 1997; Tamura et al., 2007), provocando un metasomatismo en la cuña mantélica previo a la fusión parcial enriquecido en estos elementos. La progresiva deshidratación de la losa oceánica provoca también condiciones cada vez más deficientes para la generación de fusión parcial. Este escenario favorece la generación de pequeños volúmenes de magmas con una geoquímica más rica en K₂O y otros LILE y LREE.

Así surge la propuesta de que el BPA y el MPF se han generado bajo un mismo régimen subductivo (el segundo hacia la parte más distal del arco), durante un período de horizontalización de la losa proto-Pacífica, con máximo ensanchamiento del arco, estimado en 129-359 km (mínimo y máximo, respectivamente). El inicio del proceso de horizontalización habría ocurrido entre los 137 Ma (edad de los últimos vestigios de la

cuenca marginal Rocas Verdes; Stem et al., 1992) y los 115 Ma (edad de la plutonita más antigua del *MPF*), debido a un aumento en la convergencia vinculado a la apertura del Atlántico Sur, y sería responsable, además, del cierre de la cuenca marginal. El ensanchamiento del arco va acompañado por una migración del frente volcánico calco-alcalino, con seguridad para los 100 Ma (edad de la *SPU*, Acevedo et al., 2002) y potásico (*MPF*), hasta por lo menos los 93 Ma (edad de la plutonita más joven del *MPF*; Acevedo et al., 2000). Una migración del arco calco-alcalino previa a los 100 Ma puede ser factible, pero difícil de comprobar dado que la porción del arco más interna está sumergida bajo el mar o ha sido trasladada por transcurrencia cenozoica.

Luego de los 93 Ma ya no hay registros de actividad plutónica en el sector argentino de Tierra del Fuego. Entre este momento y los 81 Ma el magmatismo (sólo calco-alcalino) se concentra al Sur del canal Beagle, entre esta depresión y la porción centro-norte de las islas Navarino y Hoste (Chile).

Cualquier otro mecanismo utilizado para explicar la génesis de rocas con características similares al *MPF* en otras partes del mundo (slab break-off, aumento del ángulo de subducción), o incluso un segundo arco magmático (externo) paralelo al BPA, producto de la subducción hacia el continente del fondo de la cuenca marginal, presenta grandes dificultades para ser aplicado en TdF para este período.

La generación de la SPU entra en este modelo ya sea considerando a esta unidad como un equivalente del BPA o como generadas por fusión parcial de corteza oceánica (adakitas). En el primer caso, su geoguímica más rica en K₂O, LILE, LILE/HFSE y LREE/HREE respecto al BPA, pero empobrecida en estos parámetros respecto al MPF, se debe a su posición geográfica superpuesta a la suite potásica. Esto implica que los magmas se han generado a profundidades en la cuña astenosférica semeiantes a la que se forman los magmas del BPA (con fluidos derivados de la losa libres de K), pero en un manto que había sido previamente metasomatizado por fluidos ricos en este elemento, cuando la losa se encontraba más inclinada. En este caso, el emplazamiento de una suite calco-alcalina en el mismo nivel estructural y posición geográfica donde antes se había emplazado una suite potásica es indicador de horizontalización de la losa subducida (Keith, 1978). En el segundo caso, considerando a estas rocas como adakitas, puede emplearse el modelo propuesto por Bourdón et al. (2004) en Ecuador. Estos autores proponen la generación de adakitas por fusión de losa oceánica durante un período de transición entre subducción normal y horizontal. En este escenario el magmatismo pasa de calco-alcalino (BPA) a adakítico (SPU) por fusión de losa oceánica e interacción con manto peridotítico. La composición de la SPU intermedia entre verdaderas adakitas y las rocas del BPA, y el pasaje hacia rocas monzoníticas hacia el continente (MPF), sugiere un ámbito similar a la porción central y oriental del arco reciente ecuatoriano.

Respecto a los minerales metalíferos, no se han observado concentraciones de sulfuros importantes en el MPF, sin embargo, el análisis de roca total de piroxenitas y homblenditas ha revelado algunas anomalías positivas de Pt y Pd (los únicos

platinoides analizados en este trabajo). Las semejanzas en muchos aspectos entre esta suite y complejos ultramáficos zonados plantean la posibilidad de programar una prospección por EGP desde este punto de vista. Sería posible esperar, por lo tanto, concentraciones de interés de Pt y Pd asociados a sulfuros de Cu-Fe en homblenditas, tal como ocurre en el complejo del Alto Condoto (Colombia), y también en zonas de borde o de mezcla de magmas. El carácter siderófilo de los EGP, en ausencia de sulfuros, y los contenidos de estos elementos (tabla 11.3b), por otro lado, sugieren que las piroxenitas constituyen también posibles fuentes de platinoides. Además, el potencial de la suite se ve incrementado si se considera que los plutones presentan raíces significativas, con posibles niveles peridotíticos, capaces de concentrar estos platinoides, y en menor medida Ru y Rh, asociados a las fases silicatadas.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Acevedo, R.D. 1988. Estudios geológicos areales y petroestructurales en el Complejo Deformado de los Andes Fueguinos. Tesis Doctoral. Universidad Nacional de Buenos Aires. Biblioteca de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Inédita.
- Acevedo, R.D., 1990. Destape de cuerpos plutónicos ocultos en Península Ushuaia, Tierra del Fuego. XI Congreso Geológico Argentino. Actas 1: 153-156. san Juan, Argentina.
- Acevedo, R.D., 1992. Los anfiboles cálcicos como indicadores del origen magmático intrusivo de las rocas melanocráticas del Batolito Andino en Tierra del Fuego. III Congreso Geológico de España y VIII Congreso Latinoamericano de Geologia. Actas Tomo 4: 168-172. Salamanca.
- Acevedo, R.D., 1996. Los mecanismos sustitutivos y los factores de evolución en los anfiboles de la Homblendita Ushuaia, Tierra del Fuego. Revista de la Asociación Geológica Argentina 51(1): 69.77.
- Acevedo, R.D., Quartino, G. y Coto, C., 1989. La intrusión ultramáfica de Estancia Túnel y el significado de la presencia de biotita y granate en la Isla Grande de Tierra del Fuego. Acta Geológica Lilloana. Tomo XVII (1): 21-36. San Miguel del Tucumán.
- Acevedo, R.D., Roig, C.E., Linares, E., Ostera, H.A., Valin-Alberdi, M.L. & Queiroga-Mafra, J.M. 2000. La intrusión plutónica del Cerro Jeu-Jepén. Isla Grande de Tierra del Fuego, República Argentina. Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe, 25: 357-359. A Coruña. España.
- Acevedo, R.D., Linares, E., Ostera, H.A. y Valín-Alberdi, M.L., 2002. La Hornblendita Ushuaia (Tierra del Fuego): Geoquímica y Geocronología. Revista Asociación Geológica Argentina, 57(2): 133-142.
- Acevedo, R.D., Roig, C. & Valín-Alberdi, M.L. 2004. Lithologic types of the Jeu-Jepén Diorite. Isla Grande de Tierra del Fuego. En Carcione, J., Donda, F. & Lodolo, E. (Eds.): International Symposium on the Geology and Geophysics of the Southernmost Andes, the Scotia Arc and The Antarctic Peninsula. Bolletino di Geofisica Teorica ed Applicata. GeoSur. Vol. 45 (2): 113-117, Buenos Aires.
- Acevedo, R.D.; Valin-Alberdi, M.L.; González Guillot, M. y Elsztein, C. 2007. Whole rock and mineral chemistry of mafic dykes from Beauvoir range, Tierra del Fuego. GeoSur 2007: 4 (abstracts).
- Aguirre, M.B. & Suárez, M. 1985. Belemnites de una secuencia turbidítica volcanoclástica de la Formación Yahgán, Titoniano – Cretácico inferior del extremo sur de Chile. 4º Congreso Geológico Chileno, Actas 1: 1-16. Antofagasta.
- Alabaster, T. & 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.
- Allegre, C.J.; Hart, S.R. & Minster, J.-F. 1983. Chemical structure and evolution of the mantle and continents determined by inversion of Nd and Sr isotopic data, I. Theoretical models. Earth and Planetary Science Letters, 66: 177-190.
- Alvarez-Marrón, J.; McClay, K.R.; Harambour, S.; Rojas, L. & Skarmeta, J. 1993. Geometry and evolution of the frontal part of the Magallanes foreland thrust and fold belt (Vicuña area) Tierra del Fuego, Southern Chile. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 77: 1904-1921.
- Ametrano, S.; Etcheverry, R.; Echeveste, H.; Godeas, M. & Zubia, M. 1999. Depósitos polimetálicos (tipo VMS) en la Cordillera Fueguina, Tierra del Fuego. En Zappettini, E.O. (Ed.): Recursos Minerales de la República Argentina. Instituto de Geología y Recursos Minerales, SEGEMAR, Anales 35: 1029-1038. Buenos Aires.
- Anderson, J.L. & Smith, D.R. 1995. The effect of temperature and fO2 in the Al-in-homblende barometer. American Mineralogist, 80: 549-559.
- Aoki, K. 1964. Clinopyroxenes from alkaline rocks of Japan. American Mineralogist, 49: 1199-1223.
- Atherton, M.P. & Petford, N. 1993. Generation of sodium-rich magmas from newly underplated basaltic crust. Nature 362, 144-146.
- Atherton, M.P.; McCourt, W.J.; Sanderson, L.M. & Taylor, W.P. 1979. The geochemical character of the segments Peruvian Coastal Batholith and associated volcanics. En Atherton, M.P. & Tarney, J. (Eds.): Origin of Granite Batholiths: Geochemical Evidence. Shiva, Orpington, U.K., pp. 45-64.

- Auer, V. 1956. The Pleistocene of Fuego-Patagonia. Part I: the Ice and Interglacial ages. Annales Academia Scientiarum Fennicae, Series A, III 45: 1-22.
- Bailey, D.K. 1987. Mantle metasomatism Perspective and prospect. En Fitton, J.G. & Upton, B.G.J. (Eds.): Alkaline Igneous Rocks. Geological Society Special Publication, 30: 1-13. Blackwell Scientific Publications.
- Baraldo, A.; Rapalini, A.; Tassone, A.; Lippai, H.;Menichetti, M. y Lodolo, E. 2002. Estudio paleomagnético del intrusivo del Cerro Hewhoepen, Tierra del Fuego, y sus implicancias tectónicas. XV Congreso Geológico Argentino. Actas en CD. El Calafate.
- Barbarin, B.1991. Enclaves of the Mesozoic calc-alkaline granitoids of the Sierra Nevada batholith, California. En Didier, J. & Barbarin, B. (Eds.): Enclaves and Granite Petrology. Developments in Petrology 13: 135-133. Elsevier.
- Barbarin, B. 2005. Mafic magmatic enclaves and mafic rocks associated with some granitoids of the Sierra Nevada Batholith, California: nature, origin and relations with the hosts. Lithos, 80: 155-177.
- Barker, P.F. 1982. The Cenozoic subduction history of the Pacific margin of the Antarctic Peninsula: ridge crest-trench interactions. Journal of the Geological Society, London, 139: 787-801.
- Barker, D. 1987. Tertiary alkaline magmatism in Trans-Pecos Texas. En Fitton, J.G. y Upton, B.G.J. (Eds.): Alkaline Igneous Rocks. Geological Society Special Publication, 30: 415-431. Blackwell Scientific Publications.
- Barker, P.F. 2001. Scotia Sea regional tectonic evolution: implications for mantle flow and palaeocirculation. Earth-Science Reviews 55: 1-39.
- Barker, P.F. & Burrel, J. 1977. The opening of Drake Passage. Marine Geology, 25: 15-34.
- Barker, P.F.; Dalziel, I.W.D. & Storey, B.C. 1991. Tectonic development of the Scotia Arc region. En Tingey, R.J. (Ed.): The geology of Antarctica. Oxford University Press, New York, 215-248.
- Barnes, S.J.; Boyd, R.; Korneliusson, A.; Nilsson, L.P.; Often, M.; Pedersen, R.B. & Robins, B. 1988. The use of mantle normalization and metal ratios in discriminating between the effects of partial melting, crystal fractionation and sulphide segregation on platinum-group elements, gold, nickel and copper: Examples from Norway. En Prichard, H.M., et al., (Eds): Geo-Platinum 87. London, Elsevier, p. 113-143.
- Barnes, S.J.; Makovicky, E.; Makovicky, M.; Rose-Hansen, J. & Karup-Moller, S. 1997. Partition coefficients for Ni, Cu, Pd, Pt, Rh and Ir between monosulfide solid solution and sulfide liquid and the formation of compositionally zoned Ni-Cu sulfide bodies by fractional crystallization of sulfide liquid. Canadian Journal of Earth Sciences, 34: 366-374.
- Barth, T.F.W. 1956. Zonal structures in feldspars of crystalline schists. 3ème International de la Ractivité à Vètat Solide. Madrid. Sect 3, 363 pp.
- Barth, T.F. 1962. Theoretical Petrology. Wiley, New York. 2nd Edition.
- Bateman, P.C. 1983. A summary of the critical relations in the central part of the Sierra Nevada Batholith, California, USA. En Roddick, J. (Ed.): Circumpacific Plutonic Terranes. Memoirs of the Geological Society of America, 159: 241-254.
- Baxter, S. y Feely, M. 2002. Magma mixing and mingling textures in granitoids: examples from the Galway Granite, Connemara, Ireland. Mineralogy and Petrology, 76: 63-74.
- Benson, W.N. 1926. The tectonic conditions accompanying the intrusion of Basic and Ultrabasic Igneous Rocks. Memoirs of the National Academy of Sciences, 19: 1-90.
- Best, M.G. & Christiansen, E.H. 2001. Igneous Petrology. Blackwell Science, Massachusetts, 458 pp.
- Biddle, K.T.; Uliana, M.A.; Mitchum Jr., R.M.; Fitzgerald, M.G. & Wright, R.C. 1986. The stratigraphic and structural evolution of the central and eastern Magallanes Basin, southern South America. En Allen, P.A. & Homewood, P. (Eds.): Foreland Basins, Vol. 8. International Association of Sedimentologists, Special publication, pp 41-61.
- Blundy, J.D. & Holland, T.J.B. 1990. Calcic amphibole equilibria and a new amphiboleplagioclase geothermometer. Contributions to mineralogy and petrology, 104: 208-224.
- Boesen, R.S. 1964. The clinopyroxenes of a monzonitic complex at Mount Dromedary, New South Wales. American Mineralogist, 49: 1435-1457.
- Bonarelli, G. 1917. Tierra del Fuego y sus turberas. Anales del Ministerio de Agricultura de la Nación. Sección Geologia, mineralogia y Mineria, 7(3): pp. 119.
- Bonin, B. 1987. From orogenic to anorogenic magmatism: a petrological model for the transition calc-alkaline alkaline complexes. Revista Brasileira de Geociências, 17(4): 366-371.

- Borrello, A.V. 1968. Sobre el vulcanismo embrionario en el ciclo neoídico de los Andes Patagónicos Fueguinos. Boletín de la Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- Borrello, A.V. 1969. Los geosinclinales de la Argentina. Anales 14. Dirección Nacional de Geología y Minería, pp. 188. Buenos Aires.
- Borrello, A.V. 1972. Cordillera Fueguina. En Leanza, A.F. (Dir. y Ed.): Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias, pp. 740-753. Córdoba.
- Borrero, L. 1999. Human dispersal and climatic conditions during Late Pleistocene times in Fuego-Patagonia. Quaternary International, 53-54: 93-99.
- Bourdon, E.; Eissen, J-P.; Gutscher, M-A.; Monzier, M.; Hall, M. & Cotten, J. 2004. Respuesta magmática a la subducción de una cordillera asísmica: el caso de la margen ecuatoriana. Investigaciones en Geociencias, 1: 57-60.
- Bowen, N.L. & Tuttle, O.F. 1950. The system NaAlSi₃O₈-KalSi₃O₈-H₂O. Journal of Geology, 58: 489-511.
- Brandon, A.D.; Creaser, R.A. & Chacko, T. 1996. Constraints on rates of granitic magma transport from epidote dissolution kinetics. Science, 271: 1845-1848.
- Brewer, T.S.; Rex, D.; Guise, P.G. & Hawkesworth, C.J. 1996. Geochronology of Mesozoic tholeiitic magmatism in Antarctica: implications for the development of the failed Weddell Sea rift system. En Storey, B.C.; King, E.C. & Livermore, R.A. (Eds.): Weddell Sea tectonics and Gondwana break-up. Geological Society of London Special Publication, 108: 45-61.
- Brown, G.M. & Vincent, E.A. 1963. Pyroxenes from the late stage of fractionation of the Skaergaard intrusion. Journal of Petrology, 4: 175.197.
- Brown, G.C. & Hennessy, J. 1978. The initiation and thermal diversity of granite magmatism. Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Series A, 288: 631-643.
- Bruce, R.M.; Nelson, E.P. Y Weaver, S.G. 1988. Plutons of the southern Patagonian Batholith; core of a magmatic arc. In Geological Society of America 1988 Centennial Celebration; abstracts with programs, Anonymous. Geological Society of America, 20(7): 6.
- Bruce, R.M.; Nelson, E.P. & Weaver, S.G. 1989. Effects of synchronous uplift and intrusion during magmatic arc construction. Tectonophysics, 161: 317-329.
- Bruce, R.M.; Nelson, E.P.; Weaver, S.G. & Lux, D.R. 1991. Temporal and spatial variations in the Southern Patagonian Batholith; constraints on magmatic arc development. En Harmon, R.S. & Rapela, C.W. (Eds.): Andean Magmatism and its tectonic setting. Geological Society of America Special Paper, 265: 1-12. Boulder, Colorado.
- 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. & Dalziel, I.W.D. 1977. Destruction of the Early Cretaceous marginal basin in the Andes of Tierra del Fuego. En Talwani, M. & Pitman, W.C. (Eds.): Maurice Ewing Series 1. Island Arcs, Deep Sea Trenches and Back-arc Basins. American Geophysical Union, pp. 395-405. Washington, D.C.
- Bruhn, R.L.; Stern, C.R. & De Wit, M.J. 1978. Field and geochemical data bearing on the development of a Mesozoic volcano-tectonic rift zone and back-arc basin in southernmost South America. Earth and Planetary Science Letters, 41(1): 32-46.
- Buatois, L.A. & Camacho, H.H. 1993. Geología del sector nororiental del lago Fagnano, Isla Grande de Tierra del Fuego. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 48(2): 109-124.
- Buchanan, D.L. & Nolan, J. 1979. Solubility of sulfur and sulfide inmiscibility in synthetic tholeiitic melts and their relevance to Bushveld-Complex rocks. Canadian Mineralogist, 17: 483-494.
- Buddington, A. & Lindsley, D. 1964. Iron-Titanium Oxide Minerals and Synthetic Equivalents. Journal of Petrology, 5(2): 310-357.
- Buddington, A.; Fahey, J. & Vlisdis, A. 1955. Thermometric and petrogenetic significance of titaniferous magnetite. American Journal of Science, 253: 497-532.
- Burns, K.L.; Rickard, M.J.; Belbin, L. & Chamalaun, F. 1980. Further paleomagnetic confirmation of the Magallanes orocline. Tectonophysics, 63: 75-90.
- Cagnolatti, M.; Covellone, G.; Erlicher, J. & Fantin, F. 1987. Fallamiento y plegamiento de cobertura al suroeste del río Grande, Cuenca Austral-Tierra del Fuego. 10º Congreso Geológico Argentino, 1: 149–152. Tucumán.
- Caldenius, C. 1932. Las glaciaciones Cuaternarias de la Patagonia y Tierra del Fuego. Geografiska Annaler, 14: 1-164.

- Calderón, M. 2006. Petrogenesis and tectonic evolution of Late Jurassic bimodal magmatic suites (Sarmiento Complex) and migmatites (Puerto Edén Igenous Metamorphic Complex) in the southern Patagonian Andes, Chile. PhD Thesis, 170 pp.
- Calderón, M.; Hervé, F.; Massone, H.-J.; Tassinari, C.G.; Pankhurst, R.J.; Godoy, E. & Theye, T. 2007. Petrogenesis of the Puerto Eden Igneous and Metamorphic Complex, Magallanes, Chile: Late Jurassic syn-deformational anatexis of metapelitas and granitoid magma genesis. Lithos, 93: 17-38.
- Camacho, H.H. 1948. Geología de la cuenca del lago Fagnano o Cami, Gobernación Marítima de Tierra del Fuego. Tesis Doctoral nº 543. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires. Inédita.
- Camacho, H.H. 1949. La fauna Cretácica del Hito XIX (Tierra del Fuego). Revista de la Asociación Geológica Argentina 4(4): 249-254.
- Camacho, H.H. 1967. Las transgresiones del Cretácico superior y Terciario de la Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 22(4): 253-260.
- Caminos, R. 1980. Cordillera Fueguina. En Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias, 2: 1463-1501. Córdoba.
- Caminos, R. & Nullo, F.E. 1979. Descripción geológica de la Hoja 67e, Isla de los Estados. Servicio Geológico Nacional, Boletín 175. Buenos aires.
- Caminos, R.; Haller, M.; Lapido, O.; Lizuain, A.; Page, R. & Ramos, V. 1981. Reconocimiento geológico de los Andes Fueguinos. Territorio Nacional de Tierra del Fuego. 8º Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 754-786. San Luis.
- Campbell, I.H. & Naldrett, A.J. 1979. The influence of silicate:sulfide ratios on the geochemistry of magmatic sulphides. Economic Geology, 74: 1503-1505.
- Cande, S.C. & Leslie, R.B. 1986. Late Cenozoic tectonics of the Southern Chile Trench. Journal of Geophysical Research, 91: 451-496.
- Canning, J.C.; Henney, P.J.; Morrison, M.A. & Gaskarth, J.W. 1996. Geochemistry of late Caledonian minettes from northern Britain: implications for the Caledonian sub-continental lithospheric mantle. Mineralogical Magazine, 60: 221-236.
- Carmichael, D.M. 1978. Metamorphic bathozones and bathograds: a measure of postmetamorphic uplift and erosion on the regional scale. American Journal of Science, 278: 769-797.
- Castro, A.; Corretgé, L.G.; De La Rosa, J.D.; Fernández, C.; López, S.; García Moreno, O. & Chacón, H., 2003. The Appinite-Migmatite Complex of Sanabria, NW Iberian Massif, Spain. Journal of Petrology, 44: 1309-1344.
- Cawthorn, R.G. 1976. Some chemical controls on igneous amphibole composition. Geochemica et Cosmochemica Acta, 40: 1319-1328.
- Cecioni, G. 1955, Noticias Preliminares sobre el Hallazgo del Paleozoico Superior en el Archipiélago Patagónico. Univ. Chile, An. Fac. Cienc. Fis. Mat., 12: 257-259.
- Cerredo, M.E.; Tassone, A.; Coren, F.; Lodolo, E. & Lippai, H. 2000. Postorogenic, alkaline magmatism in the Fuegian Andes: the Hewhoepen intrusive (Tierra del Fuego Island). IX Congreso Geológico Chileno, Actas 2, Simposio Nacional 2: 192-196. Puerto Varas.
- Cerredo, M.E.; Remesal, M.B.; Tassone, A.A. & Lippai, H. 2005. The Shoshonitic Suite of the Hewhoepen pluton. Tierra del Fuego, Argentina. XVI Congreso Geológico Argentino, La Plata. Actas I: 539-544.
- Chappell, B.W. & White, A.J.R. 1992. I- and S- type granites in the Lachlan fold belt. Transactions of the Royal Society of Edinburgh Earth Sciences, 83: 1-26.
- Chopra, P.N. & Paterson, M.S. 1984. The role of water in the deformation of dunite. Journal of Geophysical Research, 89: 7861-7876.
- Clark, L.A. & Kullerud, G. 1963. The sulfur-rich portion of the Fe-Ni-S system. Economic Geology, 58: 853-885.
- Clemens, J.D. & Mawer, C.K. 1992. Granitic magma transport by fracture propagation. Tectonophysics, 204: 339–360.
- Cobbing, E.J. & Pitcher, W.S. 1972. The Coastal Batholith of Central Peru. Journal of the Geological Society of London, 128: 421-460.
- Cobbing, E.J.; Pitcher, W.S.; Wilson, J.J.; Baldock, J.W.; Taylor, W.P.; McCourt, W.J. & Snelling, N.J. 1981. The geology of the Western Corditlera of Northern Peru. Overseas Memoirs Institute of Geological Sciences of London, 5, 143 pp.
- Codignotto, J.O. & Malumián, N. 1981. Geología de la región al norte del paralelo 54 S de la Isla Grande de Tierra del Fuego. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 36: 44-88.

- Collins, L.G. 1997. Replacement of primary plagiolcase by secondary K-feldspar and myrmekite. Página web consultada en 2006 (http://www.csun.edu/~vcgeo005/), ISSN 1526-5757.
- Condie, K.C. 1997. Plate tectonics and crustal evolution. Butterworth Heinemann, Oxford, 282 pp.
- Coronato, A.; Salemme, M. & Rabassa, J. 1999. Paleoenvironmental conditions during the early peopling of southernmost South America (Late Glacial Early Holocene, 14-8 ka BP). Quaternary International, 53-54: 77-92.
- Coronato, A.; Meglioli, A. & Rabassa, J. 2004. Glaciations in the Magellan Straits and Tierra del Fuego, southernmost South America. En Ehlers, J. & Gibbard, P.L. (Eds.): Quaternary Glaciations – Extent and Chronology, Part III, pp. 45-48.
- Corry, C.E. 1988. Lacoliths: mechanics of emplacement and growth. Geological Society of America Special Paper 220: 1-110.
- Cox, K.G. 1978. Flood basalts, subduction and the break-up of Gondwanaland. Nature, 274: 47-49.
- Cox, K.G. 1988. The Karoo province. En MacDougall, J.D. (Ed.): Continental Flood Basalts. Kluwer, Dordrecht, 239-271.
- Cox, K.G.; Bell., J.D. & Pankhurst, R.J. 1979. The interpretation of igneous rocks. London, Allen & Unwin, 450 pp.
- Craig, J.R. 1973. Pyrite-pentlandite assemblages and other low temperature relations in the Fe-Ni-S system. American Journal of Science, 273A: 496-510.
- Craig, J.R. & Kullerud, G. 1969. Phase relations in the Cu-Fe-Ni-S system and their application to magmatic ore deposits. En Wilson, H.D.B. (Ed.): Magmatic Ore Deposits. Economic Geology Monograph, 4: 344-357.
- Cross, T. & Pilger, R. 1982. Control of subduction geometry, location of magmatic arcs and tectonics of arc and back-arc regions. Geological Society of America Bulletin, 93: 545-562.
- Cullers, R.L. & Graf, J.L. 1984. Rare earth elements in igneous rocks of the Continental crust: predominantly basic and ultrabasic rocks. En Henderson, P. (Ed.): Rare Earth Element Geochemistry. Developments in Geochemistry 2. Elsevier, Amsterdam, pp. 237-274.
- Cunningham, W.D. 1993a. Geological investigations at the southern tip of the Americas: The development of the Patagonian Orocline and uplift of the Cordillera Darwin metamorphic complex, southernmost Chile. PhD. Dissertation. University of Texas at Austin.
- Cunningham, W.D. 1993b. Strike-slip faults in the southernmost Andes and the development of the Patagonian orocline. Tectonics 12: 169-186.
- Cunningham, W.D. 1994. Uplifted ophiolitic rocks on Isla Gordon, southernmost Chile: implications for the closure history of the Rocas Verdes marginal basin and the tectonic evolution of the Beagle Channel region. Journal of South American Earth Sciences, 7: 135-147.
- Cunningham, W.D., 1995. Orogenesis at the southern tip of the Americas: the structural evolution of the Cordillera Darwin Metamorphic complex, southernmost Chile. Tectonophysics, 244: 197–229.
- Cunningham, W.D.; Klepeis, K.A.; Gose, W.A. & Dalziel, I.W.D. 1991. The Patagonian Orocline: New paleomagnetic data from the Andean magmatic arc in Tierra del Fuego, Chile. Journal of Geophysical Research, 96: 16061-16067.
- Cunningham, D.W.; Dalziel, I.A.W.; Tung-Yi, L. & Lawver, L.A. 1995. Southernmost South America-Antarctic Peninsula relative plate motions since 84 Ma: implications for the tectonic evolution of the Scotia Arc region. Journal of Geophysical Research, 100(B5): 8257-8266.
- Czamanske, G.K. & Wones, D.R. 1973. Oxidation during magmatic differentiation. Finnmarka Complex, Oslo area, Norway: Part two, The mafic silicates. Journal of Petrology, 14: 349-380.
- Dalziel, I.W.D. & Cortés, R. 1972. Tectonic style of the southernmost Andes and the Antarctandes. 24th International Geological Congress, 3: 316-327.
- Dalziel, I.W.D. & Elliot, D.H. 1973. The Scotia Arc and Antarctic margin. En Narin, A.E.M. & Stehli, F.G. (Eds.): The Ocean Basins and Margins. Plenum Publ. Corp. New York, pp. 171-246.
- Dalziel, I.W.D. 1981. Back-arc extension in the southern Andes: a review and critical reappraisal. Philosophical Transaction of the Royal Society of London, Series A, 300: 319-335.

- Dalziel, I.W.D. 1982. The early (pre-Middle Jurassic) history of the Scotia arc: a review and progress report. En Craddock, C. (Ed.): Antarctic Geoscience. University of Wisconsin, Madison, pp. 11-126.
- Dalziel, I.W.D. 1986. Collision and cordilleran orogenesis: an Andean perspective. En Coward, M.P. & Ries, A.C. (Eds.): Collision Tectonics. Geological Society Special Publication, London, 19: 389-404.
- Dalziel, I.W.D. & Forsythe, R.F. 1986. Andean evolution and the terrane concept. En Howell, D.G. (Ed.): Tectonostratigraphic Terranes of the Circum-Pacific Region. American Association of Petroleum Geologists, Houston, TX, pp. 565-581.
- Dalziel, I.W.D. & Brown, R.L. 1989. Tectonic denudation of the Darwin metamorphic core complex in the Andes of Tierra del Fuego, southernmost Chile. Implications for Cordilleran orogenesis. Geology, 17: 699–703.
- Datziel, I.W.D.; Klingfield, R.; Lowrie, W., Opdyke, N.D. 1973. Paleomagnetic data from the southernmost Andes and the Antarctandes. En Tarling, D.H. & Runcom, S.K. (Eds.): Implications of Continental Drift to the Earth Sciences, 1: 87-101. Academic Press, San Diego.
- Dalziel, I.W.D.; de Wit, M.F. y Palmer, K.F., 1974a. Fossil marginal basin in the southern Andes. Nature, 250: 291-294.
- Dalziel, I.W.D.; Caminos, R.; Palmer, K.F.; Nullo, F. & Casanova, R. 1974b. South extremity of Andes: Geology of Isla de los Estados, Argentine, Tierra del Fuego. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 58:2502-2512.
- Dalziel, I.W.D.; Dott, R.H. Jr.; Winn, R.D. & Bruhn, R.L. 1975. Tectonic relations of South Georgia Island to the southernmost Andes. GSA Bulletin, 86: 1034-1040.
- Datziel, I.W.D.; Lawver, L.A. y Murphy, J.B. 2000. Plumes, orogenesis and supercontinental fragmentation. Earth and Planetary Science Letters, 178: 1-11.
- Darwin, C. 1846. Geological observations on South America. Smith Elder and Company, 380 p. Londres.
- Davies, G. & Tredoux, M. 1985. Platinum-group elements and gold contents of the marginal rocks and sills of the Bushveld Complex. Economic Geology, 80: 838-848.
- Davies, J.H. & von Blanckenburg, F. 1995. Slab break-off: a model of lithospheric detachment and its test in the magmatism and deformation of collisional orogens. Earth and Planetary Science Letters, 129: 85-102.
- Davis, L.L.; Smith, D.; McDowell, F.W.; Walker, N.W. & Borg, L.E. 1996. Eocene potassic magmatism at Two Buttes, Colorado, with implications for Cenozoic tectonics and magma generation in the western United States. Geological Society of America Bulletin, 108(12): 1567-1579.
- Dawson, J.B. & Smith, J.V. 1973. Alkalic pyroxenite xenoliths from the Lashaine Volcano, Northern Tanzania. Journal of Petrology, 14: 113-131.
- De Agostini, 1913. I miei viaggi nella Terra del Fuoco. Cartografia Fili De Agostini, pp. 296. Torino.
- de La Roche, H. & Leterrier, J. 1973. Transposition du tétràedre minéralogique de Yoder et Tilley dans un diagramme chimique de classification des roches basaltiques. C. R. Acad. Sc. Paris 276, Serie D: 3115-3118.
- de La Roche, H.; Leterrier, J.; Grande Claude, P. & Marchal, M. 1980. A Classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagrams and major element analysis – its relationships and current nomenclature. Chemical Geology, 29: 183-210.
- de Wit, M.J. 1977. The evolution of the Scotia Arc as a key to the reconstruction of southwestern Gondwanaland. Tectonophysics, 37: 53-81.
- de Wit, M.J. & Stem, C.R. 1978. Pillow talk. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 4: 55-80.
- de Wit, M.J. & Stern, C.R. 1981. Variations in the degree of crustal extension during the formation of a back-arc basin. Tectonophysics, 72: 229-260.
- de Wit, M.J. & Ransome, I.G.D. 1992. Regional inversion tectonics along the southern margin of Gondwana. En de Wit, M.J. & Ransome, I.G.D. (Eds.): Inversion Tectonics of the Cape Fold Belts, Karoo and Cretaceous Basins of Southern Africa. Balkema, Rotterdam, 15-21.
- Debon, F. & Le Fort, P. 1988. A cationic classification of common plutonic rocks and their magmatic associations: principles, method, applications. Bulletin Minéralogie, 111: 493-510.
- Deer, W.A.; Howie, R.A. & Zussman, J. 1997a. Rock-Forming Minerals. Volume 2A: Singlechain Silicates. The Geological Society. 668 pp. Second Edition. London.

- Deer, W.A.; Howie, R.A. & Zussman, J. 1997b. Rock-Forming Minerals. Volume 2B: Doublechain Silicates. The Geological Society. 764 pp. Second Edition. London.
- Defant, M.J. & Drummond, M.S. 1990. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted oceanic lithosphere. Nature, 347: 662-665.
- DeMets, C.; Gordon, R.G.; Argus, D.F. & Stein, F. 1990. Current plate motions. Geophysics Journal International, 101: 425-478.
- DePaolo, D.J. 1981. Trace element and isotopic effects of combined wall rock assimilation and fractional crystallization. Earth and Planetary Science Letters, 53: 189-202.
- DePaolo, D.J. 1988. Neodymium isotope geochemistry. Minerals and Rocks. Springer Verlag, 20, 187 pp.
- Dickinson, W.R. 1975. Potash-Depth (K-h) relations in continental margin and intra-oceanic magmatic arcs. Geological Society of America Geology, 3: 53-56.
- Didier, J. & Barbarin, B. 1991. The different type of enclaves in granites Nomenclature. En Didier, J. & Barbarin, B. (Eds.): Enclaves and Granite Petrology. Developments in Petrology 13: 19-23. Elsevier.
- Dilek, Y., 2003. Ophiolite concept and its evolution. In Dilek, Y.; Newcomb, S. (Eds.): Ophiolite Complex an the Evolution of Geological Thought. Geological Society of America Special Paper, 373: 1-16.
- Diraison, M.; Cobbold, P.R.; Gapais, D.; Rossello, E.A. & Gutiérrez-Pleimling, A. 1997. Neogene tectonics within the Magellan basin. 6° Simposio Bolivariano, Memorias, 1: 1–14. Cartagena de Indías.
- Diraison, M.; Cobbold, P.R.; Gapais, D.; Rossello, E.A. & LeCorre, C. 2000. Cenozoic crustal thickening, wrenching and rifting in the foothills of the southernmost Andes. Tectonophysics, 316(1-2): 91-119.
- Doello Jurado, M. 1922. Note préliminaire sur les résultats géologiques de l'Expedition de l'Université de Buenos Ayres a la Terre du Feu (1921). Congrés Geologiqué International, Comtes Rendus de la XIII-me Session, Belgique. 3: 1519-1520.
- Dott, R.H.; Winn, R.D.; de Wit, M.J. & Bruhn L.R. 1977. Tectonic and sedimentary significance of Cretaceous Tekenika Beds of Tierra del Fuego. Nature, 266: 620-622.
- Dott, R.H. Jr.; Winn, R.D. Jr. & Smith, C.H.L. 1982. Relationship of Late Mesozoic and Early Cenozoic sedimentation to the tectonic evolution of the southernmost Andes and Scotia Arc. En Craddock, C. (Ed.): Antarctic Geoscience. University of Winsconsin Press, Madison, pp. 193-201.
- Drummond, M.S.; Defant, M.J. & Kepezhinskas, P.K. 1996. Petrogenesis of slab derived trondhjemite-tonalite-dacite/adakite magmas. Geological Society of America Special Paper, 315: 205-215.
- Eggleton, R.A. & Buseck, P.R. 1980. The orthoclase-microcline inversion: A high-resolution transmission electron microscope study and strain analysis. Contributions to Mineralogy and Petrology, 74: 123-133.
- Elsztein, C., 2004. Geología y evolución del Complejo Intrusivo de la Península Ushuaia, Tierra del Fuego. Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, 103 pp. (Inédito).
- Enami, M., Suzuki, K., Liou, J.G. & Bird, D.K. 1993. Al-Fe3b and F-OH substitutions in titanite and constrains on their P-T dependence. European Journal of Mineralogy, 5: 231-291.
- Escayola, M.; Acevedo, R.; González Guillot, M. y Pimentel, M. 2007. Preliminary results of Sm-Nd analisys of Yahgán and Lapataia Formations, their provenance. Tierra del Fuego, Argentina. GeoSur 2007: 54 (abstracts). Santiago de Chile.
- Féraud, G.; Alric, V.; Fornari, M.; Bertrand, H. & Haller, M. 1999. ⁴⁰An³⁹Ar dating of the Jurassic volcanic province of Patagonia: migrating magmatism related to Gondwana break-up and subduction. Earth and Planetary Science Letters, 172: 83–96.
- Fester, G.A. 1934. La cordillera de Alvear y el valle de Tierra Mayor. Revista Minera, 6: 49-64.
- Fester, G.A. 1935. Observaciones de la Cordillera Fueguina. Anales de la Sociedad Científica Argentina, 119. Buenos Aires.
- Fildani, A. & Hessler, A.M. 2005. Stratigraphic record across a retroarc basin inversion: Rocas Verdes-Magallanes Basin, Patagonian Andes, Chile. Geological Society of America Bulletin, 117 (11-12): 1596-1614.
- Fitton, J.G. & Upton, G.J. 1987. Introduction. En Fitton, J.G. & Upton, G.J. (Eds.): Alkaline Igneous Rocks. Geological Society Special Publication Nº 30. Blackwell Scientific Publications.

- Flores, M.A. 1961. Surface geology of the west flank, Austral Basin. Pan American Arg. Oil Co. Rep. Nº 112. Buenos Aires.
- Forsyth, D.W. 1975. Fault plane solutions and tectonics of the South Atlantic and Scotia Sea. Journal of Geophysical Research, 80: 1429-1443.
- Forsythe, R. & Mpodozis, C. 1979. El archipiélago Madre de Dios, Patagonia Occidental, Magallanes. Rasgos generales de la estratigrafia y estructura del basamento pre Jurásico superior. Revista Geológica de Chile, 7: 13–29.
- Fossa Mancini, E.; Feruglio, E. & Yussen de Campana, J. 1938. Una reunión de geólogos de YPF y el problema de la terminología estratigráfica. Bol. Inf. Petrol., 171: 31-95. Buenos Aires.
- Frost, T.P. & Mahood, G.A. 1987. Field, chemical and physical constraints on mafic- felsic magma interaction in the Lamarck Granodiorite, Sierra Nevada, California. Geological Society of America Bulletin, 99: 272-291.
- Fuenzalida, R. & Covacevich, V.C. 1988. Volcanismo y bioestratigrafía del Jurásico superior y Cretácico inferior en la Cordillera Patagónica, Región de Magallanes, Chile. 5º Congreso Geológico Chileno, Actas 3: 159-183. Santiago.
- Furque, G. 1966. Algunos aspectos de la geologia de bahía Aguirre, Tierra del Fuego. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 21: 61-66.
- Furque, G. & Camacho, H. 1949. El Cretácico superior de la costa atlántica de Tierra del Fuego. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 4: 263-297.
- Gain, S.B. 1985. The geological setting of platiniferous UG-2 chromitite layer on the farm Maandagshoek, eastern Bushveld Complex. Economic Geology, 80: 925-943.
- Galeazzi, J.S. 1996. Cuenca de Malvinas. Geología y Recursos Naturales de la Plataforma Continental Argentina. En Ramos, V.A. & Turic, M.A. (Eds.): 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, vol. 15: 273-309.
- Galeazzi, J.S. 1998. Structural and stratigraphic evolution of the Western Malvinas basin, Argentina. Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists, 82: 596-636.
- Garuti, G.; Fershtater, G.; Bea, F.; Montero, P.; Pushkarev, E.V. & Zaccarini, F. 1997. Platinumgroup elements as petrological indicators in mafic-ultramafic complexes of the central and southern Urals: Preliminary results. Tectonophysics, 276: 181-194.
- Gealey, W.K. 1980. Ophiolite obduction mechanisms. En Panatioyou, A. (Ed.): Ophiolites, Proceedings International Ophiolite Symposium, Cyprus. Cyprus Geological Survey, Nicosia, 228-243.
- Ghidella, M.E.; Lawver, L.A. & Gahagan, L.M. 2004. Breakup of Gondwana and opening of the South Atlantic: reassessment based on magnetic anomalies. En Carcione, J.; Donda, F. & Lodolo, E. (Eds.): International Symposium on the Geology and Geophysics of the Southernmost Andes, the Scotia Arc and The Antarctic Peninsula (GeoSur). Buenos Aires, Argentina. Bolletino di Geofisica Teorica ed Applicata, 45(2): 56-59.
- Ghiglione, M.C. 2002. Diques clásticos asociados a deformación transcurrente en depósitos sinorogénicos del Mioceno Inferior de la Cuenca Austral. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 57(2): 103-118.
- Ghiglione, M.C. & Ramos, V.A. 2005. Progression of deformation and sedimentation in the southernmost Andes. Tectonophysics, 405: 25-46
- Ghiglione, M.C.; Aguirre-González, A. & Olivero, E.B. 2002. Frente deltaico mioceno de Tierra del Fuego: facies, geometría y control tectónico. 15º Congreso Geológico Argentino, Actas en CD: 1-6. El Calafate.
- Gibson, S.A.; Thompson, R.N.; Leat, P.T.; Morrison, M.A.; Hendry, G.L.; Dickin, A.P. & Mitchell, J.G. 1993. Ultrapotassic magmas along the flanks of the Oligo-Miocene Rio Grande rift, USA: monitors of the zone of lithospheric mantle extension and thinning beneath a continental rift. Journal of Petrology, 34: 187-228.
- Gill, J.B. 1970. Geochemistry of Viti Levu, Fiji, and its evolution as an island arc. Contributions to Mineralogy and Petrology, 27: 179-203.
- Gill, J.B. 1981. Orogenic andesites and plate tectonics. Springer-Verlag, Berlin, 358 pp.
- Goia, S. M. C. L. & Pimentel, M. 2000. The Sm-Nd isotopic method in the Geochronology Laboratory of the University of Brasilia. An. Academia Brasileira de Ciencias, 72: 219-245.
- Goldstein, S.L.; O'Nions, N.K. & Hamilton, P.J. 1984. A Sm-Nd study of atmospheric dusts and particles from major river systems. Earth and Planetary Science Letters, 70: 221-236.
- González Guillot, M.; Seraphim, G.; Acevedo, R.D.; Escayola, M.; Schalamuk, I. & Pimentel, M. 2005. El Plutón Dioritico Moat: una nueva manifestación del Batolito Patagónico Austral en

la provincia de Tierra del Fuego, Argentina. 16º Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 627-634. La Plata.

- González Guillot, M.; Biel Soria, C.; Acevedo, R.; Escayola, M. y Schalamuk, I. 2007a. Back-arc shoshonitic magmatism in the Fuegian Andes, Argentina. 23th International Applied Geochemistry Symposium (IAGS). Oviedo, Spain. Abstracts: 106.
- González Guillot, M.; Acevedo, R. & Escayola, M. 2007b. The monte Kranck pluton: a new evidence of magmatic activity in the Fuegian Andes of Argentina. GeoSur 2007: 67 (abstracts).
- González Guillot, M.; Acevedo, R.D. y Escayola, M. 2008a. Posibles mecanismos de subducción durante el Cretácico inferior bajo los Andes Fueguinos. Resumen 17 Congreso Geológico Argentino, Actas III: 1290-1291. S.S. Jujuy.
- González Guillot, M.; Escayola, M.; Acevedo, R. 2008b. Reconocimiento de dos suites magmáticas en la península Ushuaia, Argentina. Resumen 17 Congreso Geológico Argentino, Actas II: 843-844. S.S. Jujuy.
- González Guillot, M.; Escayola, M.; Acevedo, R.D.; Pimentel, M.; Seraphim, G.; Proenza, J. & Schalamuk, I. The Plutón Diorítico Moat: mildly alkaline shoshonitic magmatism in the Fuegian Andes of Argentina. Journal of South American Earth Sciences, en prensa.
- González Guillot, M.; Acevedo, R. y Escayola, M. El Gabro Rancho Lata: una nueva interpretación de la geología ignea en las cabeceras del rio Valdez, Tierra del Fuego, Argentina. En preparación.
- González, E. 1989. Hydrocarbon resources in the coastal zone of Chile. En Ericksen, G.E.; Cañas Pinochet, M.T. & Reinemund, J.A. (Eds.): Geology of the Andes and its Relation to Hydrocarbon and Mineral Resources, vol. 11. Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, pp. 383–404.
- Green, T. H. 1982. Anatexis of mafic crust and high pressure crystallization of andesite. En Thorpe, R. S. (Ed.): Andesites. New York. John Wiley, pp. 465-487.
- Groeneweg, W.J. & Beunk, F.F. 1992. The petrography and geochemistry of the King George Island Supergroup and the Admiralty Bay Group volcanics, South Shetland Islands. En López-Martinez (Ed.): Geología de la Antártida Occidental. Simposios Tomo 3. Tercer Congreso Geológico de España y Octavo Congreso Latinoamericano de Geología. Salamanca, España, pp. 43-60.
- Grunow, A.M. 1993a. Creation and destruction of Weddell Sea floor in the Jurassic. Geology, 21: 647-650.
- Grunow, A.M. 1993b. New paleomagnetic data from the Antarctic Peninsula and their tectonic implications. Journal of Geophysical Research, 98: 13815-13833.
- Grunow, A.M.; Kent, D.V. & Dalziel, I.W.D. 1991. New paleomagnetic data from Thruston Island: Implications for the tectonics of West Antarctica and Weddell Sea opening. Journal of Geophysical Research, 96: 17.935-17.954.
- Grunow, A.M.; Dalziel, I.W.D.; Harrison, T.M. & Heizler, M.T. 1992. Structural geology and geochronology of subduction complexes along the margin of Gondwanaland: new data from the Antarctic Peninsula and southermost Andes. GSA Bulletin, 104: 1497–1514.
- Gutscher, M.A.; Maury, R.C.; Eissen, J.P. & Bourdon, E. 2000. Can slab melting be caused by flat subduction? Geology, 28(6): 535-538.
- Haggerty, S.E. 1975. The chemistry and genesis of opaque minerals in kimberlites. Physical & Chemical Earth, 9: 295-307.
- Haggerty, S.E. 1976. Opaque mineral oxides in terrestrial igneous rocks. Mineralogical Society of America Short Course Notes 3: 101–300.
- Haggerty, S.E.; Hardie, R.B. 3rd & McMahon, B.M. 1979. The mineral chemistry of ilmenite nodule associations from the Monastery diatreme. En Boyd, F.R. & Meyer, H.O.A. (Eds.): The Mantle Sample: Inclusions in Kimberlites and Other Volcanics. Proceedings of the Second International Kimberlite Conference, Volume 2. American Geophysical Union, pp. 249-256.
- Hall, A. 1987. Igneous Petrology. Longman Scientific and Technical. 573 p.
- Halle, G.T. 1913. Some Mesozoic Plant-bearing deposits in Patagonia and Tierra del Fuego and their floras. Kungl. Svenska Vetensk. Akad, Handl., 51(3): 1-58. Upsala and Stockholm.
- Halpern, M. 1973. Regional geochronology of Chile south of 50° latitude. Geological Society of America Bulletin, 84: 2407–2422.
- Halpern, M. & Rex, D.C. 1972. Time of folding of the Yahgan Formation and age of the Tekenika beds, southern Chile, South America. Geological Society of America Bulletin, 83: 1881-1886.

- Hamlyn, P.R. & Keay, R.R. 1986. Sulfur saturation and second-stage melts: Application to the Bushveld platinum metal deposits. Economic Geology, 81: 1431-1445.
- Hammarstrom, J.M. & Zen, E-an. 1986. Aluminium in homblende: An empirical igneous geobarometer. American Mineralogist, 71: 1297-1313.
- Hanson, R.E. & Wilson, T.J. 1991. Submarine rhyolitic volcanism in a Jurassic proto-marginal basin; southern Andes, Chile and Argentina. En Harmon, R.S. & Rapela, C.W. (Eds.): Andean Magmatism and its tectonic setting. Geological Society of America, Special Paper, 265: 13-27.
- Hanson, R.E.; Miller, C.A.; Barton, M. & Mukasa, S.B. 1989. Cretaceous island-arc / marginal basin transitions in the southern Andes, peninsula Hardy, southernmost Chile. Geological Society of America, Abstracts with Programs, 21: 13-14.
- Harrington, H.J. 1943. Observaciones geológicas en la isla de los Estados. Museo Argentino de Ciencias Naturales, Anales de Geología, publicación 29. Buenos Aires.
- Harris, N.B.W.; Pearce, J.A. & Tindle, A.G. 1986. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. En Coward, M.P. & Reis, A.C. (Eds.): Collision Tectonics. Geological Society Special Publication, 19: 67-81.
- Harrison, C.G.A.; Barron, E.J. & Hay, W.W. 1979. Mesozoic evolution of the Antarctic Peninsula and the southern Andes. Geology, 7: 374-378.
- Haughton, D.R.; Roeder, P.L. & Skinner, B.J. 1974. Solubility of sulfur in mafic magmas. Economic Geology, 69: 451-462.
- Helz, R.T. 1973. Phase relations of basalts in their melting range at PH₂O = 5 kbar as a function of oxygen fugacity. Journal of Petrology, 14: 249-302.
- Helz, R.T. 1976. Phase relations of basalts in their melting range at P(H₂O) = 5 kb. 2: Melt compositions. Journal of Petrology, 17: 139-193.
- Helz, R.T. 1979. Alkali exchange between homblende and melt: a temperature-sensitive reaction. American Mineralogist, 64: 953-965.
- Hervé, F. 1992. Estado actual del conocimiento del metamorfismo y plutonismo en la península Antártica al Norte de los 65°S y el archipiélago de las Shetland del Sur: Revisión y Problemas. En López-Martínez (Ed.): Geología de la Antártida Occidental. Simposios Tomo 3. Tercer Congreso Geológico de España y Octavo Congreso Latinoamericano de Geología. Salamanca, España, pp. 19-31.
- Hervé, F.; Nelson, E. & Suárez, M. 1979. Edades radiométricas de granitoides y metamorfitas provenientes de Cordillera Darwin, XII Región, Chile. Revista Geológica de Chile, 7: 31-40.
- Hervé, F.; Nelson, E.; Kawashita, K. & Suárez, M. 1981. New isotopic ages and the timing of orogenic events in the Cordillera Darwin, southernmost Chilean Andes. Earth and Planetary Science Letters, 55(2): 257-265.
- Hervé, F.; Pankhurst, R.J.; Trouw, R.A.J.; Fanning, C.M.; Dzogolik, E.; Solari, M. & Suárez, M. 2003a. Geological observations at the western portion of the Scotia-South America plate boundary: Results of the "Penguin" 2003 cruise. 10° Congreso Geológico Chileno. Actas en CD. Concepción.
- Hervé, F.; Fanning, C.M. & Pankhurst, R.J. 2003b. Detrital zircon age patterns and provenance of the metamorphic complexes of southern Chile. Journal of South American Earth Sciences, 16: 107-123.
- Hervé, F.; Godoy, E.; Mpodozis, C. & Fanning, M. 2004. Monitoring magmatism of the Patagonian Batholith through the U-Pb SHRIMP dating of detrital zircons in sedimentary units of the Magallanes Basin. En Carcione, J.; Donda, F. & Lodolo, E. (Eds.): International Symposium on the Geology and Geophysics of the Southernmost Andes, the Scotia Arc and The Antarctic Peninsula (GeoSur). Buenos Aires, Argentina. Bolletino di Geofísica Teorica ed Applicata, 45(2): 113-117.
- Hervé, F.; Pankhurst, R.J.; Fanning, C.M. & Calderón, M. 2006. The South Patagonian batholith: 150 My of magmatism at a plate edge. Backbone of the Americas: Patagonia to Alaska. GSA Specialty Meetings. Abstracts with programs, No. 2: 119.
- Hervé, M. 1984. Rb-Sr and K-Ar geochronology of the Patagonian Batholith, south of the Beagle and Ballenero channels and west of Long. 68 degrees 00'. University of Texas at Dallas, Richardson, TX, United States, Master's thesis (1984), 53 pp.
- Hervé, M.; Suárez, M. & Puig, A. 1984. The Patagonian Batholith south of Tierra del Fuego, Chile. Timing and tectonic implications. Geological Society of London Bulletin, 141(5): 909-917.
- Heusser, C.J. 1989. Paleoindians and fire during the Quaternary in southern South America. Revista Chilena de Historia Natural, 67: 435-443.

- Hibbard, M.J., 1991. Textural anatomy of twelve magma-mixed granitoid systems. En Didier, J. & Barbarin, B. (Eds.): Enclaves and Granite Petrology. Developments in Petrology 13: 431-444. Elsevier.
- Hibbard, M.J. 1995. Petrography to petrogenesis. Prentice Hall, New Jersey, 587 pp.
- Hickey, R.L.; Frey, F.A.; Gerlach, D.C. & López-Escobar, L. 1986. Multiple sources of basaltic arc rocks from the southern volcanic zone of the Andes (34°-41°S): Trace element and isotopic evidence for contributions from subducted oceanic crust, mantle and continental crust. Journal of Geophysical Research, 91: 5963-5983.
- Hickey, R.L.; Moreno, H.; López-Escobar, L. & Frey, F.A. 1989. Geochemical variations in Andean basaltic and silicic lavas from Villarica-Lanin volcanic chain (39.5°S): An evaluation of source heterogeneity, fractional crystallization and crustal assimilation. Contributions to Mineralogy and Petrology, 103: 361-386.
- Hill, R.E.T. 1984. Experimental study of phase relations at 600°C in a portion of the Fe-Ni-Cu-S system and its application to natural assemblages. En Sulphide Deposits in Mafic and Ultramafic Rocks. Institute of Mining and Metallurgy, London, pp. 14-21.
- Hobbs, B.E.; Means, W.D. & Williams, P.F. 1981. Geología Estructural. Ediciones Omega S.A. Barcelona. 518 pp.
- Hoffstetter, R. 1957. Clay-slate Formation and Yahgán Formación. Lexique Stratigraphique International, 57(7): 71-72, 375-377. Paris.
- Hole, M.J. 1988. Post-subduction alkaline volcanism along the Antarctic Peninsula. Journal of the Geological Society, 145: 985-998.
- Hole, M.J.; Pankhurst, R.J. & Saunders, A.D. 1989. Geochemical evolution of the Antarctic Peninsula magmatic arc; The importance of mantle-crust interaction during granitoid genesis. En Thomson, M.R.A.; Crame, J.A. & Thomson, J.W. (Eds.): Geological evolution of Antarctica. Cambridge University Press.
- Hole, M.J.; Saunders, A.D.; Rogers, G. & Sykes, M.A. 1995. The relationship between alkaline magmatism, lithospheric extension and slab window formation along continental destructive plate margins. En Smellie, J.L. (Ed): Volcanism Associated with Extension at Consuming Plate Margins. Geological Society Special Publication, 81: 265-285.
- Holland, T. & Blundy, J. 1994. Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. Contributions to Mineralogy and Petrology, 116: 433-447.
- Hollister, L.S.; Grissom, G.C.; Peters, E.K.; Stowell, H.H. & Sisson, V.B. 1987. Confirmation of the empirical correlation of AI in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons. American Mineralogist, 72: 231-239.
- Holzheid, A.; Schmitz, M.D. & Grove, T.L. 2000. Textural equilibria of iron sulfide liquids in partly molten silicate aggregates and their relevance to core formation scenarios. Journal of Geophysical Research, 105 (B6): 13555-13567.
- Hudson, F. S. 1922. Geology of the Cuyamaca region of California. University of California Publications on Geological Sciences, 13: 175-252.
- Hyades, 1887. Mission Scientifique du Cap Horn. 1882-1883. T. IV Geologie. Paris.
- INFUETUR. 2003. Tierra del Fuego, bien Argentina. Donde nace la aventura. Instituto Fueguino de Turismo, 66 pp.
- Irvine, T.N. 1967. The Duke Island ultramafic complex, southeastern Alaska. En Wyllie, P.J. (Ed.): Ultramafic and related rocks: Zoned ultramafic intrusions. John Willet and Sons, Inc., pp. 84-97.
- Irvine, T.N. 1975. Crystallization sequences in the Muskox intrusion and other layered intrusions: 2. Origin of chromite layers and similar deposits of other magmatic ores. Geochimica et Cosmochimica Acta, 39: 991-1020.
- Irvine, T.N. & Baragar, W.R.A. 9171. A guide to chemical classification of the common rocks. Canadian Journal of Sciences, 8: 523-548.
- Isla, F. & Shnack, E. 1995. submerged moraines offshore northern Tierra del Fuego, Argentina. Quaternary of South America and Antarctic Peninsula, 9: 205-222.
- Iturraspe, R.J. & Schröeder, C. 1994. Clima del Canal de Beagle. CADIC, Ushuaia, 12 pp. (inédito).
- Iturraspe, R.; Sottini, R.; Schröeder, C. & Escobar, J. 1989. Hidrología y variables climáticas del territorio de Tierra del Fuego. Información Básica. CADIC, Contribución Científica 7. Ushuaia, Argentina.
- Jakeš, P. & White, A.J.R. 1969. Structure of the Melanesian arcs and correlation with distribution of magma types. Tectonophysics, 8: 223-236.

- Jakeš, P. & White, A.J.R. 1972. Major and trace elements abundances in volcanic rocks of orogenic areas. Geological Society of America Bulletin, 83: 29-40.
- James, E.W. & Henry, C.D. 1991. Compositional changes in Trans-Pecos Texas magmatism coincident with Cenozoic stress realignment. Journal of Geophysical Research, 96(B8): 13561-13575.
- Jarrard, R.D. 1986. Relations among subduction parameters. Reviews of Geophysics, 24(2): 217-284.
- Johnson, C.N. 1987. Geología de la precordillera al sur del Seno Almirantazgo, Tierra del Fuego [Taller de Título II]. Universidad de Chile, 74 p. Santiago.
- Johnson, M.C. & Rutherford, M.J. 1989. Experimental calibration of the aluminium-inhornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic rocks. Geology, 17: 837-841.
- Joplin, G.A. 1959. On the origin and occurrence of basic bodies associated with discordant batholiths. Geological Magazine, 96: 361-373.
- Joplin, G.A. 1968. The shoshonite association: a review. Journal of the Geological Society, Austria, 15: 275-294.
- Katz, H.R. 1962. Fracture patterns and structural history in the sub-Andean belt of southernmost Chile. Journal of Geology, 70(5): 595-603.
- Katz, H.R. 1963. Revision of Cretaceous stratigraphy in Patagonian Cordillera of Última Esperanza, Magallanes Province, Chile. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 47: 506-524.
- Katz, H.R. 1972. Plate tectonics and orogenic belts in the south-east Pacific. Nature, 237: 331-332.
- Katz, H.R., 1973. Contrasts in tectonic evolution of orogenic betts in the southwest Pacific. Journal of the Royal Society of New Zealand, 3: 333-362.
- Katz, H.R. & Watters, W.A. 1966. Geological investigations of the Yahgán Formation (Upper Mesozoic) and associated igneous of Navarino island, southern Chile. New Zealand Journal of Geology and Geophysics, 9(3): 323-359.
- Kay, S.M. 2002. Magmatic sources, tectonic setting and causes of Tertiary to Recent Patagonian plateau magmatism (36°S to 52°S latitude). 15° Congreso Geológico Argentino, El Calafate. Actas en CD, articulo 430.
- Kay, S.M.; Ramos, V.A.; Mpodozis, C. & Sruoga, P. 1989. Late Paleozoic to Jurassic silicic magmatism at the Gondwana margin: analogy to the Middle Proterozoic in North America? Geology, 17: 324-328.
- Kay, S.M.; Ramos, V.A. & Márquez, M. 1993. Evidence in cerro Pampa volcanic rocks for slabmelting prior to ridge-trench collision in southern South America. The Journal of Geology, 101: 703-714. University of Chicago.
- Kay, S.M.; Gorring, L.M. & Ramos, V.A. 1994. Magmas de arco, retroarco y fundidos de corteza oceánica asociados con la colisión de dorsales oceánicas en Patagonia. 7º Congreso Geológico Chileno, Actas 2: 1100-1104.
- Keith, S.B. 1978. Paleosubduction geometries inferred from Cretaceous and Tertiary magmatic patterns in southwestern North America. Geological Society of America Geology, 6: 516-521.
- Kelly, D.P. & Vaughan, D.J. 1983. Pyrrhotine-pentlandite ore textures: A mechanistic approach. Mineralogical Magazine, 47: 453-463.
- Kepezhinskas, P. & Defant, M.J. 2001. Nonchondritic Pt/Pd ratios in arc mantle xenoliths: Evidence for platinum enrichment in depleted island-arc mantle sources. Geology, 29(9): 851-854.
- Kimura, K.; Lewis, R.S. & Anders, E. 1974. Distribution of gold and rhenium between nickel-iron and silicate melts; implications for abundance of siderophile elements on the Earth and Moon. Geochimica et Cosmochimica Acta, 38: 683-701.
- King, E.C.; Livermore, R.A. & Storey, B.C. 1996. Weddell Sea tectonics and Gondwana breakup: an introduction. En Storey, B.C.; King, E.C. & Livermore, R.A. (Eds.): Weddell Sea tectonics and Gondwana break-up. Geological Society of London Special Publication, 108: 1-10.
- Kleer, G. 1934. Algunas rocas de Tierra del Fuego. Anales de la Sociedad Científica Argentina (Secc. Santa Fé), 126: 86-87.
- Klepeis, K.A. 1994a. 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.A., 1994b. The Magallanes and Deseado fault zones: Major segments of the South American-Scotia transform plate boundary in southernmost South America, Tierra del Fuego. Journal of Geophysical Research, 99(B11): 22,001-22,014.
- Klepeis, K.A. & Austin, J.A. 1997. Contrasting styles of superposed deformation in the southernmost Andes. Tectonics, 16(5): 755-776.
- Kohn, M.J.; Spear, F.S. & Dalziel, I.W.D. 1993. Metamorphic P-T paths from Cordillera Darwin, a core complex in Tierra del Fuego, Chile. Journal of Petrology, 34: 519-542.
- Kohn, M.J.; Spear, F.S.; Harrison, T.M. & Dalziel, I.W.D. 1995. 40Ar/39Ar geochronology and P-T-t paths from the Cordillera Darwin metamorphic complex, Tierra del Fuego, Chile. Journal of Metamorphic Geology, 13: 251-270.
- Kostyuk, E.A. & Sobolev, V.S. 1969. Paragenetic types of calciferous amphibole of metamorphic rocks. Lithos, 2: 67-82.
- Kraemer, P.E. 1998. Structure of the Patagonian Andes. Regional balanced cross section at 50°S.L. Argentina. International Geology Review, 40: 896–915.
- Kraemer, P.E. 2003. Orogenic shortening and the origin of the Patagonian orocline (56°S.Lat). Journal of South American Earth Sciences, 15: 731-748.
- Kranck, E.H. 1932. Geological investigations in the Cordillera of Tierra del Fuego. Acta Geographica, 4(2): pp. 231. Helsinki.
- Krauskpof, K.B. & Bird, D.K. 1995. Introduction to Geochemistry. WCB McGrow-Hill, 3rd Edition.
- Kress, V.C. & Carmichael, I.S.E. 1991. The compressibilite of silicate liquids containing Fe₂O₃ and the effect of composition, temperature, oxygen fugacity and pressure on their redox states. Contributions to Mineralogy and Petrology, 108: 82-92.
- Kretz, R. 1982. Transfer and exchange equilibria in a portion of the pyroxene quadrilateral as deduced from natural and experimental data. Geochimica et Ccosmochimica Acta, 46: 411-421.
- Kretz, R. 1983. Symbols for rock-forming minerals. American Mineralogist, 68: 277-279.
- Kuehner, S.M.; Edgar, A.D. & Arima, M. 1981. Petrogenesis of the ultrapotassic rocks from the Leucite Hills, Wyoming. American Mineralogist, 66: 663-677.
- Kullerud, G.; Yund, R.A. & Moh, G.H. 1969. Phase relations in the Cu-Fe-S, Cu-Ni-S and Fe-Ni-S systems. Economic Geology Monograph, 4: 323-343.
- Kushiro, I. 1960. Si-Al relations in clinopyroxenes from igneous rocks. American Journal of Science, 258: 548-554.
- Kyle J.J. 1890. El platino nativo de la Tierra del Fuego. Anales de la Sociedad Científica Argentina, Tomo XXIX, 51-53. Buenos Aires.
- Lameyre, J. 1987. Granites and evolution of the crust. Revista Brasileira de Geociências, 17(4): 349-359.
- Lameyre, J. & Bowden, P. 1982. Plutonic rock type series: discrimination of various granitoids series and related rocks. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 14: 169-186.
- Lameyre, J. & Bonin, B. 1991. Granites in the main plutonic series. En: Didier, J. & Barbarin, B. (Eds.): Enclaves and Granite Petrology. Developments in Petrology 13: 3-17. Elsevier.
- Lara, L.; Rodríguez, C.; Moreno, H. & Pérez de Acre, C. 2001. Geocronologia K-Ar del volcanismo plioceno superior – pleistoceno de los Andes del Sur (39-42°S). Revista Geológica de Chile, 28(1): 67-90.
- Larsen, E.S.; Hurlbut, Jr., C.S.; Buie, B.F. & Burgess, C.H. 1941. Igneous rocks of the Highwood Mountains, Montana. Part VI. Mineralogy. Geological society of America Bulletin, 52: 1841-1856.
- Lawson, A.C. 1903. The orbicular gabbro at Dehesa, San Diego county, California. University of California Publications on Geological Sciences, 3(17). 383-396.
- Lawver, L.A.; Sclater, J.G. & Meinke, L. 1985. Mesozoic and Cenozoic reconstructions of the south Atlantic. Tectonophysics, 114: 233-255.
- Lawver, L.A.; Gahagan, L.M. & Coffin, M.F. 1992. The developments of paleoseaways around Antarctica. En Kennett, J.P. & Warnke, D. (Eds.): The Antarctic Paleoenvironment: A Perspective on Global Change. Antarctic Research Series, 56: 7-30. Washington D.C.
- Le Maitre, R.W. (Ed.); Bateman, P.; Dudek, A.; Keller, J.; Lameyre, J.; Le Bas, M.J.; Sabine, P.A.; Schmid, R.; Sørensen, H.; Streckeisen, A.; Wolley, A.R. & Zanettin, B. 1989. A classification of igneous rocks and glossary of terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcomission on the Systematics of Igneous Rocks. Blackwell Scientific Publications. 193 pp.

- Leake, B.E. 1965. The relationship between tetrahedral aluminium and the maximum possible octehedral aluminuim in natural calciferous and subcalciferous amphiboles. American Mineralogist, 50: 843-851.
- Leake, B.E., Woolley, A.R., Arps, C.E.S., Birch, W.D., Gilbert, M.C., Grice, J.D., Hawthome, F.C., Kato, A., Kisch, H.J., Krivovichev, V.G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J.A., Maresch, W.V., Nickel, E.H., Rock, N.M.S., Schumacher, J.C., Smith, D.C., Stephenson, N.C.N., Ungaretti, L., Whittaker, E.J.W. & Youzhi, G. 1997. Nomenclature of amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. The Canadian Mineralogist, 35: 219– 246.
- Lefevre, C. 1973. Les caractères magmatiques du volcanisme plio-quaternaire des Andes dans le sud du Perú. Contributions to Mineralogy and Petrology, 41: 259-272.
- Leterrier, J.; Maury, R.C.; Thonon, P.; Girard, D. & Marchal, M. 1982. Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleovolcanic series. Earth and Planetary Science Letters, 59: 139-154.
- Li, C. & Naldrett, A.J. 1993. High chlorine alteration minerals and calcium-rich brines in fluid inclusions from the Strathcona deep copper zone, Sudbury, Ontario. Economic Geology, 88: 1780-1796.
- Li, C. & Naldrett, A.J. 1999. The geology and petrology of the Voisey's Bay intrusion: Reaction of olivine with trapped sulfide and silicate liquids. Lithos, 47: 1-31.
- Li, C.; Naldrett, A.J. & Ripley, E.M. 2001. Critical factors for the formation of a Ni-Cu deposit: Lessons from a comparison of the Pants Lake and Voisey's Bay deposits, Labrador. Mineralium Deposita, 36: 85-92.
- Liégeois, J.P. & Black, R. 1987. Alkaline magmatism subsequent to collision in the Pan-African belt of the Adrar des Iforas (Mali). En Fitton, J.G. & Upton, B.G.J. (Eds.): Alkaline Igneous Rocks. Geological Society Special Publication, 30: 381-401. Blackwell Scientific Publications.
- Liégeois, J.P.; Navez, J.; Hertogen, J. & Black, R. 1998. Contrasting origin of post-collisional high-K calc-alkaline and shoshonitic versus alkaline and peralkaline granitoids, the use of sliding normalization. Lithos, 45: 1-28.
- Lindsley, D.H. 1983. Pyroxene thermometry. American Mineralogist, 68: 477-493.
- Lindsley, D. H. & Andersen, D.J. 1983. A two-pyroxene thermometer. Proceedings of the 13th Lunar and Planetary Science Conference, Part 2. Journal of Geophysical Research, 88, Supplement, A887-A906.
- Lissenberg, C.J.; Zagorevski, A.; McNicoll, V.J.; van Staal, C.R. & Whalen, J.B. 2005. Assemblage of the Anniepsquotch accretionary tract, southwest Newfoundland: Age and geodynamic constraints from syn-kinematic intrusions. The Journal of Geology, 113: 553-570.
- Litvak, V.D. 1999. Interpretación aeromagnética preliminar de la Cordillera Fueguina, Provincia de Tierra del Fuego. En Foro Interdisciplinario de Estudiantes Excelentes, Premio Presidencia de la Nación, 225-238 (Presidencia de la Nación). Buenos Aires.
- Livermore, R.; Eagles, G.; Morris, P. & Nankivell, A. 2004. South America-Antarctica plate motion and tectonics of the southernmost Andes, Scotia Sea and Antarctic Peninsula. En Carcione, J.; Donda, F. & Lodolo, E. (Eds.): International Symposium on the Geology and Geophysics of the Southernmost Andes, the Scotia Arc and The Antarctic Peninsula (GeoSur). Buenos Aires, Argentina. Bolletino di Geofisica Teorica ed Applicata, 45(2): 66-68.
- Llambias, E.J. 2003. Geología de los cuerpos igneos. Asociación Geológica Argentina, Serie B, Didáctica y Complementaria Nº 27. Instituto Superior de Correlación Geológica, Serie Correlación Geológica Nº 15, 182 pp.
- Lock, B.E. 1980. Flat-plate subduction and the Cape Fold Belt of South Africa. Geology, 8: 35-39.
- Lodolo, E. & Schreider, A.A. 2004. Spreading regime and tectonics in the westernmost Scotia Sea. En Carcione, J., Donda, F., Lodolo, E. (Eds.): International Symposium on the Geology and Geophysics of the Southernmost Andes, the Scotia Arc and The Antarctic Peninsula (GeoSur). Buenos Aires, Argentina. Bolletino di Geofisica Teorica ed Applicata, 45(2): 69-71.
- Lodolo, E.; Tassone, A.; Menichetti, M.; Coren, F.; Sterzai, P. 2000. Deciphering the morphostructure of the Tierra del Fuego region from remote-sensing and geophysical data. EGS XXV, Neotectonic deformation of the Antarctic plate Symp. Nice, 25-29/4. Actas.

- Lodolo, E.; Menichetti, M.; Tassone, A. & Sterzai, P. 2002. Morphostructure of the centraleastern Tierra del Fuego Island from geological data and remote-sensing images. European Geophysical Society, Stephan Mullen Special Publication Series, 2: 1-16.
- Lodolo, E.; Menichetti, M.; Bartole, R. Ben-Avraham, Z.; Tassone, A. & Lippai, H. 2003. Magallanes-Fagnano continental transform fault (Tierra del Fuego, southernmost South America). Tectonics, 22(6): 1076, doi: 10.1029/2003TC001500.
- López, J.P. & Bellos, L.I. 2006. Texturas y Estructuras de las Rocas Igneas: Significado Petrológico e Implicancias en las Condiciones de Formación de las Rocas. Miscelánea INSUGEO, 15: 58 pp.
- López Moro, F.J. & López Plaza, M. 2001. La asociación monzonítica del Domo Anatéctico del Tormes: geoquímica y petrogénesis. Estudios Geológicos, 57: 99-113.
- Lorand, J.P. 1990. Are spinel lherzolite xenoliths representative of the abundance of sulfur in the upper mantle? Geochimica et Cosmochimica. Acta, 54: 1487-1492.
- Lovisato, D. 1883. Apuntes geológicos sobre la Isla de los Estados. En Bove, E. (Ed.): Expedición Austral Argentina. Instituto Geográfico Argentino, pp. 47-53.
- Maaloe, S. & Wyllie, P.J. 1975. Water content of a granitic magma deduced from the sequence of crystallization determined experimentally with water undersaturated conditions. Contributions to Mineralogy and Petrology, 52: 175-191.
- MacDonald, G.A. 1968. Composition and origin of Hawaiian lavas. En Coats, R.R.; Hay, R.L. & Anderson, C.A. (Eds.): Studies in volcanology: a memoir in honour of Howel Williams. Gological Society of America Memoirs, 116: 477-522.
- Mahon, K.I.T.; Harrison, M. & Drew, D.A. 1988. Ascent of a granitoid diapir in a temperature varying medium. Journal of Geophysical Research, 93: 1174 1188.
- Maier, W.D.; Barnes, S.J. & Waal, S.A. 1998, Exploration for magmatic Ni-Cu-PGE sulphide deposits: A review of recent advances in the use of geochemical tools, and their application to some South African ores. South African Journal of Geology, 101: 237-253.
- Makovicky, M.; Makovicky, E. & Rose-Hansen, J. 1986. Experimental studies on the solubility and distribution of platinum group elements in base metal sulphides in platinum deposits. En Gallagher, M.J.; Ixer, R.A.; Neary, C.R. & Prichard, H.M. (Eds.): Metallogeny of Basic -Ultrabasic Rocks. Institute of Miming and Metallurgy, London, pp. 415-425.
- Marenssi, S.A.; Reguero, M.A.; Santillana, S.N. & Vizcano, S.F. 1994. Eocene land mammals from Seymour Island, Antarctica: Palaeobiogeographical implications. Antarctic Science, 6: 3–15.
- Martin, M.; Pankhurst, R.J.; Fanning, C.M.; Thompson, S.M.; Calderón, M. & Hervé, F. 2001. Age and distribution of plutons across the Southern Patagonian Batholith: New U-Pb data on zircons. South American symposium on Isotope Geology. Sociedad Geológica de Chile, Santiago. Extended Abstracts (CD): 585-588.
- Martin, H.; Smithies, R.H.; Rapp, R.; Moyen, J.-F. & Champion, D. 2005. An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution. Lithos, 79: 1-24.
- Martinioni, D.R. 1997. Cretaceous-Paleogene surface stratigraphy of the Austral Basin in the southernmost Andes: new evidences from the central Tierra del Fuego, Argentina. Gaea Heidelbergensis, 3: 231-232.
- Martinioni, D.R.; Olivero, E.B. & Palamarczuk, S. 1998. Conglomerados del Paleógeno en Tierra del Fuego: Evidencias de discordancia entre el Cretácico superior (Paleoceno) y el Eoceno de la Cuenca Austral. En Casadio, S. (ed.): Paleógeno de América del sur y de la Península Antártica. Asociación Paleontológica Argentina, Publicación Especial, 5: 129-136.
- Martinioni, D.R., Linares, E. & Acevedo, R.D. 1999a. Significado de la edad isotópica de diques básicos intruidos en la Formación Beauvoir (Cretácico temprano) Tierra del Fuego, Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina 54(1): 88-91.
- Martinioni, D.R.; Olivero, E.B. & Palamarczuk, S. 1999b. Estratigrafía y discordancias del Cretácico superior-Paleoceno en la región central de Tierra del Fuego. 1º Simposio Paleógeno de América del Sur, Ciudad Autónoma de Buenos Aires, pp. 7-16.
- Mason, G.H. 1985. The mineralogy and textures of the Coastal Batholith, Perú. En Pitcher, W.S.; Atherton, M.P.; Cobbing, E.J. & Beckinsale, R.D. (Eds.): Magmatism at a Plate Edge: Ther Peruvian Andes. Blackie & Son Ltd., Glasgow. 156-166 pp.
- Massone, M. 1987. Los cazadores paleoindios de Tres Arroyos (Tierra del Fuego). Anales del Instituto de la Patagonia, Series Ciencias Sociales 17: 47-60. Punta Arenas, Chile.

- Massone, M.; Prieto, A.; Jackson, D. & Arroyo, M. 1998. Los cazadores tempranos y el fuego: nuevos antecedentes del sitio Tres Arroyos 1. 4º Jornadas de Arqueología de la Patagonia, Resumen 22. Río Gallegos.
- Maury, R.C. 1976. Contamination (par l'encaissant et les enclaves) et cristallisation fractionée de séries volcaniques alcalines, continentales (Massif Central Français) et océaniques (Pacifique Central): l'origine des laves acides. Thèse d'Etat, Univ. Paris XI, Orsay: 454 pp.
- Maury, R.C.; Sajona, F.G.; Pubellier, M.; Bellon, H. & Defant, M. 1996. Fusion de la croute oceanique dans les zones de subduction/collision recentes: l'exemple de Mindanao, Philippines. Bull. Soc. Geol. Fr., 167: 579–595.
- Mavrogenes, J.A. & O'Neill, H.St.C. 1999. The relative effects of pressure, temperature and oxygen fugacity on the solubility of sulfide in mafic magmas. Geochimica et Cosmochimica Acta, 63 (7-8): 1173-1180.
- McCourt, W.J. 1978. Geochemistry of the Coastal Batholith of Peru. Ph.D. Thesis, University of Liverpool.
- McCulloch, R.; Clapperton, C.H.; Rabassa, J. & Currant, A. 1997. The natural setting. The glacial and post-glacial envoronmental history of Fuego-Patagonia. En McEwan, C.; Borrero, L. & Prieto, A. (Eds.): Patagonia: Natural History, Prehistory and Ethnography at the Uttermost End of the Earth. British Museum, pp. 12-31.
- McDonough, W.F. & Sun, S. 1995. The composition of the Earth. Chemical Geology, 120: 223-253.
- McInnes, B.I.A.; McBride, J.S.; Evans, N.J.; Lambert, D.D. & Andrew, A.S. 1999. Osmium isotope constraints on ore metal recycling in subduction zones. Science, 286: 512-516.
- McKenzie, D.P. 1985. The extraction of magma from the crust and the mantle. Earth and Planetary Science Letters, 74: 81-91.
- McKenzie, D.P. & Bickle, M.J. 1988. The volume and composition of melt generated by extension of the lithosphere. Journal of Petrology, 29: 625-679.
- Meglioli, A. 1992. Glacial geology of southernmost Patagonia, the strait of Magellan and northern Tierra del Fuego. Ph.D. Dissertation. Lehigh University, Bethlehem, USA, pp. 216. Inédito.
- Meglioli, A.; Evenson, E.; Zeitler, P. & Rabassa, J. 1990. Cronología absoluta y relativa de los depósitos glaciarios de Tierra del Fuego, Argentina y Chile. 11º Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 457-460.
- Menichetti, M., Lodolo, E., Tassone, A., Geletti, R. 2001a. Neotectonics at the continental transform boundary of the South America-Scotia plates: the Magellanes-Fagnano fault system. Terra Antartica Publ. "Antarctic Neotectonic" Workshop, Siena p.55.
- Menichetti, M., Lodolo, E., Tassone, A., Geletti, R. 2001b. Tectonics at the continental transform boundary of the South America-Scotia plates: the Magallanes-Fagnano fault system. 3° Congr. Fed. Italiana de Cs. de la Tierra. 5-8/9: 156-157. Chieti, Italia.
- Menichetti, M.; Tassone, A.; Peroni, J.I.; González Guillot, M. y Cerredo, M.E. 2007. Assetto strutturale, petrografia e geofisica della Bahía Ushuaia Argentina. Rendiconti della Società Geologica Italiana, 4: 259-262.
- Merzbacher, C. & Eggler, D.H. 1984. A magmatic geohygrometer: Application to Mount St. Helens and other dacitic magmas. Geology, 12: 587-590.
- Middlemost, E. A. K. 1994. Naming materials in magma/igneous rock system. Earth Science Reviews, 37: 215-224.
- Miller, C.A.; Barton, M.; Hanson, R.E. & Fleming, T.H. 1994. An Early Cretaceous volcanic arc / marginal basin transition zone, Peninsula Hardy, southernmost Chile. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 63(1-2): 33-58.
- Miller, C.F.; Watson, E.B. & Harrison, T.M. 1988. Perspectives on the source, segregation and transport of granitoid magmas. Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences, 79: 135–156.
- Mingramm, A.R.G. 1982. Evolution scheme of Fuegian Andes along Los Cerros Pla. Hardy section. Shell, Holanda.
- Mitchell, R.H. & Keays, R.R. 1981. Abundance and distribution of gold, palladium and iridium in some spinel and garnet lherzolites. Implications for the nature and origin of precious metal-rich intergranular components in the upper mantle. Geochimica et Cosmochimica Acta, 45: 2425-2442.
- Miyashiro, A. 1978. Nature of alkalic volcanic rock series. Contributions to Mineralogy and Petrology, 66: 91-104.

- Molnar, P.; Freedman, D. & Shih, J.S.F. 1979. Lengths of intermediate and deep seismic zones and temperatures in downgoing slabs of lithosphere. Journal of the Royal Astronomical Society, 56: 41-54.
- Moore, D. 1983. Flora de Tierra del Fuego. Nelson, Oswestry, 396 pp.
- Morgan, J.W.; Wanderless, G.A. Petrie, R.K. & Irving, A.J. 1981. Composition of the earth's upper mantle, I. Siderophile trace elements in ultramafic nodules. Tectonophysics, 75: 47-67.
- Morimoto, N. 1989. Nomenclature of pyroxenes. Canadian Mineralogist, 27: 143-156.
- Morrison, G.W. 1980. Characteristics and tectonics of the shoshonite rock association. Lithos, 13: 97-108.
- Morse, S.A. 1969. Alkali feldspars with water at 5 kbar pressure. Journal of Petrology, 11: 221-253.
- Morse, S.A. 1980. Kiglapait mineralogy II: Fe-Ti oxide minerals and the activities of oxygen and silica. Journal of Petrology, 21: 685-719.
- Mpodozis, C. & Ramos, V.A. 1990. The Andes of Chile and Argentina. En Ericksen, G.E.; Cañas Inochet, M.T. & Reinemud, J.A. (Eds.): Geology of the Andes and its relation to Hydrocarbon and Mineral Resources. Circumpacific Council for Energy and Mineral Resources. Earth Sciences Series, 11: 59-90.
- Mukasa, S.B. & Dalziel, I.W.D. 1996. Southernmost Andes and South Georgia Island, North Scotia Ridge: Zircon U–Pb and muscovite 40Ar/39Ar age constraints on tectonic evolution of Southwestern Gondwanaland. Journal of South American Earth Sciences, 9: 349–365.
- Mullan, H.S. & Bussell, M.A. 1977. The basic rock series in batholitic associations. Geological Magazine, 114: 265-280.
- Naldrett, A.J. 1969. A portion of the system Fe-S-O between 900 and 1080°C and its application to sulfide ore magmas. Journal of Petrology, 10: 171-202.
- Naldrett, A.J. 1981. Nickel sulfide deposits: classification, composition and genesis. En Skinner, V. (Ed.): Seventy-Fifth Anniversary Volume. Economic Geology and Bulletin of the Society of economic Geologists, pp. 628-685.
- Naldrett, A.J. 1989. Magmatic deposits associated with mafic rocks. En Whitney, J.A. & Naldrett, A.J. (Eds.): Ore associated with magmas. Society of Economic Geologists. Review in Economic Geology, 4: 1-4.
- Naldrett, A.J. 1997 Key factors in the genesis of Norill'sk, Sudbury, Jinchuan, Voisey's Bay and other world-class Ni-Cu-PGE deposits: implications for exploration. Australian Journal of Earth Sciences, 44: 283.315.
- Naldrett, A.J. 2004. Magmatic Sulfide Deposits: Geology, Geochemistry and Exploration. Springer Verlag, 728 pp.
- Naldrett, A.J. & MacDonald, A.J. 1980. Tectonic settings of some Ni-sulfide ores: their importance in genesis and exploration. En: The continental crust and its Mineral Deposits. Geological Association of Canada, Special Paper, 20: 633-657.
- Naldrett, A. J. & von Gruenewaldt, G. 1989. Association of PGE with chromitite in the layered intrusions and ophiolite complexes. Economic Geology, 84(1): 180-187.
- Natland, M.L.; González, E.; Cañón, A. & Ernst, M. 1974. A system of stages for correlation of Magallanes Basin sediments. Geological Society of America Memoirs, 139, pp. 126.
- Nelson, D.R. 1992. Isotopic characteristics of potassic rocks: evidence for the involvement of subducted sediments in magma genesis. Lithos, 28: 403-420.
- Nelson, E.P. 1982. Post-tectonic uplift of the Cordillera Darwin Orogenic Core Complex: evidence for fission track geochronology and closing temperature-time relationships. Journal of the Geological Society, 139: 755-761.
- Nelson, E.P.; Dalziel, I.W.D. & Milnes, A.G. 1980. Structural geology of the Cordillera Darwin collision-style orogenesis in the southernmost Chilean Andes. Eclogae Geologicae Helvetiae, 73-3: 727-751.
- Nelson, E.; Bruce, B.; Elthon, D.; Kammer, D. & Weaver, S. 1988. Regional lithologic variations in the Patagonian Batholith. Journal of South American Earth Sciences, 1(3): 239-247.
- Nickel, E.H. & Mandarino, J.A. 1987. Procedures involving the IMA Commission on New Minerals and Mineral Names, and guidelines on mineral nomenclature. Canadian Mineralogist, 25: 353-377.
- Nicolas, A. 1990. Las montañas bajo el mar. Expansión de los océanos y tectónica de placas. Springer-Verlag Ibérica, Barcelona (traducción, 1995), 200 pp.
- Nimis, P. 1995. A clinopyroxene geobarometer for basaltic systems based on crystal-structure modelling. Contributions to Mineralogy and Petrology, 121: 115-125.

- Nixon, G.T.; Hammack, J.L.; Ash, C.H.; Cabri, L.J.; Case, G.; Connelly, J.N.; Heaman, L.M.; La Flamme, J.H.G.; Nuttall, C.; Paterson, W.P.E. & Wong, R.H. 1997. Geology and platinumgroup mineralization of Alaskan-type ultramafic-mafic complexes in British Columbia: British Columbia British Columbia Ministry of Employment and Investment Bulletin, 93, 142 pp.
- Nordenskjöld, O. 1897. Notes on Tierra del Fuego. An account of the Swedish expedition of 1895-1897. Scottish Geographical Magazine, 8: pp. 393. Edinburgh.
- Nordenskjöld, O. 1905. Die krystallinischen Gesteine der Magellansländer. Svenska expeditionen till Magellansländerna, 1(6): 175-240. Estocolmo.
- Núñez, S. 1994. El Archipiélago de Tierra del Fuego. Monografia. Departamento de Climatología, Servicio Meteorológico Nacional, 22 pp. Buenos Aires.
- O'Nions, R. K.; Hamilton, P. J. & Evenson, N. M., 1977. Variations in ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd and ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr in oceanic basalts. Earth and Planetary Science Letters, 34: 13-22.
- Olivero, E.B., 1997. Jurassic-Paleogene stratigraphy and basin evolution of the Eastern Andes of Tierra del Fuego. Gaea Heidelbergensis, 3: 258.
- Olivero, E.B. 2002. Petrografia sedimentaria de sistemas turbidíticos del Cretácico-Paleógeno, andes Fueguinos: Procedencia, volcanismo y deformación. 15º Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 611-612. El Calafate.
- Olivero, E. & Martinioni, D. 1996a. Sedimentología de las Formaciones Lemaire y Yahgán (Jurásico-Cretácico) en Tierra del Fuego. 13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 2: 45-59.
- Olivero, E. & Martinioni, D. 1996b. Late Albian inoceramid bivalves from the Andes of Tierra del Fuego. Age implications for the closure of the Cretaceous marginal basin. Journal of Paleontology, 70: 272-274.
- Olivero, E.B. & Malumián, N. 1999. Eocene stratigraphy of southeastern Tierra del Fuego Island, Argentina. Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists, 83: 295-313.
- Olivero, E. & Martinioni, D. 2001. A review of the geology of the Argentinian Fuegian Andes. Journal of South American Earth Sciences, 14: 175-188.
- Olivero, E. & Malumián, N. 2007. Mesozoic-Cenozoic stratigraphy of the Fuegian Andes, Argentina. Geologica Acta, 6(1): 5-18.
- Olivero, E.B.; Gasparini, Z.; Rinaldi, C.A. & Scasso, R.A. 1991. First record of dinosaurs from Antarctica (Upper Cretaceous, James Ross Island): Palaeogeographical implications. En Thomson, M.R.A.; Crame, J.A. & Thomson, J.W. (Eds.): Geological Evolution of Antarctica. Cambridge University Press. Inglaterra.
- Olivero, E.B.; Acevedo, R.D. & Martinioni, D.R. 1997. Geología del Mesozoico de bahía Ensenada, Tierra del Fuego. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 52(2): 169-179.
- Olivero, E.; Martinioni, D.; Malumián, N. & Palamarczuk, S. 1999. Bosquejo geológico de la Isla Grande de Tierra del Fuego, Argentina. 14º Congreso Geológico Argentino, 1: 291-294. Salta.
- Olivero, E.; Malumián, N. & Martinioni, D. Mapa Geológico de la Isla Grande de Tierra del Fuego e Isla de los Estados, República Argentina. Escala 1:400000. Servicio Geológico Minero Argentino. En prensa.
- Orquera, L. & Piana. E. 1998. Imiwaia I: un sitio de canoeros del sexto milenio AP en la costa norte del Canal Beagle. 4º Jornadas de Arqueología de la Patagonia, Resumen 21. Rio Gallegos.
- Orquera, L. & Piana. E. 1999. Arqueología de la región del Canal Beagle (Tierra del Fuego, República Argentina). Publicaciones de la Sociedad Argentina de Antropología, 146 pp. Buenos Aires.
- Orquera, L.A.; Sala, A.E.; Piana, E.L. y Tapia, A.H. 1977. Lancha Packewaia. Arqueología de los Canales Fueguinos. Ed. Huemul. Bs. As.
- Pagel, M. & Leterrier, J. 1980. The subalkaline potassic magmatism of the Ballons massif (Southern Vosges, France): shoshonitic affinity. Lithos, 13: 1-10.
- Pankhurst, R.J. 1982. Rb-Sr geochronology of Graham Land. Journal of the Geological Society of London, 139: 701-711.
- Pankhurst, R.J. 1983. Rb-Sr constraints of the ages of basement rocks of the Antarctic Peninsula. En Oliver, R.L.; James, P.R. & Jago, J.B. (Eds.): Antarctic Earth Science. Australian Academy of Science, pp. 367-371. Canberra.
- Pankhurst, R.J. & Rapela, C.W. 1995. Production of Jurassic rhyolite by anatexis of the lower crust of Patagonia. Earth and Planetary Science Letters, 134: 23-26.

- Pankhurst, R.J.; Leat, P.T.; Sruoga, P.; Rapela, C.W.; Marquez, M.; Storey, B.C. & Riley, T.R. 1998. The Chon Aike province of Patagonia and related rocks in West Antarctica: A silicic large igneous province. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 81: 113-136.
- Pankhurst, R.J.; Weaver, S.D.; Hervé, F. & Larrondo, P. 1999. Mesozoic-Cenozoic evolution of the North Patagonian Batholith in Aysén, southern Chile. Journal of the Geological Society, London, 156: 673-694.
- Pankhurst, R.J.; Riley, T.R.; Fanning, C.M. & Kelley, S.P., 2000. Episodic silicic volcanism in Patagonia and the Antarctic Peninsula: chronology of magmatism associated with the break-up of Gondwana. Journal of Petrology, 41(5): 605-625.
- Pattison, D.R.M. & Tracy, R.J. 1991. Phase equilibria and thermobarometry of metapelites. En Kerrick, D.M. (Ed.): Contact Metamorphism. Reviews in Mineralogy 26. Mineralogical Society of America, pp. 105-206.
- Pelayo, A.M. & Wiens, D.A. 1989. Seismotectonics and relative plate motion in the Scotia Sea region. Journal of Geophysical Research, 94: 7293-7320.
- Peroni, J. 2006. Anomalía magnética en Bahía Ushuaia (Tierra del Fuego). Estudio Geofísico de la continuidad de las unidades geológicas en subsuelo. Trabajo final de Licenciatura. Dpto. de Geologia. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires, 90 pp. Inédito.
- Peroni, J.; Tassone, A.; Lippai, H.; Menichetti, M.; Lodolo, E. & Vilas, J.F. 2007. Geophysical modeling of the Kranck pluton, Tierra del Fuego, Argentina. GeoSur 2007: 122 (abstracts).
- Petersen, C.S. 1949. Informe sobre los trabajos de relevamiento geológico efectuados en Tierra del Fuego entre 1945 y 1948. Dirección General de Industria y Minería, Bs. As. Inédito.
- Petersen, C.S. & Methol, E. 1948. Nota preliminar sobre los rasgos geológicos generales de la porción septentrional de Tierra del Fuego. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 3(4): 279-292.
- Petford, N. 1995. Segregation of tonalitic-trondhjemitic melts in the continental crust: The mantle connection. Journal of Geophysical Research, 100: 15735-15743.
- Petford, N.; Kerr, R.C. & Lister, J.R. 1993. Dike transport of granitoid magmas. Geology, 21: 845-848.
- Pirsson, L.V. 1905. The petrographic province of Central Montana. American Journal of Science, 170: 35-49.
- Pitcher, W.S. 1978. The anatomy of a batholith. President's anniversary address 1977. Journal of the Geological Society of London, 135: 157-182).
- Pitcher, W.S. 1986. Granites and yet more granites forty years on. Geological Rundschau, 76: 51-79.
- Pitcher, W.S. 1993. The nature and origin of granite. Chapman & Hall. London.
- Poli, S. & Schmidt, M.W. 1995. H2O transport and release in subduction zones: Experimental constraints on basaltic and andesitic systems. Journal of Geophysical Research 100(B11): 22299-22314.
- Polonia, A.; Brancolini, G.; Loreto, M.-F. & Torelli, L. 2001. The accretionary complex of southernmost Chile from the Strait of Magellan to the Drake passage. Terra Antarctica, 82(2): 87-98.
- Popper, J. 1887. Exploración de Tierra del Fuego. Boletín del Instituto Geográfico Argentino, 8: 74-93.
- Porter, Ch. 1990. Character and ages of Pleistocene drifts in a transect across the strait of Magellan. Quaternary of South America and Antarctic Peninsula, 7: 35-50.
- Quartino, B.; Acevedo, R. & Scalabrini Ortiz, J. 1987. Rocas eruptivas volcanógenas entre monte Olivia y paso Garibaldi, isla Grande de Tierra del Fuego. República Argentina. 10° Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 209-212. Tucumán.
- Quartino, B.J.; Acevedo, R. & Scalabrini Ortiz, J. 1989. Rocas eruptivas volcanógenas entre Monte Olivia y paso Garibaldi, isla Grande de Tierra del Fuego. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 44(1-4): 328-335.
- Quensel, P.D. 1910. Beitrag zur Geologie der patagonischen Cordillera. Geologische Rundschau, 1: 297-302.
- Quensel, P.D. 1912. Die Quartzporphyr und Porphyroidformation in Südpatagonien und Feuerland. Bull. Of the Geol. Inst. of Upsala, 2: 1-40.
- Rabassa, J.; Heusser, C. & Stuckenrath, R. 1986. New data on Holocene sea transgression in the Beagle channel, Tierra del Fuego, Argentina. Quaternary of South America & Antarctic Peninsula, 4: 291-309. Balkema Publishers, Rotterdam.

- Rabassa, J.; Heusser, C. & Rutter, N. 1989. Late Glacial and Holocene of Tierra del Fuego. Quaternary of South America & Antarctic Peninsula, 7: 327-351. Balkema Publishers, Rotterdam.
- Rabassa, J.; Serrat, D.; Marti, C. & Coronato, A. 1990. El Tardiglacial en el canal Beagle, tierra del Fuego, Argentina y Chile. 11º Congreso Geológico Argentino, Actas 1; 290-293.
- Rabassa, J.; Bujalesky, G.; Meglioli, A.; Coronato, A.; Gordillo, S.; Roig, C. & Salemme, M. 1992. The Quaternary of Tierra del Fuego, Argentina: the status of our knowledge. Sveriges Geologiska Undersokning Series Ca, 81: 249-25.
- Rabassa, J.; Coronato, A.; Roig, C.; Serrat, D. & Martínez, O. 1996a. Geología glacial de Bahía Sloggett, Tierra del Fuego, Argentina. 13º Congreso Geológico Argentino, Actas 4: pp. 329. Buenos Aires.
- Rabassa, J.; Coronato, A. & Roig, C. 1996b. The peat bogs of Tierra del Fuego, Argentina. En Lappalainen, E. (Ed.): Global Peat Resources. International Peat Society. Geological Survey of Finland, pp. 261-266.
- Rabassa, J.; Coronato, A.; Bujalesky, G.; Salemme, M.; Roig, C.; Meglioli, A.; Heusser, C.; Gordillo, S.; Roig, F.; Borromei, A. & Quattocchio, M. 2000. Quaternary of Tierra del Fuego, suthernmost South America: an updated review. Quaternary International, 68-71: 217-240.
- Ramberg, H. 1972. Theoretical Models of Density Stratification and Diapirism in the Earth. Journal of Geophysical Research, 77(5): 877-889.
- Ramdohr, P. 1980. The ore minerals and their intergrowths. Segunda edición. International Series in Earth Sciences, 1207 pp.
- Ramos, V.A. 1988. Tectonics of the Late Proterozoic-Early Paleozoic: a collisional history of southern South America. Episodes 11:168-174.
- Ramos, V.A. 1989a. Foothills structure in Northern Magallanes Basin, Argentina. American Association of Petroleum Geologists, 73: 887-903.
- Ramos, V.A. 1989b. Ciclos orogénicos y evolución tectónica. En Zappettini, E.O. (Ed.): Recursos Minerales de la Republica Argentina. Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35:29-49.
- Ramos, V.A. 1996. Evolución Tectónica de la Plataforma Continental. En Ramos, V.A. & Turic, M.A. (Eds.): Geología y Recursos Naturales de la Plataforma Continental Argentina. 13º Congreso Geológico Argentino, y 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio, p. 385-404. Buenos Aires.
- Ramos, V.A. & Kay, S.M. 1992. Southern Patagonian plateau basalts and deformation: backarc testimony of ridge collisions. Tectonophysics, 205: 261-282.
- Ramos, V.A.; Niemeyer, H.; Skarmeta, J. & Muñoz, J. 1982. Magmatic evolution of the Austral Patagonian Andes. En Cordani, H. & Linares, E. (Eds): Symposium on Magmatic Evolution of the Andes. Earth Sciences Reviews, 18: 411-443.
- Ramos, V.A.; Haller, M.J. & Butrón, F. 1986. Geología y Evolución tectónica de las Islas Barnevelt: Atlántico Sur. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 15: 137-154.
- Rapalini, A.E.; Lippai, H.; Tassone, A. y Cerredo, M.E. 2005. An AMS and paleomagnetic study across the Andes in Tierra del Fuego. VI International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG 2005, Barcelona), Extended Abstracts: 596-599.
- Regan, P.F. 1976. The genesis and emplacement of the mafic plutonic rocks of the coastal Andean batholith, Lima Province, Peru. Ph.D. Thesis, University of Liverpool.
- Regan, P.F. 1985. The early basic intrusions. En Pitcher, W.S.; Atherton, M.P.; Cobbing, E.J. & Beckinsale, R.D. (Eds.): Magmatism at a Plate Edge. The Peruvian Andes. Blackie Halsted, Glasgow, pp. 72-89.
- Rickwood, P.C. 1989. Boundary lines between petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements. Lithos, 22: 247-263.
- Riesco, M.; Stūwe, K.; Reche, J. & Martinez, F.J. 2004. Silica depleted melting of pelites: Petrogenetic grid and application to the Susqueda Aureole, Spain. Journal of Metamorphic Geology, 22: 475-494.
- Rollinson, H.R. 1993. Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation. Longman Scientific & Technical, England. 352 pp.
- Rossello, E.A. 2005. Kinematics of the Andean sinistral wrenching along the Fagnano-Magallanes fault zone (Argentina-Chile Fuegian foothills). 6th International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG), Barcelona. Extended Abstracts, pp. 623-626.
- Rubio, E.; Torné, M.; Vera, E. & Díaz, A. 2000. Crustal structure of the southernmost Chilean margin from seismic and gravity data. Tectonophysics, 323: 39-60.

- Salemme, M. & Miotti, L. 1999. The Late Pleistocene/Early Holocene transition in Patagonia (southern South America): the human colonization. 15° INQUA Congress, Abstracts, pp. 158. Durban.
- Salinas, R.; Muñoz, R.H.; Burgath, K.P. & Tistl, M. 1992. Mineralizaciones primarias de elementos del grupo del platino en el complejo ultramáfico zonado del Alto Condoto, Chocó, Colombia. Medellín. Instituto Nacional de Investigaciones en Geociencias, Minería y Química, INGEOMINAS, República de Colombia. Instituto Federal Para Geociencias y Recursos Naturales, BGR República Federal Alemana. Convenio Colombo-Alemán. 141 pp.
- Sato, H. 1977. Nickel content of basaltic magmas: identification of primary magmas and a measure of the degree of olivine fractionation. Lithos, 10: 113-120.
- Saunders, A.D.; Tarney, J.; Stern, C.R. & Dalziel, I.W.D. 1979. Geochemistry of Mesozoic marginal basin floor igneous rocks from southern Chile. GSA Bulletin, 90: 237-258.
- Schairer, J.F. & Bowen, N.L. 1947. The system anorthite-leucite-silica. Society Geological Finlande Bulletin, 20: 67-87.
- Schmidt, M. 1992. Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. Contributions to Mineralogy and Petrology, 110: 304-310.
- Schmidt, M.W. 1996. Experimental constraints on recycling of potassium from subducted oceanic crust. Science, 272:1927-1930.
- Schmidt, M.W. & Poli, S. 2004. Magmatic epidote. Reviews in Mineralogy and Petrology, 56: 399-430.
- Selverstone, J.; Wernicke, B.P. & Aliberti, E.A., 1992. Intra-continental subduction and hinged unroofing along the Salmon River suture zone, west-central Idaho. Tectonics, 11(1): 124-144.
- Servicio geológico Minero Argentino (SEGEMAR). 1998. Levantamiento geofisico aéreo, magnetometria área de Tierra del Fuego. Proyecto PASMA. Hojas 5569-II, 5566-I, 5566-II. Escala 1:250000.
- Shand, S.J. 1943. Eruptive Rocks. Their Genesis, Composition, Classification, and their Relation to Ore Deposits, with a chapter on Meteorites (revised second edition). Hafner Publishing Co., New York, 444pp.
- Shee, S.R. & Gurney, J.J. 1979. The mineralogy of xenoliths from Orapa, Botswana. En Boyd, F.R. & Meyer, H.O.A. (Eds.): The Mantle Sample: Inclusions in Kimberlites and Other Volcanics. Proceedings of the Second International Kimberlite Conference, Volume 2. American Geophysical Union, pp. 37-49.
- Shima, H. & Naldrett, A.J. 1975. Solubility of sulfur in an ultramafic melt and the relevance of the system Fe-S-O. Economic Geology, 70: 960-967.
- Skewes, M.A. & Stern, C.R. 1979. Petrology and geochemistry of alkali basalts and ultramafic inclusions from the Pali-Aike volcanic fields in southern Chile and the origin of the Patagonian plateau lavas. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 6: 3-25.
- Skotsberg, C. 1909. the Swedish Magallanic Expedition, 1907-1909. Preliminary report. The Geographical Journal, 409-421.
- Smalley Jr., R.; Kendrick, E.; Bevis, M.G.; Dalziel, I.W.D.; Taylor, F.; Lauría, E.; Barriga, R.; Casassa, G.; Olivero, E. & Piana, E. 2003. Geodetic determination of relative plate motion and crustal deformation across the Scotia-South America plate boundary in eastern Tierra del Fuego. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 4(9): 1-19.
- Smith, T.E.; Huang, C.H.; Walawender, M.J.; Cheung, P. & Wheeler, C. 1983. The gabbroic rocks of the Peninsular Ranges Batholith, southern California: Cumulate rocks associated with calc-alkalic basalts and andesites. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 18: 249-278.
- Snow, J.E. & Schmidt, G. 1998. Constraints on Earth accretion deduced from noble metals in the oceanic mantle. Nature, 391: 166-169.
- Soffia, J.M. 1988. Evaluación geológica y petrolera del sector sur de la provincia de Última Esperanza. Empresa Nacional del Petróleo, Magallanes, Chile, Internal Report 1.011.0252, pp. 89.
- Sorensen, S.S.; Grossman, J.N. & Perfit, M.R. 1997. Phengite-hosted LILE enrichment in eclogite and related rocks: implications for fluid-mediated mass transfer in subduction zones and arc magma genesis. Journal of Petrology, 38(1): 3-34.

- Sorhanet, G.; Agūero, R.; Danza, R.; Martinioni, D.; Fernández, J.; Rockich, J.; Gras, J.; Di Virgilio, M.; Wilder, J.; Fernández, E. & Oyarzún, M. 2004. Atlas. Provincia de Tierra del Fuego, Antártida e islas del Atlántico Sur. Subsecretaría de Planeamiento, 36 pp.
- Spandler, C.J.; Eggins, S.M.; Arculus, R.J. & Mavrogenes, J.A. 2000. Using melt inclusions to determine parent-magma compositions of layered intrusions: Application to the Greenhills Complex (New Zealand), a platinum group minerals-bearing, island-arc intrusion. Geology, 28: 991-994.
- Spear, F.S. 1981. An experimental study of homblende stability and compositional variability in amphibolite. American Journal of Science, 281: 697-734.
- Speer, J.A. 1984. Micas in igneous rocks. En Beiley, S.W. (Ed.): Micas. Reviews in Mineralogy, 13: 299-356.
- Stern, C.R. 1979. Open and closed system igneous fractionation within two Chilean ophiolites and their tectonic implications. Contributions to Mineralogy and Petrology, 68(3): 243-258.
- Stern, C.R. 1980. Geochemistry of Chilean ophiolites, evidence for the compositional evolution of the mantle source of back-arc basin basalts. Journal of Geophysical Research, 85(B2): 955-966.
- Stern, C.R. 1991. Isotopic composition of late Jurassic and early Cretaceous mafic igneous rocks from the southernmost Andes: implications for sub-Andean mantle. Revista Geológica de Chile, 18: 15-23.
- Stern, C.R. y Elthon, D., 1979. Vertical variations in the effect of hydrothermal metamorphism in Chilean ophiolites: their implications for ocean floor metamorphism. En Francheteau, J. (Ed.): Processes at mid-ocean ridges. Tectonophysics, 55(1-2): 179-213.
- Stern, C.R. & Kilian, R. 1996. Role of the subducted slab, mantle wedge and continental crust in the generation of adakites from the Andean Austral Volcanic Zone. Contributions to Mineralogy and Petrology, 123: 263–281.
- Stern, C.R. y De Wit, M.J. 2003. Rocas Verdes Ophiolites, southermost South –America: remnants of progressive stages of development of oceanic-type crust in a continental margin back-arc basin. En: Dilek, Y. & Robinson, P.T. (Eds.) 2003. Ophiolites in Earth History. Geological Society, London, Special Publications, 218: 665–683.
- Stern, C.R.; de Wit, M.J. y Lawrence, J.R., 1976. Igneous and metamorphic processes associated with the formation of the Chilean ophiolites and their implications for ocean floor metamorphism, seismic layering and magnetism. Journal of Geophysical Research, 81: 4370-4380.
- Stern, C.R.; Futa, K. & Muehlenbachs, K. 1984. Isotope and trace element data for orogenic andesites from the Austral Andes. En Harmon, R.S. & Barreiro, B.A. (Eds.): Andean Magmatism: Chemical and Isotopic constraints. Cambridge, Massachussets, Shiva Publishing, pp. 31-47.
- Stern, C.R.; Skewes, M.A.; Saul, S.L. & Futa, K. 1989. Garnet peridotite xenoliths of the Pali-Aike alkali basalts of southernmost South America. En Ross, J. (Ed.): Kimberlites and Related Rocks – Their Mantle and Crustal settings. Geological Society of Australia Special Publications, 14: 735-744.
- Stern, C.R.; Frey, F.A.; Futa, K.; Zartman, R.E.; Peng, Z. & Kyser, T.K. 1990. Trace-element and Sr, Nd, Pb and O isotopic composition of Pliocene and Quaternary alkali basalts of the Patagonian plateau lavas of the southernmost South America. Contributions to Mineralogy and Petrology, 104: 294-308.
- Stern, C.R.; Fuenzalida, R. & Mukasa, S.B. 1991a. Age of the Sarmiento ophiolite complex and the Rocas Verdes marginal basin, Magallanes, Chile. 6° Congreso Geológico Chileno, Actas 1: 241-243. Viña del Mar.
- Stern, C.R.; Mohseni, P.P. & Fuenzalida P., R. 1991b. Petrochemistry and tectonic significance of Lower Cretaceous Barros Arana Formation basalts, southernmost Chilean Andes. Journal of South American Earth Sciences, 4(4): 331-342.
- Stern, C.R.; Mukasa, S.B. y Fuenzalida, R. 1992. Age and petrogenesis of the Sarmiento ophiolite complex of southern Chile. Journal of South American Earth Sciences, 6(1-2): 97– 104.
- Stern, C,R.; Kilian, R.; Olker, B.; Huari, E.H. & Kyser, T.K. 1999. Evidence from mantle xenoliths for relatively thin (<100km) continental lithosphere below Phanerozoic crust of southernmost South America. Lithos, 48: 217-235.
- Stille, P.; Oberhansli, R. & Wenger-Schenk, K. 1989. Hf-Nd and trace element constraints on the genesis of alkaline and calc-alkaline lamprophyres. Earth and Planetary Science Letters, 96: 209-219.

Storey, B.C. 1995. The role of mantle plumes in continental break-up. Nature, 377: 301-308.

- Storey, B.C. & Mair, B.F. 1982. The composite floor of the Cretaceous back-arc basin of South Georgia. Journal of the Geological Society, London, 139: 729-737.
- Storey, B.C. & Tanner, P.W.G. 1982. Geochemistry of a Mesozoic island-arc and ocean-floor basalts from South Georgia. British Antarctic Survey Bulletin, 56: 7-24.
- Storey, B.C. & Alabaster, T. 1991. Tectonomagmatic controls on Gondwana break-up models: evidence from the proto-Pacific margin of Antarctica. Tectonics, 10: 1274-1288.
- Storey, B.C. & Kyle, P.R. 1997. An active mantle mechanism of Gondwana break-up. South African Journal of Geology, 100: 283-290.
- Storey, B.C.; Mair, B.F. & Bell, C.M. 1977. The occurrence of Mesozoic ocean floor and ancient continental crust on South Georgia. Geological Magazine, 114: 203-208.
- Storey, B.C.; Alabaster, T.; Hole, M.J.; Pankhurst, R.J. & Weaver, H.E. 1992. Role of subduction-plate forces during the initial stages of Gondwana break-up: evidence from the proto-Pacific margin of Antarctica. En Storey, B.C.; Alabaster, T. & Pankhurst, R.J. (Eds.): Magmatism and the Causes of Continental Break-Up. Geological Society Special Publication, 68: 149–163.
- Storey, B.C.; Leat, P.T. & Ferris, J.K. 2001. The location of mantle plume centers during the initial stages of Gondwana break-up. En Ernst, R. & Buchan, K.L. (Eds.): Mantle Plumes: Their Identification Through Time. Geological Society of America, Special Papers, 352: 71-80.
- Streckeisen, A. 1976. To each plutonic rock its proper name. Earths Science Reviews. International Magazine for Geo-Scientists, 12: 1-33. Amsterdam
- Suárez, M. 1976a. La cordillera Patagónnica, su división y relación con la Península Antártica. Anales del Instituto de la Patagonia, 7: 105-113.
- Suárez, M., 1976b. The geology of the southern Andes. Ph.D. Thesis. Univ. Birmingham, pp. 222. England.
- Suárez, M., 1977a. Aspectos geoquímicos del Complejo Ofiolítico Tortuga en la Cordillera Patagónica del sur de Chile. Revista Geológica de Chile, 4: 3-14.
- Suárez, M. 1977b. Notas geoquímicas preliminares del Batolito Patagónico al sur de Tierra del Fuego, Chile. Revista Geológica de Chile, 4:15-33.
- Suárez, M. 1978a. Geología del área al sur del Canal Beagle; región Magallanes y Antártica chilena. Carta Geológica de Chile 1:500.000. Instituto de Investigaciones Geológicas, Santiago de Chile, pp. 48. Chile.
- Suárez, M., 1978b. Estructuras de transposición en rocas de la Formación Yahgán, área del canal Beagle. Revista Geológica de Chile, 5: 55-58.
- Suárez, M., 1979. A late Mesozoic island arc in the southern Andes, Chile. Geological Magazine, 116 (3): 181-190.
- Suárez, M. & 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.; Puig, A.; Hervé, M.; Piraces, R. & Cepeda, A. 1979. Geología de la región al sur de los canales Beagle y Ballenero, Andes del Sur, Chile. Nota preliminar. 2º Congreso Geológico Chileno, Actas 2(4): j19-j28. Arica.
- Suárez, M.; Hervé, M.; Puig, A. y Uribe, P. 1982. El Complejo Plutónico Santa Rosa, Isla Navarino: emplazamiento sintectónico (y/o diapírico). III Congreso Geológico Chileno, F197-202.
- Suárez, M.; Hervé, M. y Puig, A., 1985a. Hoja Isla Hoste e islas adyacentes, XII Región. Carta Geológica de Chile 1:250.000, no. 65. Servicio Nacional de Geología y Mineria, 113 pp. Chile.
- Suárez, M.; Puig, A. y Hervé, M., 1985b. Depósitos de un abanico submarino de tras-arco del Mesozoico superior: Formación Yahgán, islas Hoste y Navarino. 4º Congreso Geológico Chileno, Actas 1: 535-545. Antofagasta.
- Suárez, M.; Hervé, M. & Puig, A. 1985c. Basic magmas in the early evolution of the southernmost Patagonian Batholith, Chile. Geologische Rundschau, 74(2): 337-342.
- Suárez, M.; Hervé, M. y Puig, A. 1985d. Plutonismo diapírico del Cretácico en Isla Navarino. IV Congreso Geológico Chileno, 4: 549-563. Antofagasta.
- Suárez, M.; Puig, A. & Hervé, M. 1986. K-Ar dates on granitoids from Archipiélago Cabo de Homos, southernmost Chile. Geological Magazine, 123(5): 581-584.
- Suárez, Manuel; Hervé, Miguel y Puig, Alvaro. 1987. Cretaceous diapiric plutonism in the southern cordillera, Chile. Geological Magazine, 124: 569-575.

- Swinden, H.S.; Jenner, G.A.; Kean, B.F. & Evans, D.T.W. 1989. Volcanic rock geochemistry as a guide for massive sulphide exploration in central Newfoundland: Current Research: Newfoundland Department of Energy and Mines, Geological Survey Report, 89-1: 201-219.
- Tamura, Y.; Tani, K.; Chang, Q.; Shukuno, H.; Kawabata, H.; Ishizuka, O. & Fiske, S. 2007. Wet and dry basalt magma evolution at Torishima volcano, Izu-Bonin arc, Japan: the possible role of phengite in the downgoing slab. Journal of Petrology, 48(10): 1999-2031.
- Tanner, P.W.G. & Rex, D.C. 1979. Timing of events in an Early Cretaceous island arc-marginal basin system on South Georgia. Geological Magazine, 116: 167-179.
- Tassone, A.; Lippai, H.; Lodolo, E.; Menichetti, M.; Hormaechea, J. & Rapalini, A. 2002. Estudio gravimétrico y magnetométrico aplicado a la evolución tectónica de la parte central de la Isla Grande de Tierra del Fuego. Argentina. Actas 15º Congreso Geológico Argentino, Actas 1(2): 280-284., El Calafate.
- Tassone, A.; Peroni, J.; Lippai, H.; Lodolo, E.; Vilas, F. y Rapalini, A. 2005. Anomalias magnéticas de las áreas del cerro Jeujepén y bahía Ushuaia. Tierra del Fuego. Argentina. 16 Congreso Geológico Argentino, Actas 5: 419-424. La Plata.
- Tatsumi, Y. 1989. Migration of fluid phases and genesis of basalt magmas in subduction zones. Journal of Geophysical Research, 94(B4): 4697-4707.
- Tatsumi, Y. & Eggins, S. 1995. Subduction Zone Magmatism. Blackwell, Cambridge, pp. 80-99.
- Taylor, H.P. Jr. 1967. The zoned ultramatic complexes of southeastern Alaska. En Wyllie, P.J. (Ed.): Ultramatic and related rocks: Zoned ultramatic intrusions. John Willet and Sons, Inc., pp. 97-121.
- Taylor, S.R. & McLennan, S.M. 1985. The Continental Crust: its Composition and Evolution. Blackwell, Boston, MA, 312 pp.
- Teruggi, M. E. y Leguizamón, M. A. 1989. Fábrica de rocas ígneas. Ediciones Argentinas, Serie Geociencias Nº2, 82 p.
- Thompson, R.N. & Fowler, M.B. 1986. Subduction-related shoshonitic and ultrapotassic magmas, a study of Siluro-Ordovician syenites from the Scottish Caledonides. Contributions to Mineralogy and Petrology, 94: 507-522.
- Thompson, R.N.; Leat, P.T.; Dickin, A.P.; Morrison, M.A.; Hendry, G.L. & Gibson, S.A. 1989. Strongly potassic mafic magmas from lithospheric mantle sources during continental extension and heating, evidence from Miocene minettes of northwest Colorado, USA. Earth and Planetary Science Letters, 98: 139-153.
- Tibaldi, A.M. & Otamendi, J.E. 2008. Mineralogía y termo-barometría de los complejos máficos Sol de Mayo y Suya Taco, Norte de las sierras de Comechingones, Córdoba. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 63(1): 117-130.
- Tisti, M. 1993. The fractionation of PGE in zoned ultramafic complexes: the Condoto complex, N.W. Colombia. En Fenoll Hach-Ali, P.; Torres-Ruiz, J. & Gervilla, F. (Eds.): Current Research in Geology Applied to Ore Deposits, Universidad de Granada, pp. 575-578.
- Tistl, M. 1994. Geochemistry of platinum-group elements of the zoned ultramafic Alto Condoto complex, northwest Colombia. Economic Geology, 89: 158-167.
- Tornos, F. 1997. Procesos de alteración y relleno hidrotermal sobre rocas silico-alumínicas. En: Melgarejo, J. C. (Ed.): Atlas de asociaciones minerales en lámina delgada. Barcelona, Universidad de Barcelona - Fundación Folch, 1076 pp.
- Torres Carbonell, P.J.; Olivero, E.B. & Dimieri, L.V. 2008. Control en la magnitud de desplazamiento de rumbo del Sistema Transformante Fagnano, Tierra del Fuego, Argentina. Revista Geológica de Chile, 35(1): 63-77.
- Tullis, J. & Yund, R.A. 1989. Hydrolytic weakening of quartz aggregates: The effects of water and pressure on recovery. Geophysical Research Letters, 16: 1343-1346.
- Turner, J.C.M. 1965. Estratigrafía de Aluminé y adyacencias (provincia del Neuquen). Revista de la Asociación Geológica Argentina, 20(2): 153-184.
- Tuttle, O.F. & Bowen, N.L. 1958. Origin of granite in the light of experimental studies in the system NaAlSi₃O₈-KalSi₃O₈-SiO₂-H₂O. Geological Society of America Memoir, 74.
- Uliana, M.A. & Biddle, K.T. 1987. Permian to late Cenozoic evolution of northern Patagonia: main tectonic events, magmatic activity and depositional trends. En McEnzie, G.D. (Ed.): Gondwana Six: Structure, Tectonics and Geophysics. American Geophysical Union, Geophysical Monograph, 40: 271-286.
- van Staal, C.R.; Whalen, J.B.; McNicoll, V.J.; Pehrsson, S.; Lissenberg, C.J.; Zagorevski, A.; van Breemen, O. & Jenner, G.A. 2007. The Notre Dame arc and the Taconic orogeny in Newfoundland. En Hatcher, R.D. Jr; Carlson, M.P.; McBride, J.H. & Martinez Catalan, J.R.

(Eds.): 4-D Framework of Continental Crust. Geological Society of America Memoir, 200: 511-552.

Vaughan, A.P.M. & Livermore, R.A. 2005. Episodicity of Mesozoic terrane accretion along Pacific margin of Gondwana: implications for superplume-plate interactions. En Vaughan, A.P.M.; Leat, P.T. & Pankhurst, R.J. (Eds.): Terrane Processes at the Margins of Gondwana. Geological Society, London, Special Publications, 246: 143-178.

- Verhoogen, J. 1962. Oxidation of iron-titanium oxides in igneous rocks. Journal of Geology, 79: 168-181.
- Vernon, R.H. 1990. Crystallisation and hybridism in microgranitoid enclave magmas, microstructural evidence. Journal of Geophysical Research, 95(B11): 17849-17859.
- Vernon, R.H. 1991. Interpretation of microstructures of microgranitoid enclaves. En Didier, J. & Barbarin, B. (Eds.): Enclaves and Granite Petrology. Developments in Petrology 13: 277-292. Elsevier.

Walker, R.G., 1978. Deep-water sandstone facies and ancient submarine fans: models for exploration for stratigraphic traps. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 62: 932-966.

- Weaver, S.G.; Bruce, R. & Nelson, E.P. 1988. Petrology and geochemistry of the Patagonian Batholith, 48°S, Chile. En Geological Society of America 1988 Centennial Celebration, Anonymous. Abstracts with Programs - Geological Society of America, 20(7): 72-73.
- Weaver, S.D.; Bradshaw, J.D. & Adams, C.R. 1989. Granitoids of the Ford Ranges, Marie Byrd Land, Antarctica. En Thomson, M.R.A.; Crame, J.A. & Thomson, J.W. (Eds.): Geological evolution of Antarctica. Cambridge University Press.
- Weaver, S.G.; Bruce, R.; Nelson, E.P., Brueckneer, H.K. & LeHuray, A.P., 1990. The Patagonian batholith at 48°S latitude, Chile: Geochemical and isotopic variations. En Kay, S.M. & Rapela, C. W. (Eds.): Plutonism from Antarctica to Alaska. Geological Society of America Special Paper 241. Boulder, Colorado, pp. 33-50.
- Weinberg, R.F. & Podladchikov, Y. 1994. Diapiric ascent of magmas through power-law crust and mantle. Journal of Geophysical Research, 99: 9543–9559.
- Wells, P.R.A. 1977. Pyroxene thermometry in simple and complex systems. Contributions to Mineralogy and Petrology, 62: 129-139.
- Wendlandt, R.F. 1982. Sulphur saturation of basalt and andesite melts at high pressures and temperatures. American Mineralogist, 57: 877-885.
- Whitford, D.J.; Nicholls, I.A. & Taylor, S.R. 1979. Spatial variations in the geochemistry of Quaternary lavas across the Sunda arc in Java and Bali. Contributions to Mineralogy and Petrology, 70: 341-356.
- Whitney, J.A. & Stormer, J.C. Jr. 1985. Mineralogy, petrology, and magmatic conditions from the Fish Canyon Tuff, central San Juan volcanic field, Colorado: Journal of Petrology, 26: 726-762.
- Wilkinson, J.F.G. & Le Maitre, R.W. 1987. Upper mantle amphiboles and micas and TiO₂, K₂O and P₂O₅ abundances and 100Mg/(Mg+Fe²⁺) ratios of common basalts and andesites: implications for modal mantle metasomatism and undepleted mantle compositions. Journal of Petrology, 28: 37-73.
- Wilson, M. 1989. Igneous Petrogenesis. Unwin Hyman, London. 466 pp.
- Wilson, T.J. 1991. Transition from back-arc to foreland basin development in the southernmost Andes: stratigraphic record from the Ultima Esperanza District, Chile. GSA Bulletin, 103: 98-111.
- Winn, R.D., 1978. Upper Mesozoic flysch of Tierra del Fuego and South Georgia Island: a sedimentologic approach to lithosphere plate restoration. Geological Society of America Bulletin, 89(4): 533-547.
- Winn, R.D. Jr. & Dott, R.H. Jr. 1978. Submarine-fan turbidities and resedimented conglomerates in a Mesozoic arc-rear marginal basin in southern South America. En Stanley, D.J. & Kelling, G. (Eds.): Sedimentation in Submarine Canyons, Fans and Trenches. Dowden, Hutchinson and Ross, Stroudsberg, Pennsylvania, pp. 362-373.
- Winslow, M.A. 1980. Mesozoic and Cenozoic tectonics of the fold and thrust belt in southernmost South America and stratigraphic history of the cordilleran margin of the Magallanes basin. PhD. Thesis dissertation, Columbia University. New York.
- Winslow, M.A. 1981. Mechanisms for basement shortening in the Andean foreland fold belt of southern South America. En McClay, K.R. & Price, N.J. (Eds.): Thrust and Nappe Tectonics. Geological Society of London Special Publication, 9: 513-528.

- Winslow, M.A. 1982. The structural evolution of the Magallanes Basin and neotectonics in the southernmost Andes. En Craddock, C. (Ed.): Antarctic Geoscience. University of Wisconsin, Madison, pp. 143-154.
- Wones, D.R. 1989. Significance of the assemblage titanite + magnetite + quartz in granitic rocks. American Mineralogist, 74:744-749.
- Wones, D.R. y Eugster, H.P. 1965. Stability of biotite: experiment, theory, and application. The American Mineralogist, 50: 1228-1272.
- Woodburne, M.O. & Zinsmeister, W.J. 1984. The first land mammal from Antarctica and its biogeographic implications. Journal of Paleontology, 58: 913-948.
- Yagupsky, D.; Tassone, A.; Lodolo, E.; Menichetti, M. & Vilas, J.F. 2004. Seismic imaging of the Magallanes-Fagnano Fault System (Tierra del Fuego region). En Carcione, J., Donda, F., Lodolo, E. (Eds.): International Symposium on the Geology and Geophysics of the Southermost Andes, the Scotia Arc and The Antarctic Peninsula (GeoSur). Buenos Aires, Argentina. Bolletino di Geofisica Teorica ed Applicata, 45(2): 47-49.
- Yoder, H.S. & Tilley, C.E. 1962. Origin of basalt magmas: an experimental study of natural and synthetic rock systems. Journal of Petrology, 3: 342-532.
- Yoder, H.S. Jr, Stewart, D.B. & Smith, J.R. 1957. Ternary feldspars. Carnegie Institute Geophysical Laboratory Yearbook, 56: 206-214.
- Yrigoyen, M.R. 1962. Evolución de la exploración petrolera en Tierra del Fuego. Revista Petrotecnia, 12: 28-38.
- Zack, T. & Brumm, R. 1998. Ilmenite/liquid partition coefficients of 26 trace elements determined through ilmenite/clinopyroxene partitioning in gamet pyroxene. En Gurney, J.J., Gurney, J.L., Pascoe, M.D. & Richardson, S.H. (Eds.): 7th International Kimberlite Conference. Red Roof Design, Cape Town. pp. 986-988.
- Zappettini, E.; Villar, L.; Segal, S.; Celeda, A.; Romano, A. & Acevedo, D. 2004. Origen del platino de tierra del fuego: evidencias geológicas. En Carcione, J.; Donda, F. & Lodolo, E. (Eds.): International Symposium on the Geology and Geophysics of the Southernmost Andes, the Scotia Arc and Antarctic Peninsula (GeoSur). Buenos Aires, Argentina. Bolletino di Geofisica Teorica ed Aplicata, 45(2): 129-132.

MAURICIO GONTALEZ GUILLOI

B. Sotialumok

ANEXO 1

Abreviaturas utilizadas en este trabajo

A continuación se listan las abreviaturas usadas más frecuentemente en el texto, y que aparecen en reiteradas ocasiones a lo largo de todos los capítulos. Las mismas se ordenan alfabéticamente. Para los nombres de minerales se han empleado las abreviaturas de Kretz (1983), y no se incluyen en esta lista.

Todos aquellos nombres o abreviaturas que aparecen en letra cursiva corresponden a denominaciones surgidas durante el desarrollo de esta Tesis.

AFC	Cristalización fraccionada y asimilación (assimilation and fractional
	crystalization)
BC	Batolito de la Costa de Perú
BP	Batolito Patagónico (incluye al Austral y Nordpatagónico)
BPA	Batolito Patagónico Austral
CG	Complejo de Gabros
CRS	Complejo de Rocas Shoshoníticas
FC	Cristalización fraccionada (fractional crystalization)
GPCB	Grupo Plutónico Canal Beagle
GPSAN	Grupo Plutónico Seno Año Nuevo
HFSE	High field strength elements (elementos de alto potencial iónico)
HREE	Heavy rare earth elements (elementos de las tierras raras pesadas)
HU	Homblendita Ushuaia
IMK	Intrusivo del Monte Kranck
LILE	Large ion litophile elements (elementos de alto radio iónico)
LREE	Light rare earth elements (elementos de las tierras raras livianas)
МСВ	Monzonita Cuarzosa Beauvoir
MJJ	Monzonita Jeu-Jepén
MPF	Magmatismo Potásico Fueguino
NSR	Nord Scotia Ridge
PDM	Plutón Diorítico Moat
SAM	Placa Sudamericana
SCO	Placa de Scotia
SFMF	Sistema de Fallas Magallanes-Fagnano
SPU	Suite de la Península Ushuaia
THE	Provincia de Tierra del Europe, Astértido e Jales del Atléstico Sur

TdF Provincia de Tierra del Fuego, Antártida e Islas del Atlántico Sur

ANEXO 2

Tabla A2-2.	Análisis q	uimico de	eldesi	pato - PC	ž											i	l	
Label	CM7 - moi	nzogabro							ſ				CM19 - pir	oxenita h	librida			
Point	4	45	4 6	47	48	4 8	22	51	8	57	8	8	8	21	ห	ន	24	28
	₫	₫	kts	đ	сts	kfs	æ	kfs	đ	ፚ	ē	kfs	2	Δ	₫	ē	ā	ā
Textura	euh	erh	inst	euh	inst	inst	euh	inst	euh	euh	euh	inst	g	g	g	g	g	ጀ
sdo									۹.	O								
SiO2	54,80	48,55	64,39	54,20	65,84	64,87	48,41	64,39	54,38	54,55	53,61	64,41	55,86	56,42	56,62	56 ,18	56,75	5 5,93
TiO2	0,0	0,0	0,0	0,01	0,02	0,02	0,0	00'0	0,02	0,0	0,01	0,03	0,00	0,01	0,02	0 ,01	0, 02	0,01
A203	28,30	32,23	18,60	28,72	18,57	18,15	32,53	18,06	28,39	28,19	27,64	18,56	28,64	27,30	27,30	2 6,94	26,86	26,58
Fe203	0,31	0,27	0,08	0,20	0,17	0,07	0,22	0,13	0,35	0,25	1,39	0,18	0,12	0,21	0,16	0,13	0,14	0,22
OBM	0,01	0'0	0 [.] 0	0,0	0,0	0,01	0,02	0,02	0,0	0,01	0,07	00'0	00'0	0,01	0,0	0,02	0,00	0,02
CaO	11,06	15,68	0,07	11,44	0,03	9,0	15,62	0,04	11,10	10,96	10,09	0,08	9,48	9,53	9,51	9,63	9, 18	9,61
Na2O	5,43	2,84	1,37	4,87	1,20	1,05	2,68	0,82	5,15	4,84	5,01	1,29	5,89	6,18	6,17	5,53	6,09	5,78
K20	0,15	0,05	14,31	0,19	14,42	14,29	0,05	14,43	0,16	0,22	0,34	14,27	0,15	0,19	0,19	0,19	0,17	0,18
Sum Ox%	100,06	99,64	98,80	99,64	100.26	98,50	89,5 3	97,89	9 9'28	99,01	98, 16	98,82	98,14	99,85	9 9'98	98 ,62	99,22	9 8,29
Fómula est	nctural																	
Si	2,47	2,23	2,99	2,46	3,01	3,02	2,23	3,01	2,47	2,48	2,47	2,99	2,56	2,54	2,55	2,55	2,57	2,58
Ĩ	0,00	0'0	0 0	0,00	0,0	0,0	0,00	00'0	00'0	0,00	0,00	00'0	0,00	0'0	0,00	0,00	00'0	00'0
A/A IV	1,51	1,75	1,02	1,53	1,00	66'0	1,76	1,00	1,52	1,51	1,50	1,02	1 4	1,45	1,45	1,4	1,43	1,43
A ا	0,0	0'0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,00	00'0	00'0	0,00	0'0	0,00	0'0	0'0	0,0	0'0	0 0	00'0
Fe3+	0,01	0,01	0,0	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,05	0,01	0'0	0,01	0,01	00'0	0, 01	0,01
БМ	0,0	0,00	0,00	00'0	0,0	0,00	0,00	00'0	00'0	00'0	0,01	00'0	0,00	0,0	0,0	00'0	0 ,0	00'0
S	0,54	0,77	0,0	0,56	0,0	0,00	0,77	00'0	0,54	0,53	0,50	00'0	0,47	0,46	0,46	0,47	0,44	0,47
Na	0,48	0,25	0,12	0,43	0,11	0,10	0,24	0,07	0,45	0,43	0,45	0,12	0,52	0,54	0,54	0,49	0,53	0,51
×	0,01	0,00	0,85	0,01	0,84	0,85	00'0	0,86	0,01	0,01	0,02	0,85	0,01	0,01	0,01	0,01	0, 01	0,01
Sum Cat	5,01	5,02	4,99	4,99	4,96	4,96	5,01	4,95	5,00	4,98	4,99	4,98	4,99	5,01	5,00	4,97	4, 99	4,89
Ł	46,63	24,62	12,64	43,00	11,22	10,03	23,60	7,92	45,19	43,84	46,34	12,07	52,47	53,41	53,44	50,38	54,00	51,45
Ā	52,54	75,07	0,38	55,89	0,13	0,24	76,11	0,20	53,85	54,84	51,60	0,40	46,66	45,52	45,48	48,47	45,00	47,46
ō	0,82	0,31	86,98	1,11	88,65	89,74	0,29	91,88	0,95	1,31	2,06	87,53	0,87	1,07	1,08	1,15	0,99	1,08
Referencias	: pl- plagic	oclasa, kf	s- feldes	pato alce	llino, euh	- euhedra	l-subhed	ral, de ci	istalizaci	ón tempr	ana (ch c	ristal ch	ico), inst-	crecimie	nto inter	sticial,		
b-borde, c-	centro, pc	+ poiquilit	tico, alt p	ol- alterac	ión de pl	agioclasa	, pert- pe	irtita Los	análisis I	narcados	s en color	. corresp	onden a	un solo c	ristal			
CMZ5 di: dir	tue sınma	gmatico (jabnco e	en nomdi	endita.													

Tablas A2-2 a A2-15. Química mineral en base a microsonda electrónica.

Tabla A2-2 . /	Viálisis q	juímico (del feides	ipato - PC	DM. Con	tinuación.												
Label		Ĺ	CM25 di		Γ	CM36 - si	enita											
Point	37	8	104	105	107	30	306	307	308	308	310	311	314	363	315	316	98 0 9	370
	đ	kfs	Z	₫	ā	2	kfs	ā	kfs	Z	ā	kfs	kfs	₫	ā	a	kfs	ā
Textura	hue	inst	euh	hue	euh	ЧЛӨ	inst	euh	alt pl	ЧЛ	pert	pert	inst	euh	euh	hue	inst	he
obs														م	I	Ø		م
SiO2	56,26	65,19	48,31	46,68	47.34	62,93	63,72	63,26	65,39	63,71	68,23	63,00	64,63	68,26	62,80	63,47	63,72	64,83
T102	0 ,0	0,04	0,04	0,01	00'0	0,01	0,02	0,04	0,03	0,01	0,02	0,01	0,00	0,0	0,01	0,00	0,02	0
A203	27,22	18,42	31,41	32,87	32,61	22,32	18,85	23,03	18,77	22,99	20,34	17,78	18,08	19,54	22,37	22,24	18, 14	21,58
Fe203	0,26	0,12	0,49	0,21	0,31	0,14	0,81	0,18	60 00	0,27	0,17	0,0	0,12	0,19	0,26	0,20	0,02	0,10
OBM	0,0	0,01	0,02	0,02	00'0	0,00	8'0	00'0	0'0	0,0	00'0	0,02	0,0	0,01	0,01	0,0	0,0	0,02
CaO	11,04	0,00	14,98	16,23	16,01	4,08	0,24	4,35	0,03	4,31	0,86	0'03	0,02	0,19	4,18	3,78	0,0	2,80
Na2O	4,60	0,79	3,03	2,13	2,36	9,05	10,77	00' 8	5,78	8,97	10,84	0,38	0,51	11,44	8,88	8,14	0,24	9,54
K20	0,16	14,21	0,06	0,03	0,05	0,32	6 ,90	0,25	14,40	0,41	0.22	15,49	15,17	0,13	0,47	0,40	15,82	0,41
Sum Ox%	99,53	98,79	98,33	98,17	8 8'98	96,84	104,31	100,12	104,49	100,66	100,69	96,70	96,53	99,75	96'96	99.2 3	96'26	99,29
Fórmula estr	uctural																	
<u></u>	2,54	3.02	2,25	2,18	2.20	2,82	2,85	2,80	2,92	2,80	2.96	3,00	3,01	2,89	2,81	2,83	3,00	2,87
F	8 0	0,00	8 '0	00'0	0,00	0,0	8 0	00'0	0,0	8 0	0,00	0 ,0	0,0	0,0	0,0	00'0	0,0	80
A/A IV	1,45	1,00	1,72	1,81	1,79	1,18	0,99	1,20	86'0	1,19	1.04	1,00	8 6'0	1,01	1,18	1,17	1,01	1,13
a vi	0 [,] 0	0,00	8 [.] 0	0 [,] 0	0,0	0,0	0 ⁰	00'0	0 ^{'0}	0,0	00'0	0,0	0,0	0,0	0,0	00'0	0,00	0.0
Fe3+	0,01	0,00	0,02	0,01	0,01	0,01	0,03	0,01	0,0	0,01	0,01	0 ⁰ 0	0,0	0,01	0,01	0,01	8 0	8 ⁰
ВМ	0,0	00'0	0,0	00'0	0,00	0,00	0 ^{,0}	00'0	00'0	0,0	00'0	00'0	0'0	0,00	0,0	0,00	0 ⁰ 0	000
ပ ီ	0,53	0,00	0,75	0,81	0,80	0,20	0,01	0,21	0,0	0,20	0 8	00 ['] 0	0,0	0,01	0,20	0,18	0,0	0,13
Na	0,40	0,07	0,27	0,19	0,21	0.78	0,9 <u>4</u>	0,77	0,50	0,76	0,91	0,04	0,05	0,97	0,77	0,79	0,02	0,82
¥	0,01	0,84	00 ^{'0}	0,0	0,0	0'02	0,57	0,01	0,82	0,02	0,01	0,94	06'0	0,01	0,03	0,02	0,95	0,02
Sum Cat	4,94	4,93	5,02	5,01	5,01	5,00	5,38	4,99	5,24	4,99	4,98	4,98	4,96	4,99	5,00	4,80	4,98	4,98
P P	42,57	7,75	26,69	19,15	21,03	78,61	61,83	77,81	37,86	77,20	84,59	3,54	4,89	86'38	77,23	79,52	2,23	84,00
Å	56,48	00'0	72,97	80,67	78,69	19,58	0,77	20,78	0,12	20,48	4,14	0,17	0,10	0,90	20,07	18,20	80	13,64
ð	0,95	92,25	0,34	0,18	0,28	1,81	37,40	1,41	62,02	2,31	1,28	96,29	95,01	0,71	2,70	2,28	97,78	2.36

				: 													ľ	
ibe(<u> </u>	CM38
ont	371	372	373	374	364	378	377	379	381	382	383	364	385	386	387	3 88	389	2
	æ	₫	70.	ā.	қ та	æ	ā	а р	ā	₫	Ē	æ	kfs	ъ В	ā	kfis	kfs	Δ.
extura	euh	euh	euh	euh	inet	euh	euh	alt pi	euh	euh	euh	euh	inst	inst	Inst	Inst	inst	euh
80	υ	υ	ם			م	Ū		م	۵	υ	U	pertita				_	P
02	62,93	63,79	68,48	62,73	66,19	65,67	63,69	64,85	66,12	66,91	63,64	63,53	64,08	62,07	64,14	64,77	64,09	58,93
02	0,0	0,03	0,02	0,03	00'0	0,01	0,01	0,02	0'03	0,02	0,00	00'0	0'03	0,06	0,01	0,03	0,00	0,0
1203	21,65	22,43	19,35	22,66	18,68	21,67	22,54	18,31	19,27	20,75	22,42	22,25	18,60	17,43	18,17	18,66	17,98	25,29
e2O3	0,14	0,21	0,14	0,23	0'06	0,10	0,20	0,07	0,21	0,11	0,26	0,22	0,19	0,10	0,01	0,15	0,10	06'0
OĞ	0,02	0,00	00'0	0,00	0,01	0,0	0,00	00'0	0,02	0,0	00'0	0,0	0,00	00'0	0,01	0'0	0,01	0,02
CaO	3,49	4,14	0,12	4,11	0,04	2,93	3,48	0,09	0,49	1,74	3,88	3,80	0'0	0,04	0,08	90'0	0,05	7,14
la20	9,42	8,98	11,51	9,38	4,39	8 6'8	9,43	0,70	10,63	11,34	8,99	8,66	9,36	0,72	10,86	4,59	1,85	6,55
20	0,27	0,26	0,14	0,20	10,96	0,28	0,25	14,48	0,19	0,13	0,80	0,67	10,99	15,29	1,34	14,68	13,46	0,19
sum Ox%	97,92	99,84	99,76	99,34	100,34	100,63	99,62	98,52	9 6' 9 6	101,00	100,00	99,13	103,33	95,71	94,61	102,94	97,55	98,42
⁻ órmula estr	uctural																	
75	2,84	2,82	3,00	2,80	3,00	2,87	2,82	3,01	2,98	2,92	2,82	2,83	2,89	3,00	2,99	2,83	3,01	2,66
-	0,00	00'0	00'0	0,0	0,00	0 ⁰ 0	00'0	00'0	0,0	0,0	00'0	00'0	0,00	0,00	00'0	0,0	00'0	0,00
u/ai iv	1,15	1,17	1,00	1,19	1,00	1,12	1,18	1,00	1,02	1,07	1,17	1,17	0,99	0,99	1,00	8	66'0	1,35
2	00'0	0,00	00'0	00'0	00'0	00'0	00'0	00'0	0 ['] 0	0,0	0,00	00'0	00'0	0,00	00'0	0 ⁰ 0	00'0	00'0
e3+	0,01	0,01	0,01	0,01	00'0	00'0	0,01	00'0	0,01	0,0	0,01	0,01	0,01	00'0	00'0	0,01	0,00	0,01
٩0 م	00'0	0,00	00'0	0'0	00'0	0,00	00'0	00'0	00'0	00'0	0'0	0,00	0,00	00'0	0,00	0,0	0,00	0'0
2	0,17	0,20	0,01	0,20	00'0	0,14	0,17	0,01	0,02	0,08	0,18	0,18	0,0	00'0	00'0	0'0	00'0	0,35
a I	0,82	0,77	0,98	0,81	0,39	0,85	0,81	0'06	0,93	96'0	0,77	0,75	0,82	0,07	0,98	0,40	0,17	0,57
	0,02	0,02	0,01	0,01	0,63	0,02	0,01	0,86	0,01	0,01	0,05	0,04	0,63	0,94	0'08	0,85	0,81	0,01
um Cat	5,00	4,98	4,99	5.01	5,01	5,00	5,00	4,84	4,98	5,03	5,00	4,98	5,34	5,01	5,05	5,19	4,98	4,95
و	81,75	78,50	98,67	79,60	37,75	84,69	81,82	6,79	96,39	91,56	77,06	77,32	56,27	6,68	92,16	32,15	17,23	61,63
5	16,72	20,00	0,56	19,27	0,18	13,76	16,74	0,51	2,46	7,76	18,41	18,76	0,23	0,19	0'36	0,23	0,28	37,17
<u>ک</u>	1,53	1,50	0,77	1,13	62,07	1.56	<u>4</u>	92,71	1,15	0,68	4,53	3,93	43,50	93,13	7,49	67,62	82,50	1,19
										I								

Tabla A2-2. Análisis químico del feldespato - PDM. Continuación.

Tabla A2-2.	Análisis c	luímico d	el feldes.	pato - PD	M. Cont	nuación.														1
Label (3M38 - m	onzonita													- M41 kg -	leucogat	oro, brect	ua en plrc	xenita	
Point	8	8	<u>1</u>	8	92	6	2	8	97	8	116	117	118	119	151	152	153	<u>5</u>	158	150
	2	N8	sts	Z	Z	Z	Z	Z	Z	ata	Z	Z	Z	Z	æ	Z.	Z	Z	Z	Z
Textura	Ę,	inst	<u>Irst</u>	ЧЪ	euh	eu þ	ĥ	eut)	hue	tse List	er h	euh	Ъ,	in et	euh	ыh	ЧЛӨ	euh	-File	euh
ŝĢo	υ	ھ	0		٩	O	₽				5			<u></u>	م	ł	0			
SiO2	67,28	64,76	64,62	55,64	58,32	54,22	59,32	57,41	67,71	63,67	58,46	56,85	56,81	60,24	46,62	45,72	46,03	45,73	46,21	46,48
Ti02	0.0 10	0,03	0.0	0.04	0,0	90 '0	0,03	0,03	0,02	0.02	0,01	0.00	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,0	0,01	0,01
AI203	26,98	18,55	18,50	27,50	25,24	27,94	24,97	25,48	26,48	18,21	24,50	26,54	26,46	24,42	33,59	33,59	33,16	33,72	33,18	33,62
Fe203	0,19	0,05	0,08	0.21	0,22	0,14	0,25	0,26	0,20	0,06	0,22	0.34	0,22	0,19	0,93	0,24	0.37	0,25	0,25	0,35
OBM	0 ^{.0}	0.01	0,0	8 ⁰	0,0	0,01	00'0	0,0	0,0	0,0	0,0	0.00	0,01	0.03	0 ⁰	0,0	0.0	0,01	0 ^{,0}	0,00
CaO	8,14	0,03	0,07	9,75	7,36	10,36	7,06	7,61	7,49	0,18	6,80	8,81	8,68	6,55	17,01	17,54	17,07	17,26	16,79	17,51
Ne2O	6,62	1,19	1,83	5,97	6,51	6,47	7,23	5,85	5,13	0,85	7,18	6,19	6,70	7,44	1,82	1,06	1 .80	1,73	2,05	1,61
K20	0.21	13,87	13,20	0,17	0,24	0,18	0,19	0,22	0,22	14.76	0,27	0.17	0,23	0,22	0,01	0,01	0.03	0,07	0,05	0,02
Sum Ox%	98,44	98,49	96,30	99,28	97,89	66 ,39	89,05	96,86	96,25	97,73	97,44	9 8,69	99,12	99,10	66'66	66 ,77	98,27	68 '7	98,55	98,60
Fómula estr	uctural																			
SI	2,60	3,00	3,00	2,52	2,85	2,48	2,67	2,64	2,66	3,00	2,67	2,57	2,57	2.70	2,15	2,13	2,15	2,13	2,16	2,13
F	0,0	00'0	0,0	00'0	0,00	0,0	0.0	0,0	0,0	0,0	0,0	00'0	0,00	0,00	0 [.] 0	0.0	0,00	0,0	0,0	00'0
AVAI IV	1,39	1,01	1,01	1,47	1,35	1,51	1,32	1,38	1,38	1.01	1,32	1.42	1,41	1,29	1. 18	1,85	1,83	1,85	1.83	1.85
AI VI	0 [,] 0	0 ⁰	0 0	0,0	0,0	0,0	00'0	00'0	0 ⁰	0,0	00'0	0.0	0 ⁰ 0	00'0	0,0	00'0	0,0	0,0	0 ^{.0}	0,0
Fe3+	0,01	0,0	00'0	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	00'0	0,01	0,01	0,01	0,01	0,03	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
ВМ	0,0	00' 0	0'0	0,0	0,0	0,00	000	0.0	0,0	0'0	00'0	0,0	0,00	00'0	0,0	0.0	0,0	0 [.] 0	80	0,0
ca Ca	0,40	00'0	00'0	0,47	0,36	0,61	0,34	0,38	0,37	0,01	0,33	0,43	0,42	0,32	0 8	0,88	0,86	0,86	0,84	0,88
Na	0,58	0,11	0,17	0,53	0,57	0,49	0,63	0,52	0,48	0'08	0,64	0,55	0,59	0,65	0,18	0,15	0,15	0,16	0,19	0,15
¥	0,01	0,82	0,78	0,01	0,01	0,01	0.01	0,01	0.01	68'0	0,02	0,01	0,01	0,01	0 [.] 0	0,0	00'0	0,0	8 [.] 0	00'0
Sum Cat	4,99	4,95	4,97	5,01	4,96	5,01	4,99	4,94	4,89	4,98	4,99	4,89	5,02	4,98	5,01	5,02	5,00	5,02	5.02	5,02
₽ P	58,80	11.50	17,35	52,07	60,63	48,35	64,22	57,34	54,48	8,01	64,58	55,44	57,51	66,39	18,25	14,59	14,44	15,31	18,06	14,23
An	39,99	0,18	0,35	46,99	37,90	50,59	34,67	41,23	43,97	0,83	33,82	43,56	41,18	32,29	83,68	85,34	85,38	84,29	81,65	85,65
'n	1,20	88,32	82.31	0,95	1,47	1,06	1,12	1.43	1,55	91,16	1,60	1,00	1,31	1,32	0,08	0,07	0,18	0,41	0,29	0,13
Table A2-3.	Análisis q	ulmico d	el piroxen	MDA - or																
----------------------------------	-------------------	-----------	-------------	-----------	-----------	------------	----------------	-----------------	------------	-----------	-------------------	----------------	----------------	------------	--------	---------------	---------------	------------		
Label	CM1 - ho	mblendit	a piroxén	lica							<u> 5M19 - pi</u>	roxenita	hlbrida			CM25		CM25 di		
Point	-	7	e	4	S	9	2	80	15	18	5 2	5 8	27	35	36	62	63	106 106		
											A	U								
Si02	49,29	47,88	48,70	48,66	49,64	48,90	49,41	48,78	50,49	48,96	51,83	52,23	52,77	52,68	52,45	51,88	50,73	48,81		
Ti02	0,73	1,00	0,84	0,88	0,58	0,75	0,67	0,65	0,53	0,71	0,31	0,25	0,13	0,13	0,24	8 0'0	0,31	0,55		
A203	5,00	5,86	5,59	5,31	4,51	5,18	4,73	4,72	4,01	4,77	1,46	1,36	1,02	0,89	1,22	0,74	1,78	3,63		
Cr203	0.0 20	0'03	0,07	0,02	0,02	0,02	0,01	00'0	0'03	0.0	0,03	0,05	90'0	0'0	0,06	0,02	0,0	0,02		
Fe2O3(c)	5,48	4,80	5,62	4,91	4,38	5,45	5,22	5,73	5,17	5,18	2,50	2,68	2,10	1.99	2,49	2,84	4,49	7,72		
FeO(c)	2,40	3,50	3,32	2,26	3,50	3,12	2,85	2,45	2,72	3,22	5,96	5,56	5,80	6,73	6,19	3,85	3,52	2,03		
MnO	0,22	0,22	0,14	0,21	0,25	0,21	0,30	0,24	0,22	0,22	0,35	0,31	0,40	0,36	0,29	0,40	0,48	0,66		
OgM	13,61	12,60	12,91	13,35	13,41	13,05	13,52	13,44	14,19	13,26	13,55	13,79	14,03	13,67	13,70	13,93	13,49	12,18		
CaO	24,45	24,06	23,83	24,50	23,93	24,12	24,00	24,13	24,22	23,78	23,73	24,26	23,59	23,78	23,88	24,47	23,97	23,70		
Na2O	0,30	0,25	0,42	0,29	0,34	0,36	0,36	0,29	0,34	0,34	0,30	0,25	0,35	0,25	0,31	0,35	0,47	0,88		
K20	0,0	0,0	0,01	00'0	0,00	0,0	0,0	00'0	0,0	0,02	0,00	0,0	0,02	0,0	00'0	0'03	0'0	0,0		
Sum Ox%	101,54	100,19	101,46	100,39	100,57	101,14	101,07	100,42	101,91	100,52	100,00	100,74	100,37	100,55	100,82	9 8'88	99,2 3	100,17		
Fómula estr	ructural en	i átomos	por celde	a unidad,	normalia	cada a 4 c	ationes .	(Morimote	o, 1989).						•					
S	1,81	1,78	1,79	1,80	1,84	1,80	1,82	1,81	- 1,84	1,82	- 19	1,93	1,96	1,96	1,94	1,85	1,81	1,83		
F	0,020	0,028	0,023	0,025	0,016	0,021	0,019	0,018	0,014	0,020	0,009	0,007	0,004	0,004	0,007	0,003	600'0	0,015		
≥ ₹	0,19	0,22	0,21	0,20	0,16	0,20	0,18	0,19	0,16	0,18	90'0	0,06	0,04	0,0	0,05	0'03	0,08	0,16		
A <	0'03	0,04	0'03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,02	0,01	0,02	0 ^{'0}	0,0	0,0	0.0	00'0	00'0	0'0	0,0		
ບັ	0,001	0,001	0,002	0,001	0,001	0,000	000'0	0,000	0,001	0,001	0,001	0,001	0,002	0,002	0,002	0,000	000'0	0,001		
Fe3+	0,15	0,14	0,16	0,14	0,12	0,15	0,15	0,16	0,14	0,15	0'01	0,08	90'0	90'0	0,07	0'08	0,13	0,22		
Fe2+	0'0	0,11	0,10	0'0	0,11	0,10	60 0	0'08	0'08	0,10	0,19	0,17	0,18	0,21	0,19	0,12	0,11	0,06		
Mn2+	0'0	0,01	0,0	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0.01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02		
ВМ	0,74	0,70	0,71	0,74	0,74	0,72	0,74	0,74	0,77	0,73	0,75	0,76	0,78	0,76	0,76	0,78	0,76	0,68		
B O	98 ['] 0	0,96	0,94	0,97	0,95	0,95	0,95	0,96	0,95	0,95	0,85	9 6'0	0,94	0,95	0,95	0,99	0,97	0,95		
Ra	0'03	0,02	0,03	0,02	0,02	0,03	0'03	0,02	0'03	0,03	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,03	0,03	0,06		
¥	8 0	00'0	0'0	8'0	8 0	8'0	8 0	0 ^{`0}	0,0	000	0,0	0 ⁰	0 ⁰	00'0	0,0	0,00	0,0	00'0		
Sum Cat	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00		
Wo(Ca)	49,61	50,26	49,19	50,52	49,22	49,53	49,04	49,31	48,54	48,96	48,17	48,61	47,61	47,83	48,00	48,70	48,89	49,22		
En(Mg)	38,40	36,61	37,09	38,35	38,42	37,27	38,43	38,20	39,56	37,98	38,27	38,41	39,43	38,23	38,32	39,38	38,30	35,20		
Fs(Fet+Mn)	11,99	13,13	13,72	11,13	12,36	13,20	12,53	12,49	11,90	13,06	13,55	12,97	12,96	13,94	13,68	10,93	12,82	15,58		
#Mg	0,91	0,87	0,87	0,91	0,87	0,88	0,89	0,91	06'0	0,88	0,80	0,82	0,81	0,78	0.80	0,87	0.87	0,92		
Notas: b- bo	rde, c- cer	Itro. Los	análisis r	narcado	s en colo	r correspo	onden a t	un solo ci	ristal.									1		
 Fe total coi 	mo FeO. V	Vo = 100)*Ca/(Ca+	+Fet+Mg	+Mn), En	i = 100°M	g/(Ca+Fe	et+Mg+M	n), Fs = .	100*(Fet-	-Mn)/(Ca-	Fet+Mg	+Mn)							
CM25. Bolsć	h gábrico	en hom	olendita, (CM25 di:	dique sii	nmagmáti	ico gábri	co en hor	nblendite	a, CM41 I	g: leucog	abro, bre	cha en p	iroxenita.						

Tabla A2-3.	Análisis (químico de	el piroxen.	o - PDM.	Continua	ción.						İ				
Label		CM38 - m	nonzonita					CM41 Ig	CM41 - pi	roxenita I	nomblén	dica				
Point	108	83	81	88	68	8	120	155	160	161	162	163	165	164	166	167
		ם	Ü		Â	ø					ם	U	Ð	1	Ö	
SiO2	50,06	51,50	50,74	50,96	52,02	51,12	51,19	50,21	48,05	48,15	48,46	48,91	47,84	48,89	48,46	48,94
Ti02	0,38	60'0	0,23	0,14	0'0	0,11	0,20	0,49	0,86	0,93	0,87	0,82	9 6'0	0,81	0,84	0,84
A 203	2,65	0,88	1,53	1,00	0,85	0,87	1,38	3,15	5,46	5,51	5,21	5,18	5,91	5,09	5,20	4,57
Cr203	00'0	0,00	0,03	00'0	0,02	0,00	9,0	0,02	0,01	0,03	0,04	0,02	0,00	00'0	0,02	0,03
Fe2O3(c)	4,80	3,42	5,13	4,23	2,99	2,88	3,95	4,55	5,26	4,20	4,84	5,05	4,75	5,58	5,06	4,91
FeO(c)	4,57	6,10	5,00	5,58	6,48	7,00	5,84	4,73	1,86	2,99	2,15	1,92	2,31	1,63	2,17	1,98
MnO	0,71	0,73	0,77	0,69	0,73	0,66	0,65	0,47	0,28	0,25	0,25	0,16	0,18	0,19	0,20	0,21
OgM	12,65	12,76	12,68	12,91	13,02	12,33	12,44	12,75	13,17	13,08	13,57	13,78	13,15	13,86	13,47	13,82
CaO	23,77	23,64	23,41	23,37	23,42	23,26	23,17	23,53	24,60	24,19	24,40	24,30	24,18	24,31	24,53	24,52
Na2O	0,41	0,38	0,53	0,40	0,39	0,38	0,64	0,51	0,24	0,18	0,18	0,31	0,25	0,33	0, 19	0,22
K20	00'0	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	00'0	0,00	0,01	0,01	00'0	00'0	0,00	00'0	0,00
Sum Ox%	100,00	99,52	100,06	99,27	100,01	98,61	99,53	100,43	99,79	99,52	9 6' 0 8	100,45	99,58	100,69	100,18	100,04
Fórmula esti	uctural e	n átomos	por celda	l unidad,	normaliza	ada a 4 c	ationes									
S	1,88	1,92	1,91	1,93	1,95	1,95	1,93	1,87	1,79	1,80	1,80	1,81	1,79	1,80	1,80	1,82
F	0,01	0,003	0,006	0,004	0,002	0,003	0,006	0,014	0,024	0,026	0,024	0,023	0,027	0,022	0,023	0,023
A IV	0,12	0 8	0,07	0,04	0,04	0,04	0,06	0,13	0,21	0,20	0,20	0,20	0,22	0,20	0,20	0,18
A VI	00'00	0,0	0,00	0,00	0,00	00'0	0,00	0,01	0'03	0,04	0,03	0'03	0,05	0,02	0'03	0,02
Ⴆ	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,001	0,001	0,000	0,001	0,001	0,001	0,000	0,000	0,001	0,001
Fe3+	0,14	0,10	0,15	0,12	0,08	0,08	0,11	0,13	0,15	0,12	0,14	0,14	0,13	0,16	0,14	0,14
Fe2+	0,14	0,19	0,16	0,18	0,20	0,22	0,18	0,15	0,08	60'0	0,07	0,06	0'02	0,05	0,07	0,06
Mn2+	0,02	0,02	0'03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
ВМ	0,71	0,72	0,71	0,73	0,73	0,70	0,70	0,71	0,73	0,73	0,75	0,76	0,73	0,76	0,75	0,76
පී	0,96	9 6 '0	0,94	0,95	0,94	0,95	0,94	0,94	0,98	0,97	0,97	0,96	0,97	0,96	0,98	0,98
Na	0.03	0,03	0,0	0'03	0,03	0,03	0,05	0,04	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02
¥	00'0	0'0	0,00	00'0	00'0	0,00	0,00	00'0	0,00	00'0	00'0	00'0	00'0	00'0	00'0	00'0
Sum Ca轩	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4.00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
Wo(Ca)	48,63	48,14	47,60	47,52	47,55	48,05	47,95	48,48	50,93	50,55	50,26	49,97	50,65	49,69	50,44	50,15
En(Mg)	36,00	36,10	35,88	36,53	36,79	35,42	35,82	36,51	37,97	38,03	38,87	39,42	38,29	39,39	38,50	39,30
Fs(Fet+Mn)	15,38	15,76	16,52	15,96	15,66	16,52	16,22	15,01	11,10	11,42	10,87	10,61	11,05	10,92	11,06	10,55
#Mg	0,83	0,79	0,82	0,81	0,78	0,76	0,79	0,83	0,93	0,89	0,92	0,93	0,91	0,94	0,92	0,93

Tabla A2-4. A	nálisis quin	nico del t	anfibol -	PDM.																	
Label	CM1 - horr	nblendita	n piroxéni	8				CM7 - mc	nzogabro				3M19 - pir	oxenite r	Ibrida			:M25 - ber	080 (180		
Point	16	17	13	4	8	₽	Ŧ	42	4	53	2	8	8	ଛ	32	33	\$	78	82	8	2
eto Bio					ם	с О				ھ	÷1.	3	م	U	A	ı	ა	م	U		
SI02	39,85	39,79	40,21	40,39	39,82	37,15	39,41	42,91	42,38	43,49	43,15	42,90	47,07	46,90	46,06	46,08	47,91	42,21	39,31	0,50	8
Ti02	2,04	2,12	2,05	2,06	2,10	2,04	2,08	1,66	1,81	1,43	1,47	1,48	1,25	12	1,35	4	1,11	1,21	2,20	2,26	<u>1</u> 8
A203	13,96	13,01	14,03	14,15	14,02	13,23	14,44	10,05	10,18	9,35	9,41	9,42	7,30	7,69	7,75	8,05	7,00	10,44	14,11	12,30	1,58
Cr203	0,02	0,0	0,01	0,0	0,03	0'03	0,02	0,03	0,01	0,04	0'0	0,02	90'0	90'0	0'01	0,0	00'0	0,04	0.0	0,03	8
Fe2O3(c)	4,33	3,63	5,25	4,48	4,57	3,07	4,73	5,72	5,28	6,60	5,75	6,82	2,96	2,62	3,14	3,70	3,68	5,77	4,50	3,90	4,55
FeO(c)	8,52	8,66	7,24	8,10	7,90	9,13	7,56	11,63	12,30	11,65	12,17	11,60	10,75	11,30	11,82	10,88	10,36	9,83	8,44	10,73	2,12
Mno	0,16	0,15	0,18	20	0,19	0,16	0,18	0,58	0,57	0,66	0,59	0,58	0,23	0,33	0,32	0,20	0,28	0,44	0,27	0,32	0,39
MgO	13,11	13,11	13,37	13,36	13,34	12,23	13,45	11,17	10,82	11,10	10,68	10,96	13,40	13,28	12,90	12,00	14,07	12,28	12,79	11,91	1,32
CaO	12,51	12,48	12,31	12,52	12,51	12,25	12,65	11,85	11,95	11,85	11,61	11.82	12, 14	12,36	12,41	12,18	12,53	12,05	12,31	1,98	2,08
Na2O	1. 19	1,87	1,78	1,87	1 ,88	1,87	1,96	1,33	1,28	1,24	1,22	2	0,88	1,01	1,13	5	0,94	1,78	2,07	1,83	2,08
K20	1,72	1,62	1,72	1,71	1,69	1,58	1,64	1,34	1,35	1,24	1,24	1,23	0,05	0,69	0,75	0,1	0,62	1,13	1,85	1,62	1,36
ON	0,0	0,05	0,07	0,02	0,07	0,07	0.04	0,02	00'0	0,02	0.0	0,01	000	000	0,04	90 '0	0,04	0,04	90 ⁰	00'0	0,0
H2O(c)	2,03	2,02	2,04	2,05	2,03	1,91	2,03	2,01	2,00	2,02	1.99	2,00	2,03	2,Q	2,03	2,04	2,07	2,00	2,02	2,00	2,01
Sum Ox%	100,18	99,53	100,24	101.07	100,22	94,70	100,22	100,32	88,83	100,69	89,27	100,05	98,75	99,50	99,76	99,61	100,60	9 9,32	89,72	99,50 1	0,51
Fômula estru	ctural en ét	lomos pc	or celda L	Inidad. N	úmero d	le catione	ts sobre	la base d	e 23 oxigu	BOUS											
TSI	5,89	5.81	5,91	5,91	5,88	5,84	5,81	6,40	6,36	6,47	6,50	6,43	6,95	6,90	6,80	6,79	6,95	6,32	5,85	6,0 8	8 ,14
TA	2,11	2,09	2,09	2,08	2,12	2,16	2,19	1,61	1,64	1,54	1,50	1,57	1.05	1,11	1,20	1,21	1,05	1,68	2,15	1,93	1 ,88
Sum T	8,00	8,00	8,00	8,00	8 ,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8.00	8,00	8,00	6,00	8,00	8,00	8,00	B,00	8 .00	8,00
CA	0,33	0,35	0,34	0,34	0,31	0,28	0,32	0,16	0,16	0,10	0,17	0.09	0,22	0,23	0,15	0,18	0,14	0,16	0,32	0,25	0,18
Ę	0.23	0,24	0,23	0,23	0,23	0,24	0,23	0,18	0,20	0,18	0,17	0,17	0,14	0,14	0,15	0,18	0,12	0,14	0,25	0,28	<u>8</u>
ð	0,002	000'0	0,002	0,004	0,004	0,004	0,002	0,004	0,001	0,005	000'0	0.003	0,007	0,007	0,008	0,005	0,000	0,004	0.000	0.003	6
CFe+3	0,48	0,41	0,58	0,49	0.51	0,36	0,53	0,64	0,60	0,74	0,65	6,7	0,33	0,29	0,35	0,42	0,40	0,65	0,50	0,44	0,51
CMB	2,89	2,91	2,93	2,91	2,93	2,87	2,96	2,48	2,42	2,46	2,40	2,45	2,96	2,91	2,84	2,85	3.04	2,74	2,84	2,66	2,52
CFe+2	1.05	1,08	0,89	88 '0	0,98	1,20	0.83	1,46	<u>1</u> 2	1,45	1,53	1,45	1,33	1,39	1,46	1,24	1,28	1,24	1,05	1.35	1.52
CMn+2	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,08	0,07	0,08	0,08	0.07	000	0.04	0 8	0.0 8	0.04	80 '0	0,03	0.04	0,05
မီပ	0'0	0,01	0,01	80	0,01	0,01	0.0	0,0	0.0	0,0	0,0	8 0	8 0	0,0	00'0	0,01	00'0	0,0	0,01	00'0	8
Sum C	5,00	5,00	6,8	5,00	5,00	5,00	5,00	2,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	6,00	5,00	3 ,0	6,00	5,00	5,00	5,00	5,00
BMg	00'0	0,0	0 ^{.0}	0,0	8 0	0'0	0,0	0,0	0,0	0,0	8	0,0	80	8 0	0'0	0 ⁰	00'0	0,0	8.0	0,0	8
BFe+2	00'0	0 ^{,0}	0 ⁰ 0	80	0,0	8 ⁰	80	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	8	8 0	00'0	8 0	0,0	80	8	8,0	8
BMn+2	000	0,0	0 ⁰	8	8 0	8	0,0	80	80	00'0	80	8 0	80	0.0	0,0	8	0 [.] 0	80	80	80	80
BCe	1,98	1,99	- 19	- 1, 86	1,98	5'8 7	5.00	1,89	1,92	1,89	1.87	1,80	1,02	1,95	1,96	1,92	1,85	1,83	1,96	1,93	1
BNa	0,02	0,01	90 ⁰	<u>8</u>	0.8	8	0.0	0,11	0'0	0,11	0,13	0,10	80	0,05	0,04	800	0.05	0,07	20	0.08	0,06
Sum B	2,00	2,00	5 ⁰	2 ⁰ 0	2 8	2'80	2,00	2,00	2,00	2.00	2,00	2,00	5 8	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2'80	2,00	2'80
ACe	00'0	00'0	0,0	80	8	90 ['] 0	00'0	0,0	0,0	00'0	0,0	0,0	8	0.0	0,00	0,0	00'0	0 [.] 0	80	8'0	80
ANe	0,54	0,68	0,45	0,52	0,54	0,57	0,57	0,28	0,29	0,25	0,23	0,25	0,17	0,23	0,29	<u>ଅ</u>	0,21	0, 44,	0,56	0,49	0,54
¥	0,33	0,31	0,32	0,32	0,32	0,32	0,31	0,26	0,26	0,24	0,24	0,23	0,12	0,13	0,14	0,14	0,12	2'0	0,31	0,31	0,28
Sum A	0.86	0,87	0,7	0,84	0,85	0,95	0,87	0,53	0,55	0,48	0,47	0,49	0°,0	0,36	0,43	0,36	0,32	0,66	0,87	0,80	0,79
Sum cet	15,86	15,87	15,77	15,84	15,85	15,95	15,87	15,53	15,55	15,4B	15,47	15,49	15,30	15,36	15,43	15,36	15,32	15,66	15,87	15,80	IS, 79
# Mg	0,73	0,73	0,77	0,75	0,75	0,71	0,76	0,63	0,61	0,63	0,61	0,63	0,69	0,68	0,66	0,68	0,71	0,69	0,73	0,66	0,63
Clasif.	HW	H	HM	H	HW	HW	HW	HW	HW	H	HM	HM	qHM	ЧНМ	qHM	٩HW	MHb	¥	HW	HM	HW
Notas: b- borc	le, c- centro	o. Los an	alisis ma	arcados e	in color (correspor	nden a u	in solo crit	stal. Bsn ξ	yab: bols(ón gábricu	o en horr	nblendita.								

* Fe total como FeO. El cálculo del Fe^{3*} se estimó según el factor de máximo Fe^{3*} de Scumacher, 1997. Clasificación según Leaka et al. (1997). MH: magnesio-hasingsita, MHb: magnesio-hornblenda.

	CM25-bal	deg	ſ	CM25 di	- dique ge	ábrico	CM36 - SI	ente				l		ř	3m - BEM	nzonita			ľ	M41 la	
ont	2	R	74	10	111.	112*	ğ	313	361	312	365	366	375	376	87	<u>5</u>	103	9	8	, <u>1</u>	\$
ÅS C		9	8		۵	0		م	I	U										م	
102	38,80	42,01	41,00	39,73	36,97	36,63	48,44	48,93	48,24	48 ,23	48,08	47,20	48,84	48,64	43,97	45,35	46,17	45,73	45,67	40,18	1 2
<u>8</u>	2,22	1,30	0.87	2,28	2,41	2,30	0,78	0,53	0,60	0,61	0,65	0,62	0, 4	4.0	1,14	0,82	0,94	0,91	1,15	6	-
1203	12,00	10,29	11,34	12,62	12,09	13,84	5,48	5,03	5,03	5,40	5,40	5,04	4,31	4,67	7,85	7,10	6,42	7,58	7,94	12,05	12,4
1203	0,03	0,05	0.0	0,07	0.06	0,0	<u>8</u>	0.0	0,02	0.0	0,01	0,02	0,05	0,05	0 [.] 0	0,04	0,05	0,01	0,0	0,05	80
e2O3(c)	4,68			3,82	4,72	4,10	4,36	2, 8 4	4,06	5,23	4.00	5,50	2,30	3,58	5,73	4,36	4,50	5,38	4,48	4,25	4,2
eO(c)	12,48	15,38°	16,80	12,31	11,57	10,24	10,43	11,80	10,66	9 ,82	10,62	8,42	11,50	10,93	11,05	12,98	12,13	11,72	11,91	12,10	11,3
ē	0,36	1 6'0	0.47	0,58	0,51	0,34	1,29	1,66	1,39	, 8	1,60	1,41	1,56	1,73	0,57	0,59	0,48	0,54	0,55	0,34	0'2
୍ଥୁ	10,61	12,08	11.23	10,88	10,88	11,58	13,66	13,62	13,80	13.71	13,54	13,46	14,43	13,63	11,67	11,55	12,31	12,04	12,17	10,83	12
Q	11,99	12,0	12,00	12,11	12,09	12,14	11.67	11,57	11,50	11.73	11,38	11,45	11,60	11.41	11,96	12,07	12,06	12,13	11,99	12,28	12
e2 0	1,84	1,67	1,91	2'00	9.1	2,02	1,25	1,1	1,07	<u>4</u>	1,20	1,27	1,10	1,25	1,25	1,17	1,05	2	1,28	1,51	6
S S	1,52	2,98	2.70	1,50	- 8	9.9	0'21	0,41	0,45	0.64	0,53	0.53	0,37	0,30	0,87	0,69	0,71	0,78	0,90	4	-
<u>0</u>	80	0,0	000	8	8.9	0,0	8	0°0	000	80	0,0	8	0 ⁰	0,0	0,02	0,02	8,0	90,05	0,0	8	00
20(c)	1,98			1.99	- 1.88 2015	1,98	1							ì	66 , 1	1,99	8,8	, 2 2 2 2 3	2,03	1,98	8
	86'88	80'68	96,46	100,18	99,91	98,86	36 ,02	97,63	97,12	96 ,12	86'88	82,82	84,58	1/196	86''.3	96' 64	98'86	88,80	00'00	86'88	8
ómula estr 	uctural en <u>é</u>	domos p	or celde	nuldad. h	Vúmero d	le cation	les sobre l	la base d	9 23 oxlg			;					1	1			Ċ
5	6 6 6	10.0		8.0			5	4 L'./	21.7	5.0)))	5.5		AL.		0,03	3.6		2, 'D	2.5	D C
R F	9A.	8.6	1,63		1.2	2,16	6.63 6			3	0.83		4 0	19.0	8	/1/1	B (1,24	8.8	8 0
		9 ¢		3 5	3.6		38	3	3	8	8	38		3	3 2	300	8	3 5			
7 F		0 19 19				10.0			86	36	200	86			5		35				
: 0	0.004	0.008	0.005	0.00	0.000	000.0	0.005	0.005	20000	0.005	0.001	0000	0.008	0.008	0.007	0.005	0.08	001	0.001	000	; g
Fe+3	0.53	0.17	0,48	0,45	0.54	0.47	0.62	0,72	0.50	0,57	0.75	0.42	0.55	0,82	0.85	0.48	0,51	0.00	0.50	0.49	4
BM	2,40	2,69	2,52	2,44	2,45	2,61	2,98	2,98	3,08	3,00	2,97	3,02	3,13	3,00	2,63	2,58	2,75	2,68	2,89	2,45	2,5
Fe+2	1,58	1,78	1,64	1,55	1,48	1,30	1,13	1.04	1,27	1.21	1. 8	1,38	1,11	1,13	1,47	1,64	1,62	1,45	1,47	1.54	4
Mn+2	0'02	0.04	0,08	0,07	0,07	00	0,18	0,21	0.08	0,15	0,20	0,10	0,15	0,18	0,07	0'0 8	8 0'0	0,07	0,07	0,04	0 O
ខ្ល	00'0	0 ⁰ 0	00'0	0.0 0	0.0	00'0	8 0	0 ⁰ 0	0.0	8 0	0,0	0 ^{.0}	0,0	0,0	0.0	00'0	0,0	0,01	00'0	0,0	Ö
U E E	5,00	2.0	2,00	6,00	5,00	5,00	8,9	5,00	5,00	2,00	5,00	5,00	5,00	5,00	2,00	5,00	5,00	2,00	5,00	5,00	ō.
D N L	00'0	80		8.8	8.0		88	0,0	80	8.8	80	88	80	80	8	000	80	8	0.0	8.0	
F8+2 Maid	0,0	38	3 8		8		3		3 8					3,6	88	3	8.8	88		8.8	
	1.05	3 5	3 3		8.5	100	3.5			3 2	00'0 • 4	90.0 28.0		1.81	3	0,0 1 0 0	3 3	8.5	0, 1	88	, a
	0.05	0.07	0.08	3	0.0	0.03	0.17	0.19	80.0	0.1	0.21	0.07	0.15	0.17	90.0	0.05	80.0	0.07	0.10	80	000
8 8	2,00	2.00	2,00	2,00	5 .0	2.00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2.00	2,00	2,00	2,00	2,00	500	0
0	00'0	0,0	000	0,0	0,0	00'0	0 ⁰	0'0	0,0	0'0	00'0	0 ^{,0}	0,0	0,0	0,0	0,00	0,00	0,0	00'0	8,0	0
a X	0,49	0,47	0,49	0,57	0,51	0,56	0,18	0,12	0,23	0,24	0,13	0,30	0,16	0,19	0,30	0,29	0,24	0,23	0,27	0,44	4
¥	0,29	0,57	0.52	0,31	0,35	0.31	0,11	0'08	0,08	0,10	0,10	0,10	0,07	0,07	0,17	0,13	0,14	0,15	0,17	0,27	0,2
A m	0,78	5	<u>-</u>	0,87	0,88	0.87	0,29	0'50	0,32	0,34	0,23	0,40	0,23	0,26	0,47	0,42	0,38	0'38	44	0,71	0
	15,78	16.04	16,01	15,87	15,86	15,87	15,29	15,20	15,32	15,34	15,23	15,40	15,23	15,28	15,47	15,42	15,38	15,38	15,44	15,71	5.7
Bw	0,60	0,61	0,61	0,61	0,63	0,67	0.72	0,74	0,71	0,71	0,75	0,69	0,74	0,73	0,64	0,61	0,64	0,65	0,65	0,62	8.0
														•							

Tabla A2-5.	Análisis o	julmico de	a la biotita ·	PDM.	
Label	CM7	CM19	CM38 - m	onzonita	
Point	52	41	86	121	122
obs					
SIO2	35,99	36,43	36,11	35,9	36,09
T102	3,53	4,19	2,97	3,24	3,25
AI2O3	14,7	14,53	14,6	14,06	13,98
Cr2O3	0,010	0,020	0,040	0,030	0,020
FeO	19,04	16,71	18,82	19,13	19,76
MnO	0,43	0,13	0,32	0,43	0,46
MgO	11,12	13,58	12,78	12,18	12,04
CaO	0,11	0,02	0,07	0,11	0,06
Na2O	0,07	0,14	0,03	0,07	0,03
K20	8,88	9,01	8,82	8,44	8,87
NЮ	0,020	0,010	0,000	0,000	0,000
H2O(c)	3,87	3,96	3,91	3,86	3,88
Sum Ox%	97,78	98,72	98,46	97,45	98,45
Fórmula est	tructural s	obre la ba	se de 22 o	xigenos	
SI	5,575	5,523	5,543	5,576	5,575
AI IV	2,425	2,477	2,457	2,424	2,425
Sum T	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
	0,258	0,12	0,183	0,15	0,121
ті	0,411	0,477	0,343	0,378	0,378
Fe2+	2,467	2,118	2,416	2,484	2,552
Mn2+	0,057	0,017	0,042	0,056	0,06
Mg	2,568	3,068	2,923	2,819	2,772
Cr	0,002	0,002	0,005	0,004	0,002
NI	0,002	0,002	0,000	0,000	0,000
Sum Y	5,77	5,80	5,91	5,89	5,89
Ca	0,019	0,004	0,012	0,019	0,01
Na	0,021	0,042	0,009	0,022	0,01
к	1,754	1,742	1,727	1,672	1,749
Sum A	1,79	1,79	1,75	1,71	1,77
OH	4	4	4	4	4
Sum Cat#	19,56	19,592	19,66	19,604	19,653
XMg	0,51	0,592	0,547	0,532	0,521

CM7: monzogabro, CM19: piroxenita hibrida.

Tabla A2-6	Análisis q	uímico d	el feldes	pato - HL	J y SPU.													
Label	MT89 - m	onzodioń	а, нU															
Point	318	319	320	321	322	323	324	325	330	331	333	335	336	337	339	340	341	342
	ā	k fa	ፚ	đ	Z	2	đ	٩	kfs	æ	đ	kfs	ē	kfs	ā	₫	₫	kfs
Textura	euh	inst	hue	inst	hue	euh	euh	inst	inst	inst	inst	inst	euh	inst	euh	euh	euh	inst
sdo							م	م							م	J	U	
Si02	56,09	64,06	54,59	59,23	59,71	60,38	59,43	59,81	63,44	79,66	60,90	64,02	55,36	64,00	58,80	59,63	57,24	64,19
Ti02	0,01	0,02	0,02	0,03	0,00	0,03	0,00	0,01	00'0	0,01	00'0	0,00	0,02	0,03	0,0	0,03	0,02	0,00
A203	27,30	18,37	27,89	24,95	25,22	24,51	24,75	24,91	18,36	11,81	24,29	18,46	26,86	18,29	25,13	24,91	26,05	18,38
Fe203	0,16	0,05	0,10	0,18	0,15	0,19	0,23	0,21	0,13	0,04	0,19	0,07	0,11	0,06	0,23	0,18	0,20	0,16
MgO	0,0	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,01	0,01	0,00	0'0	00'0	0,00	00'0	0 [,] 0	0,00	0,00	00'0
CaO	99'66	0,00	10,57	6,95	6,96	6,31	6,71	6,77	0,03	2,55	5,78	0,11	9,24	0,02	7,12	6,89	8,19	0,07
Na2O	5,99	0,44	5,09	7,54	7,38	7,72	7,36	7,74	1,40	8,26	8,70	0,91	5,66	1,10	7,49	7,49	6,15	1,26
K20	60'0	14,60	0,14	0,22	0,16	0,15	0,23	0,25	13,85	0,04	0,23	13,00	0,13	13,54	0,12	0,13	0,24	14,19
Sum Ox%	9 8,30	97,55	98,41	99,11	99,59	99,31	98,70	99,71	97,22	102,37	100,09	96,60	97,39	90''28	98,88	99,27	8 8'0 8	98,25
Fómula es	nuctural																	
ത	2,54	3,01	2,50	2,67	2,67	2,70	2,68	2,68	2,09	3,34	2,71	3,01	2,55	3,01	2,65	2,68	2,61	3,00
7	0'00	0,001	0,001	0,001	0'00	0,001	0,000	000'0	0'000	0'000	0'000	000'0	0,001	0,001	0,000	0,001	0,001	000'0
A/A IV	1,46	1,02	1,50	1,32	1,33	1,29	1,32	1,31	1,02	0,58	1,27	1,02	1,46	1,01	1,34	1,32	1,40	1,01
A VI	0,0	00'0	00'0	00'0	00'0	0,0	0,00	0,0	0,00	0,00	0,0	00'0	00'0	00'0	0,0	0,00	0,00	00'0
Fe3+	0,005	0,002	0,004	0,006	0,005	0,006	0,008	0,007	0,005	0,001	0,006	0,003	0,004	0,002	0,008	0,006	0,007	0,006
ВW	0'00	000'0	0,000	0,000	0,001	0,002	0,000	0,001	0,001	000'0	0,000	0,000	0,000	0000'0	000'0	0'000	000'0	0000'0
5	0,47	00'0	0,52	0,34	0,33	0,30	0,32	0,32	00'0	0,12	0,28	0,01	0,46	00'0	0,34	0,33	0,40	00'0
BZ	0,53	0,04	0,45	0,66	0,64	0,67	0,64	0,67	0,13	0,67	0,75	0,08	0,51	0,10	0,66	0,65	0,54	0,11
¥	0,01	0,87	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,83	0,00	0,01	0,78	0,01	0,81	0,01	0,01	0,01	0,85
Sum Cat	5,00	4,84	4,98	5,00	4,99	4,99	4,99	5,01	4,98	4,71	5,03	4,91	4,98	4,84	5,01	4,89	4,97	4,98
æ	52,60	4,41	46,18	65,41	65,14	68,29	65,60	66,47	13,28	85,19	72,24	9,54	52,16	11,01	65,14	65,82	56,78	11,84
Ł	46,89	0,0	53,01	33,32	33,92	30,86	33,07	32,12	0,15	14,55	26,50	0,67	47,06	0,12	34,20	33,46	41,77	0,34
δ	0,51	95,59	0,81	1,28	0,93	0,85	1,33	1,42	86,57	0,26	1,26	89,79	0,78	88,87	0,66	0,73	1,46	87,82
Referencia	s: pl- plagi	oclasa, ki	s- feldes	spato alca	alino, euh	- euhedra	al-subhed	ral, de cr	istalizaci	on tempr	ana (ch c	ristal chi	o), inst-	crecimie	nto inters	tticial,		
b- borde, c	centro. Lo	os análisi;	s marcad	dos en co	lor come	sponden a	a un solo	cristal										

Label	MT89 - m	onzodior	ita, HU						U35 - fer	10-andesi	ta, SPU
Point	344	345	346	347	349	357	358	359	221	222	224
	kfs	pi	pl	pl	pl	pl	kfs	pl			
Textura	inst	euh	euh	euh	euh	inst	inst	inst			
obs				ch	ch						
SiO2	64,21	56,40	59 ,10	59,29	58,50	60,61	63,79	62,24	65,171	65,627	65,66
TiO2	0,00	0,04	0,01	0,01	0,04	0,02	0,01	0,03	0,004	0,031	0,02
Al2O3	18,34	27,05	24,97	25,14	25,11	24,28	18,28	23,16	20,426	20,092	20,27
Fe2O3	0,09	0,20	0,15	0,15	0,21	0,15	0,09	0,10	0,06	0,019	0,04
MgO	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,003	0	0,01
CaO	0,04	9,48	6,96	7,09	6,97	5,75	0,02	4,73	1,962	1,572	1,70
Na2O	1,23	6,10	7,87	7,05	7,33	8,36	0,56	10,08	9,709	7,827	10,07
K2O	14,01	0,15	0,22	0,17	0,27	0,27	15,35	0,41	0,215	3,089	0,22
Sum Ox%	97,92	99,41	99 ,28	98,90	98,42	99,45	96,09	100,76	97,55	98,257	97,972
Fórmula es	tructural								_		
SI	3,00	2,55	2,66	2,67	2,65	2,71	3,00	2,76	2,93	2,95	2,94
Ті	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,001	0,000	0,001	0,001
Al/Al IV	1,01	1,44	1,32	1,33	1,34	1,28	1,01	1,21	1,08	1,06	1,07
AI VI	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe3+	0,003	0,007	0,005	0,005	0,007	0,005	0,003	0,003	0,002	0,001	0,001
Mg	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0 ,001
Ca	0,00	0,46	0,34	0,34	0,34	0,28	0,00	0,22	0,09	0,08	0,08
Na	0,11	0,53	0,69	0,62	0, 64	0,73	0,05	0,87	0,85	0,68	0,87
κ	0,84	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,92	0,02	0,01	0,18	0,01
Sum Cat#	4,97	5,00	5,03	4,97	5,00	5,02	4,98	5,08	4,96	4,95	4,97
Ab	11,76	53,34	66,32	63,61	64,53	71, 36	5,26	77,79	88,79	72,96	90,29
An	0,21	45,83	32,43	35,38	33,91	27,13	0,09	20,16	9,92	8,10	8,43
Or	88,03	0,84	1,25	1,01	1,56	1,52	94,65	2,06	1,29	18,95	1,27

Tabla A2-6. Análisis químico del feldespato - HU y SPU. Continuación.

U35: datos de D. Acevedo sin publicar.

Tabla A2-7.	Málisis q	ulmico de	l piroxen	0 - HU.																	
Label	MT61- pir	oxenita h	omblénd.													-	JT89-mo	nzodiorita			
Point	123	126	128	129	131	133	134	b200	136	136	137	138	130	<u>4</u>	148	22	328	327	360	351	ß
			U	۵		ھ	1	I	0	م	1	U						(ם
SIO2	49,11	49,07	48,29	48,83	48,78	48,49	48,62	48,67	48,85	48,20	49,35	48,71	47,50	48,76	48,19	48.65	50,96	53,50	62,12	52,10	53,35
T102	0,7	0,67	0,86	0,71	0.74	0,80	0,77	0,74	0,74	06'0	0,74	0,76	0,85	0,72	0,95	0,83	0,16	0,0	0,18	9 0'0	0,22
A203	4,58	4,50	5,03	4,74	4,72	4,74	4,99	4,80	4,83	5,28	5,00	4,75	5,22	4,69	5,41	4,65	1.7	0,21	0,83	1,33	1,88
Cr203	0,06	0,01	0,0	0,03	0.05	0'03	0,04	0,02	0,01	0,04	0,03	0,00	0,01	0,02	0,0	0,06	0,0 40,0	9,0	0,01	0,0	0,01
Fe2O3(c)	3,89	4,63	5,43	4,76	5,40	5,44	5,02	5,30	4,43	5,74	3,45	4,84	6,31	4,83	4,08	4,19	3,25	2,58	2,77		
FeO(c)	3,70	2,83	2,59	2,67	2,36	2,91	3,05	2,99	3,74	2,81	4,84	3,18	2.04	3,34	3,66	3,32	6,39	3,00	6,67	9,23	9.04
QuW	0,25	0,19	0,22	0,14	0,16	0,24	0,22	0,10	0.20	0,19	0,23	0,21	0.23	0,28	0,19	0,19	0,68	0,55	5	0,76	0,76
MgO	13,28	13,45	13,16	13,60	13,29	13,06	13,20	13,15	12,96	13,06	13,10	13,29	12,78	13,00	12,72	13,24	12,31	15,91	12,86	12,55	11,60
CaO	23,83	23,85	24,05	23,97	24,03	23,90	23,84	23,91	23,84	24,02	23,20	23,83	24,05	23,58	24,04	23,90	22,93	23,60	23,33	23,79	21,83
Ne2O	0,27	0,35	0.30	0,28	0,43	0,34	0,32	0,37	0,32	06'0	0,32	0,29	0,36	0,42	0,25	0.26	0,58	0,34	0,42	0,12	0,12
K20	8 ,0	0,01	0.0	0,0	0,0	0,02	0,01	8 0	8	0,0	0,01	0,0	0,0	00'0	0 ⁰ 0	00'0	0 ^{.0}	0,0	0,0	0,05	<u>8</u> .0
Sum Ox%	8 9,73	9 9'66	99,94	99,80	96 ' 0 6	9 6'66	100,07	100,04	100,01	100,52	100,28	9 9'98	9 9,36	9 9,62	99,52	99,28	99'02	99,97	100,22	100,01	98,81
Fómula estr	uctural en	i átomos j	por celda	i unidad.	nomaliz	:ada a 4 (cationes ((Montmote	3, 1969) .												
SI	1,83	1,83	1,80	1,82	1,82	1,81	1,81	1,81	1,82	178	1,83	1,82	1,78	1,82	1,81	1,82	1,83	1,97	1,95	1,96	2,0
F	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0'03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,0	0,0	0,01	0 ⁰ 0	0,01
≥₹	0,17	0,17	0,20	0,18	0,19	0,19	0,19	0,19	0,18	0,21	0,17	0,18	0,22	0,18	0,20	0,18	0,07	0,01	0 0	0.0	8 8
۸V	0,03	0'03	0,02	0'03	0,02	0,02	0,03	0,02	0.0	0,02	0,05	0,03	0.02	0,03	000	0.03	0,01	0.0	0 ^{'0}	0,01	0,08
Ⴆ	0,002	0,000	0,000	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,002	0,001	0,001	0,000	0,000	0000
Fe3+	0.11	0,13	0,15	0,13	0,15	0,15	0,14	0,15	0,12	0,16	0,10	0,14	0,18	0,14	0,12	0,12	60'0	0,07	0.08	0.0	0 [.] 0
Fe2+	0,12	8 0'0	0,08	0,08	0,07	6 0'0	0,10	60'0	0,12	8 0'0	0,15	0,10	0,08	0,10	0,12	0,10	0,20	6 0'0	0,21	0,25	0,29
Mn2+	0,0	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,0	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02
ВM	0,74	0,75	0,73	0,78	0,74	0,73	0,73	0,73	0,72	0,72	0,73	0,74	0,72	0,73	0,71	0,74	0,70	0,87	0,72	0,70	0,66
ථ	0,95	0,95	0,96	9 8'0	0,96	0,96	0,95	0,95	0,85	0,96	0,92	0,95	0,97	0,95	0,97	0,96	0,93	9 6,0	0.94	0,96	0,89
R N	0,02	0'03	0,02	0,02	0,03	0,03	0,02	0'03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,03	0,02	0,02	0,04	0,03	0,03	0,01	0,01
¥	000'0	0,000	0,00	0,00	000	0,001	0,00	000'0	0,00	0,00	000'0	0,000	000'0	000'0	000'0	000'0	000'0	0,00	0,00	0,002	0,00
Sun Cat	4.00	4,00	4,00	4.00	4.00	4,00	4,00	4.0	4.00	4,00	4,00	4.0	4.0	4,00	4 ,00	4 .00	4,00	4,00	4,00	4,00	4 .0
Wo(Ca)	49,53	48,43	49,72	48,48	49,77	48,41	49,38	49,46	49,64	49,46	48,55	49,25	50,08	49,27	50,50	49,79	47,92	47,14	47,44	8,494 4	7,851
En(Mg)	38,40	38,80	37,87	39,08	38,29	37,57	38,01	37,84	37,54	37,44	38,14	38,23	37,04	37,80	37,15	38,38	36,77	43,83	36,35	35,59 3	5,368
Fs(Fet+Mn)	12.07	11.7	12,42	1, 4	11,95	13,02	12,62	12,70	12,83	13,10	13,31	12,52	12,88	12,93	12,35	11,83	16,31	9'0 1	16,20	5,916 1	6,783
BM#	0,87	0,89	06'0	0'80	0,91	0,89	0,89	0,89	0,86	0,89	0,83	0.88	0,92	0,87	0,86	0,88	0,77	0;90	0,78	0,74	0'10
Notas: b- boi • Fe total cor	nde, c- cel no FeO. /	ntro. Los No = 100	análisis r •Ca/(Ca+	narcados •Fet+Mg ⁴	s en colo +Mn), En	r corresp = 100'M	onden a⊣ lg/(Ca+Ft	un solo ci st+Mg+M	rlstal. (b): n), Fs = 1	diópsido 100°(Fet+	tipob (el Mn)/(Ca+	Fet+Mg+	n tipoa, j Mn)	/er secch	òn 7.5.a).						
			,	1)	•		•	1	•								

Tebla A2-8. Anál	lsis químic	o del an	UH - Iodi													
label	MT81 - pi	iroxenila	homblén					-	MT69 - m	onzodlori	g					
Point	1 30	1 40	141	143	145	146	147	149	317	328	338	æ	348	355	356	990
sdo					ם	ł	U							ھ	U	
SI02	40,08	39,87	40,15	40,10	39,87	40,21	40,24	40,27	44,70	48,14	43,20	43,28	44,47	43,55	43,44	43,62
TiO2	1,79	1 ,98	1,93	1,84	1,82	1,91	1,93	2,00	1.01	1,32	1,31	1,27	1,03	1,21	1,28	1.08
AI203	13,02	14,03	13,82	13,28	14,33	13,32	13,34	13,58	9,05	9,87	9.51	9.20	8,72	8,96	9,03	8,81
Cr203	0,030	0,040	0.050	0,020	0,030	0,040	0,020	0,020	0,020	0,030	0,040	0,030	0,080	0:030	0,030	0,010
Fe203(c)		4,38	3,16	3,18	2,97	4,29	3,96	4,10	5,54	80'6	5,48	5,45	4,40	5,62	5,15	6 ,04
FeO(c)	11,48°	6,69	8,00	8,26	6,28	7,46	7,67	7,49	11,41	7,94	12,35	12,15	12,73	12,05	12,27	11,78
QUM	0,17	0,13	0,14	0,21	0,18	0,20	0,12	0,23	0,58	0,52	0,54	0,49	0,58	0,64	0,51	0.58
MgO	13,89	13,77	13,58	13,71	14,37	13,78	13,82	13,61	11,75	13,57	10,84	10,94	11,15	11,05	11,12	11,14
CaO	12,37	12,37	12,57	12,53	12,63	12,31	12,35	12,37	11,91	11,98	11,80	11,72	11,95	11,57	11,82	11,81
Na2O	2,11	1,92	1,99	2,14	1,87	2,12	2,12	1,96	1.40	1,29	1,38	1,27	1,25	1,52	1,32	1,20
K 20	1,58	1,41	1,36	1,52	1,43	1,55	1,55	1,55	0,97	0,98	1,15	1,11	0,90	1,11	1,13	1,07
NiO	00 00	0,050	0,030	0,000	0000	0,050	0,000	0,070	0,070	0,100	0,050	0,000	0,00	0,010	0,060	0,020
H2O(c)		2,02	2,02	2,01	2,01	2,02	2,02	2,02	2,03	2,18	2,00	1,99	2 .00	1,98	1,99	1,99
Sum Ox%	97,78	9 8,64	98,80	98,79	87,75	99,25	9 9,12	99. 26	100,44	107,02	9 9,63	B 8,90	99,27	99,32	99,14	99,15
Fómula esluctu	ral en átor	nos por c	celda unk	lad. Núm	ero de ca	ationes a	obre la be	ise de 2	3 oxigeno							
TSI	5,97	5.83	5,97	5,99	5,95	5,97	5,98	5,97	6,81	8 ,50	6,49	8,54	6,87	6,55	8,55	6,57
TAI	2,03	2,08	2,03	2,01	2,05	2,03	2,02	2,03	1,39	1,41	1,51	1,46	1,33	1,45	1,45	1,43
Sum 1	8 '00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8 ,00	8,00	8,00	8 ,00	8,00	8,00	8,00
CAI	0,28	0,36	0,40	0,32	0,48	0,30	0,31	0,34	0,18	0,18	0,17	0,17	0,21	0,14	0,15	0,13
CTI	0,20	8	0,22	0,21	0,20	0,21	20	0,22	0,11	0,14	0,15	0,14	0,12	0,14	0,15	0,12
ç	0,004	0,005	0,005	0,002	0,003	0,005	0,002	0,002	0,002	0,003	0,005	0,004	0,010	0,004	0,004	0,00
CFe+3	0,50	0,48	0,35	0,36	0,33	0,48	0.44 44	0,46	0,62	0,94	0,62	0,62	0,50	0,64	0,58	0,68
CMg	3,09	3,05	3,01	3,05	3,19	3,05	3,08	3,01	2,58	2,77	2,43	2,46	2,48	2,48	2,50	2,50
CFe+2	0'83	0,83	- 1 8	1,03	0,78	0,93	0,95	0,83	1,41	0,91	1,55	1,54	1,80	1,52	1,55	1,48
CMn+2	0'02	8. 8	0,02	0,03	0 <mark>.</mark> 0	0,03	0,02	0,03	0,07	90 [.] 0	0,07	0 ⁰	0,07	0,08	0,07	0,07
e C C B	8	0,01	0,0	0 ⁰ 0	80	0,01	80	0,01	0,01	0,01	0,01	0 0	0 0	0,0	0,01	0,0
Sum C	2'8	2 [.] 0	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5.00	5,00	5,00	5,00
BMg	8	80	0,0	8 8	80	0,0	0.0	0,0 0	0,0	0 ⁰ 0	00'0	0 ⁰	80	0.0 8	0,0	0,0
BFe+2	8	8	0'0	8 [.] 0	80	0,0	0 [.] 0	0,0	00'0	0 [.] 0	0'0	0 ^{.0}	0 ⁰	0 [.] 0	8 0	0,0
BMn+2	8 0	8,0	0,0	0 ^{.0}	80	0,00	80	0.0	0,0	0 ^{.0}	00'0	0 ⁰	8 8	0.0	0 ⁰	0,0
BCa	- 88	1,97	2,00	2'8	8 7	1,96	1,97	1,96	1,89	1,78	1,90	1 ,90	, 8	1,87	1,91	1,91
BNa	0,02	0,03	0,0	8 0	80	0 0	0,03	0,04	0,11	0,24	0,10	0,10	0,06	0,13	800	0,09
Sum B	5 0	2 [.] 8	2,00	2,00	2,00	2.00	5 ,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2.00	2'00	2,00	2,00
ACe	8 0	8	0,0	0 [.] 0	0,02	0'0	8 0	0,0	0,0	0 ^{.0}	00'0	8. 0	8. 8	0.0	0 ⁰ 0	0,0
ANe	0,58	0,52	0,57	0,62	0,54	0,57	0,58	0,53	0,29	0,10	0'30	0,27	0,28	0,31	0,30	0,26
¥	0,30	0,27	0,26	0,28	0,27	0,29	0,29	0,29	0,18	0,17	0,22	0,21	0,17	0,21	20 0	0,21
Sum A	0,89	0,78	0,84	0,91	0,83	0,86	0,87	0,82	0,47	0,27	0,52	0,48	0,48	0,52	0.51	0,48
Sum cal	15,89	15,79	15,84	15,91	15,83	15,86	15,87	15,82	15,47	15,27	15,52	15,48	15,48	15,52	15,51	15,46
8W #	0,7	6,70	0,75	0,75	0.80	0,77	0.78	0,76	0,65	0,75	0,81	0,62	0,81	0,62	0,62	0,63
Clasif.	HW	HW	٩	HW	٩	HW	HM	HW	qHM	qHM	HW	ЧНМ	qHM	ш	ш	đĦM
Notas: b- borde,	c- centro. [Los análi	sis marce	ados en c	color corr	esponder	os un so	o cristal.								

Fa total como FeO. El cálculo del Fe^{3*} se estimó según el factor de máximo Fe^{3*} de Scumecher, 1997.
 Clasificación según Leake et al. (1997). P. pargasita, MH: magnesio-hastingsita, MHb: magnesio-homblenda, E: edenta.

Label	MT19-B -	piroxenit	'n					Ē	WTF1 - hc	mblendit	ľ	CM1 hbt p	ĺ	J23 - hbt	Ē	U30 - hor	mblendita			ET2-hbt
	Ea. Túnei	(NH)						-	Ea. Túnel	(HU)	<u> </u>	MO	_	⊋		pla. Ushu	UH - Blau	?-SPU?		Ð
Point	508	208	210	214	ห	523	225	235	241	246	251	20 6	268	116	117	103	1 04	105	106	42
SI02	0,35	2 0	0,11	0,0	0,05	0'0	0,07	0,73	0,10	90'0	0,13	60'0	0,16	0,00	0,00	0,03	0,04	0,04	0,10	0,02
Ti02	1,48	0,66	0,52	1,60	1,73	0,12	0,04	0,20	0,31	0,04	0,10	1,27	1,56	0,13	0,06	0,56	0,52	0,64	66'0	0'08
A203	1.01	0,06	0,06	0,23	0,02	60 '0	6,45	2,70	1,55	0,02	0,08	1,33	1.17	0,01	0,02	0,70	0,62	0,67	0,74	0,0
Cr203	0,36	0,34	0,33	0,56	0,29	0,40	0,36	0,36	0,10	0,08	0,11	60'0	0,10	0,0	0.03	1,58	1,70	1,83	1,14	0,0
Fe203(c)	64,82	67,03	67,74	65,32	66,06	68,29	61,05	64,92	65,78	68,94	68,21	65,06	64,61							
FeO	31,23	31,30	30,97	31,89	32,56	31,08	31,48	29,14	31,45	31,20	31,17	31,36	31,47 5	3,57° 8	14,58*	91,99* 1	91,54	90,80*	1,91*	94,73*
MnO	0,03	0,07	0,05	0,05	0,06	0,02	0,01	0,00	0,05	0,01	0,01	0,08	0.22	0,0	0.04	0,14	0,17	0,22	0,05	0,07
MgO	1,23	0,40	0,49	66'0	0,24	0,10	0,38	2,33	0,02	0,03	0,03	0,74	0.80	0,01	0,00	0,00	0,0	0,0	0,00	0,00
ON	0,10	0,0	0,0	0,07	0,07	0,08	0,25	60'0	0,0	0,03	0,07	0,00	0.01	0,02	0,00	0,15	0,02	0,00	0.04	0'0
Sum Ox%	100,61	100,08	100,26	100,11	101,08	100,22	100,09	100,48	99,35	100,41	99,91	100,02	100,11	93,74	94,73	95,15	94,60	94,29	94,96	94,89
i	20	2	5	5					000	5	200	50	2		000		000	000	000	
5	0,0	0,0	80	0,0	00'0	80	00'0	0,03	80	8	10'0	80	10,0	00'0	00'0	0.0	00'0	00'0	800	80
F	0,04	0,02	0,02	0,05	0,05	0,0	00'0	0,01	0,01	0,0	0,0	0,04	0,05	0,0	0,00	0,02	0,01	0,02	0,03	0,00
ALA IV	0 [.] 0	0'0	0 ^{.0}	0,00	0,0	0,0	0,0	00'0	0,0	0,0	0,00	0,00	0,0							
⊿ <	0,05	0,0	0 ^{.0}	0,01	0,0	0 ^{.0}	0,28	0,12	0,07	0'0	0,00	90'0	0,05	0,0	0,0	0'03	0,03	0'03	0,03	0,0
ບັ	0,011	0,010	0,010	0,017	0,008	0,012	0,011	0,011	0,003	0,002	0,003	0,003	0,003	0,000	0,001	0,047	0,051	0,058	0,034	0,000
Fe3+	1,83	1,93	1,95	1,86	1,89	1,97	1,70	1,81	1,90	1,99	1,98	1,86	1,84	1,99	1,99	1,89	1,89	1,87	1,87	1,99
Fe2+	0,98	1 ,0	66'0	1,02	1,03	1,00	0,98	06'0	1.01	1.00	1,00	1.00 1	1,00	1.00	1,00	1.01	1,01	1,01	1,03	1.00
Mn2+	0,0	0,00	0,0	0,0	0,00	0,0	00'0	00'0	0,0	0,0	0,0	0,00	0,01	0 [.] 0	00'0	00'0	0,01	0'01	0,00	0,00
Mg	0,07	0'02	0'03	0,02	0,01	0,01	0,02	0,13	0,0	0,0	0,0	0,04	0,05	0,0	0,00	0,00	00'0	0,00	0,00	0,00
z	0 [.] 0	0'0	0,0	0,0	0,0	00'0	0,01	00'0	00'0	0,00	0,0	0,00	0,00	0,0	0,00	0,00	0,00	0,0	00'0	0,00
Sum Ca在	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	2,98	2,98	2,98	2,97	3,00
XCr	19,51	80,08	78,13	61,71	89,82	74,73	3,63	8,24	4,01	72,74	46,54	4,39	5,35	0	54,204	60,103	64,914	66,075	50,807	
XFe2+	93,46	97,78	97,28	97,85	89'6 8	<u>99 43</u>	97,91	87,52	68 ,89	99,83	99,85	95,99	95,65	9 9,95	100,00	100,00	100,00	100,00	100.00	100,00
YFe3+	90'26	9 9,33	99,35	98,56	99,50	99,18	85,35	93,37	96,30	99,83	99,64	96,75	97,10	99,977	99,917	96,024	96,01	95,515	96,551	100
Referencias: gr-	grano, larr	n: lame lla	de exso	ución en	magnetitu	a, b-boπ	le, c- cen	tro. hbt	(px)- hom	blendita (j	piroxénic	a).								

Tabla A2-9. Analisis químico de la magnetita - HU - SPU - PDM.

HU: Homblendita Ushuala; PDM: Plutón Diortitco Moat; SPU: Suite calco-alcalina de la península Ushuala. U23, U30 y ET2: datos de D. Acevedo sin publicar. Nota: * Fe total como FeO. XCr. 100*Cr/(Cr+Al); XFe²⁺: 100*Fe²⁺); YFe³⁺: 100*F3³⁺/(Cr+Al+Fe³⁺)

Tabla A2-10. An	<u>Alisis quím</u>	ico de la	ilmenita -	OM - UH	ž															
Label	MT19-B -	piroxeni											ATF1 - ho	mblendit				M1 - hbt	ă	
	Ea. Túne	(IHU)											a. Túnel	(HU)			<u>a</u>	ΜQ		
Point	204 204	205	206	236	237	227	228	231	232	217	218	219	239	242	243	249	252	263	267	270
obs	5	ቅ	9	5	9	an	lan	alt	5	5	lan	an	5	9	ma	E	mej	9	j9	9
	٩	U	م	, O	ø					υ							_	υ	م	υ
SIO2	0,19	0,13	0,28	90'0	0,03	0,07	0,14	0,05	6 0,03	0,03	0'0 8	0,01	0,36	0,07	0,07	0.06	0,19	60' 0	0,08	0,05
Tio2	52,17	52,24	54,43	52,15	53,45	54,20	53,85	50,75	49,25	52,52	48,91	46,10	49,82	48,31	49,61	49,14	49,31	51,18	52,58	49,56
A1203	0 8	0,0	0,15	0,04	80'0	60'0	8 0'0	0,03	0,02	0,05	3,92	5,98	0,46	0,05	0,02	0,02	60'0	0,10	0,0 40,0	0,07
Cr203	060'0	0,100	060'0	060'0	0,070	0,190	0,110	0,110	0,100	0,100	0,170	0,260	0,020	0,040	0,050	0,010	0,060	0,020	0,020	0,00
Fe2O3(c)	8,22	7,93	4,21	8,22	7,45	3,58	3,55	3,26	8,05	8,02	8,24	10,38	2,88	8,26	5,90	6,87	4,96	7,87	5,61	6,94
FeO(c)	27,28	Z7,31	28,65	28,00	28,22	32,45	32,19	39,98	36,07	28,35	20,16	17,36	36,29	38,63	39,46	38,90	37,42	32,47	32,68	30,01
MnO	2'08	1,93	1,99	2,10	2,23	2,40	2,49	3,23	2,69	2,29	3,60	3,03	9,34	4,59	4,80	5,04	6,73	2,71	2,89	4,18
MgO	96' 6	10,01	10,40	9,43	6 8'6	7,80	7,74	1,32	3,09	9,31	11,34	11,80	0,15	0,10	0,14	80'0	0,06	6,13	6,60	5,81
CaO	0,01	00'0	90'0	0'0	0,0	0,02	0,0	00'0	0,02	0,0	0,0	0,0	0,13	0'03	0'0	0,08	0,16	00'0	0,00	0'0
ON	0,020	0,040	0,000	0,040	000'0	0,020	0'020	0,080	0,000	000'0	0,040	0,010	0.030	0,040	0,000	0,020	0,020	000'0	0,000	0,030
Sum Ox%	100,02	8 9' 6 8	100,26	100,16	101,42	100,82	100,22	98,82	99,31	100,67	96,44	94,94	98,48	100,13	14	100,22	99,01	100,57	100,52	96,65
7	5	80	00	8	80	80		8	000	8	80	2	00	e e		000	001	000	000	000
4	3	8		200	8			5 6		5										
=	7A'0	0,83	CR'0	78'0	0,93		96'n	18'0	76'0	55'0	/8'n	78'0		76'0		58'D	0, 0	0.8J	0,40	0, 23
A/A IV	8	00'0	80	80	00'0	80	80	80	00'0	00'0	80	00'0	00'0	80	00'0	00'0	00'0	00'0	00'0	8
A VI	80	80	80	0 0	8 0	80	00'0	0 ⁰	0,00	0 ^{'0}	0,11	0,17	0,01	00'0	00'0	00'0	00'0	0,00	00'0	0'0
Ⴆ	0,002	0,002	0,002	0,002	0,001	0,004	0,002	0,002	0,002	0,002	0,003	0,005	0,000	0,001	0,001	000'0	0,001	0,000	000'0	000'0
Fe3+	0,15	0,14	0,07	0,15	0,13	0,06	0'08	0,06	0,15	0,14	0,15	0,19	0,06	0,16	0,11	0,13	0,10	0,14	0,10	0,13
Fe2+	0,54	0,54	0,56	0,55	0,55	0,64	0,64	0,85	0,75	0,56	0,40	9.94	0,75	0,82	0,83	0,82	0,80	0,65	0,65	0,63
Mn2+	8 8	0,0	0,0 40,0	0.04	0,04	0,05	0,05	0,07	0'08	0,05	0,07	90'0	0,20	0,10	0,10	0,11	0,15	0,08	0,08	60 [°] 0
Mg	0,35	0,35	0,36	0,33	0,34	0,28	0,27	0,05	0,12	0,33	0,40	0,42	0,01	0 ^{.0}	0,01	0'0	00'0	0,22	0,24	0,23
S S	8 0	80	0,0	0,0	8'0	8 0	00'0	0,0	00'0	0,0	0,0	0,0	0 ⁰ 0	0,0	00'0	00'0	00'0	00'0	00'0	0,0
ī	000'0	0,001	0,000	0,001	000'0	0,000	0,001	0,002	000'0	000'0	0,001	0,000	0,001	0,001	0,000	000'0	000'0	000'0	000'0	0,00
Sum Cat	2'8	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,0	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2.00	2,00
llmenite	53,70	53,90	56,06	55,29	54,84	64,40	64,25	84,92	75,29	55,74	42,25	37,62	76,19	81,89	83,54	82,35	80,34	65,37	65,48	62,91
Geikiellte	34,92	35,20	36,29	33,20	34,26	27,59	27,53	5,00	11,48	32,62	42,34	45,60	0,59	0,37	0,55	0,31	0,24	21,98	23,59	21,69
Pyrophanite	4,10	3,86	3,95	4,21	4,38	4,82	5,03	6,96	5,68	4,55	7,64	6,66	20,43	98'6	10,29	10,80	14,63	5,52	5,87	8,87
Hematite	7,28	7,04	3,71	7,31	6,52	3,20	3,19	3,12	7,56	2,09	7.7	10,12	2,79	7,88	5,62	6,54	4,79	7,13	5,06	6,54
SMA	0,39	0,40	0,39	0,38	0,38	0,30	0,30	0'08	0,13	0,37	0,50	0,55	0,01	0,00	0,01	00'0	00'0	0,25	0,27	0,26
Referencias: gr-	grano, lan	: lamella	de exsol	ución en	magnetit	a. b-bord	e, c- cen	tro, cada	barra de	color cor	responde	a un so	io cristal.	hbt (px)-	hornbler	ldita (pirc	xénica).			
HU: Hornblendit	a Ushuaia;	PDM: PI	után Dlor	ítico Moa	t. U23, E	T1 y ET2	: datos d	e D. Acer	/edo sin j	oublicar.										
alt- alteración d	e Ilmenita																			

Tabla A2-10. Análisis	químico de la ilmenita	- HU - PDM.	Continuación.

Label	ET1 - ho	mblendi	ta		U23 - hl	ot 👘	ET2 - h	omblendi	a
	Ea. Tún	el (HU)			Ea. Tún	el (HU)	Ea. Tún	el (HU)	
Point	122	125	127	136	115	118	45	46	47
obs					_				
SIO2	0,00	0,03	0,64	0,00	0,03	0,06	0,01	0,00	0,00
TIO2	51,78	46,48	49,29	45,21	43,28	54,47	52,42	50,08	46,62
A1203	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr2O3	0,000	0,000	0,000	0,000	0,075	0,000	0,000	0,093	0,070
Fe2O3(c)							1		
FeO(c)	37,32*	41,63*	38,34*	44,06*	47,58*	39,40*	40,83*	41,92*	46,65°
MnO	8,85	8,01	8,85	7,82	7,24	0,42	8,33	7,22	6,94
MgO	0,07	0,05	0,06	0,00	0,02	0,04	0,00	0,05	0,07
CaO	0,37	0,29	1,13	0,05	0,08	0,27	0,06	0,14	0,01
NiO	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,005	0,044	0,000	0,000
Sum Ox%	98,40	96,50	98,30	97,14	98,30	94,66	101,70	99,50	100,35

Tabla A2-11. Análisis químico de la espinela - HU - PDM.

Label	MT198 -	piroxenit	8						CM1 - hb	t px		
	Ea. Túne	(HU) k							PDM			
Point	207	211	213	215	216	224	233	234	264	266	269	271
obs	exes2	exs 1	gr	gr	6752	gr	excs1	60 13	ence 2	eus 2	ലെട്ടി	gr
SiO2	0,26	0,28	0,17	0,26	0,07	0,06	0,09	0,99	80,0	0,17	0,72	0,14
TiO2	0,33	0,34	0,37	0,06	0,41	0,01	0,04	0,17	0,30	5,33	0,46	0,51
AI2O3	64,53	65,46	62,72	61,85	63,76	62,37	64,52	65,31	62,98	59,41	63,70	62,79
Cr2O3	0,640	0,380	0,430	0,320	0,760	0,460	0,450	0,400	0,050	0,080	0,050	0,040
Fe2O3(c)	2,35	2,50		5,07	3,55	4,69	4,53	4,20	2,72	0,00	4,07	1,27
FeO	9,08	8,86	13,2*	11,14	10,47	12,86	6,70	7,44	14,16	14,04	13,62	13,67
MnO	0,09	0,12	0,12	0,13	0,19	0,17	0,11	0,09	0,31	0,44	0,48	0,34
MgO	21,81	22,25	20,55	19, 86	20,81	1 8,69	23,12	24,25	17,88	18,20	19,72	17, 94
NiO	0,000	0,080	0,030	0,080	0,040	0,080	0,000	0,030	0,020	0,000	0,020	0,080
Sum Ox%	99,09	100,28	97,73	98,76	100,06	99,40	99,57	102,87	98,50	97,67	102,84	96,78
SI	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,02	0,00
ті	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,11	0,01	0,01
alvai iv	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
	1,92	1,92	1,90	1,88	1,90	1,90	1,90	1,86	1,93	1,83	1,87	1,95
Cr	0,013	0,008	0,009	0,006	0,015	0,009	0,009	0,008	0,001	0,002	0,001	0,001
Fe3+	0,05	0,05	0,06	0,10	0,07	0,09	0,09	0,08	0,05	0,00	0,08	0,03
Fe2+	0,19	0,18	0,22	0,24	0,22	0,28	0,14	0,15	0,31	0,31	0,28	0,30
Mn2+	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01
Mg	0,82	0,83	0,79	0,76	0,78	0,72	0,86	0,87	0,69	0,71	0,73	0,70
Ni	0,000	0,002	0,001	0,002	0,001	0,002	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,002
Sum Catt	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3, 0 0	3,00	3,00	2,97	3,00	3,00
XCr	0,66	0,39	0,46	0,34	0,79	0,49	0,46	0,41	0,05	0,09	0,05	0,04
XFa2+	18,93	18,27	21,80	23,93	22,02	27,85	13,98	14,68	30,76	30,22	27,93	29,95
YFe3+	2,26	2,37	3,27	4,95	3,41	4,56	4,27	3,93	2,69	0,00	3,91	1,28

Referencias: gr- grano, exs1: exsolución en magnetita, exs2- en ilmenita. Hbt px- homblendita piroxénica

HU: Homblendita Ushuaia; PDM: Plutón Diorítico Moat. * Fe total como FeO.

Teha AC	C Anális		let of the state o	a contraction of the second	Ĭ																		
	il - mon	zonita			-																	ĺ	
Point	353	356	358	350	360	361	362	36 3	364	365	369	371	379	381	383	384	385	366	393	384	395	396	397
SI02	67,05	66,55	65,43	66,78	64,55	66,10	65,23	66,13	64,94	64,53	59,07	61,08	60,64	61,04	65,23	65,26	60,65	61,46	61,48	66,80	65,81	66,45	65,42
TI02	0,0	0,08	0'02	00	0.04	0.0 40	0,10	0,01	0,01	0,0	0,10	0,04	0,05	0,08	0'03	00'0	0,01	0,06	0,03	0,04	0,05	0,02	0,08
AI203	18,03	17,92	17,58	17,79	21,94	17,69	21,26	17.75	21,91	21,97	23,59	23,15	23,82	24,07	18,07	17,52	23,16	23,07	23,20	17,79	17,64	21,19	21,94
Fe203	0,24	0,17	0,12	0,19	0,24	0,03	0,34	0,31	0,23	0,30	0,39	0,35	0,23	0,24	0. 2	0,06	0,17	0,22	0,06	0,14	0,11	0,23	0,24
OgM	0.0	80	0,0	0,02	0.0 0	0,0	80	0,01	8 ⁰	0,0	0,01	0 ^{.0}	0'03	8 0	0,02	00'0	0,11	0,0	0.0	0 0	0,02	0,03	0,01
CBO	0,40	0,32	0'0	0,19	4,24	0,15	3,81	0,16	4,36	4,30	7,63	6,67	6,83	6,86	0,08	00	6,68	5,98	6,18	0,10	0,11	3,08	4,20
NB2O	4,87	4,56	1,52	3,77	9,54	2,81	9,61	4,08	9,42	9,44	7,82	8,45	8,26	8,31	2,09	1,79	8,04	8,56	8,39	3,66	2,23	10,08	9,72
K20	9,50	10,92	14,66	11,60	0,26	13,07	0,40	11,37	0,43	0,21	0,13	0,19	0,14	0,13	13,96	14,47	0,11	0,17	0,10	12,34	13,62	0,27	0,23
Sum Ox%	100,09	100,53	99,43	100,32	100,80	9 8'66	100,74	99,81	101,30	100,74	98,73	99,93 1	00,00	00,73	99,51	99,13	9 8'90	99,52	99,43	100,87	99,58	101,34 1	01,84
Fómula es	tructural																						
S	3,02	3,01	3,03	3,03	2,84	3,03	2,87	3,02	2,84	2,84	2,68	2,73	2,71	2,71	3,01	3,03	2,73	2,75	2,75	3,02	3,03	2,89	2,84
F	0,0	0'0	8 0	80	0°,0	0'0	0 ⁰	0,0	00'0	0,00	0,0	0'0	0 ⁰	8'0	0 [.] 0	00'0	0,00	0,00	0,0	0'0	0 0	0,0	0,0
At	96'0	0,96	96'0	0,95	1,14	0,95	1,10	96'0	1,13	1,14	1,26	1,22	1,25	1,26	0,98	0,96	1,23	1,22	12	0,95	96 '0	1,09	1,12
Fet	0,01	0.01	0,0	0,01	0,01	0,0	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0'0	00'0	0,01	0,01	0 ^{.0}	0 ⁰	0,0	0,01	0,01
Mg	0 [,] 0	00'0	0 ⁰	8 0	000	0,0	00'0	0 ⁰	00'0	0,0	0,00	0,0	0,0	0'0	8 ⁰	00'0	0,01	0,0	0,0	0,0	0 [.] 0	0,0	0,0
ů	0,02	0,02	0,0	0,01	0,20	0,01	0,18	0,01	0,20	0,20	0,37	0,32	0,33	0,33	8 ⁰ 0	0'0	0,32	0,29	0,30	0,01	0,01	0,14	0,20
BN	0,43	0,40	0,14	0,33	0,81	0,25	0,82	0,36	0,80	0,80	0,69	0,73	0,72	0,71	0,19	0,16	0,70	0,74	0,73	0,32	0,20	0,85	0,82
¥	0,55	0,63	0,86	0,67	0,01	0,76	0,02	0,66	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,82	0,86	0,01	0,01	0,01	0,71	0,80	0,01	0,01
Sum Cat	4,98	5,02	4,99	5,00	5,01	5,00	5,00	5,02	5,01	5,00	5,03	5,03	5,02	5,02	5,00	5,00	5,01	5,02	5,00	5,02	4,99	5,00	5,01
A b	42,91	38,24	13,57	32,77	79,12	24,43	B0,23	35,06	77,76	78,98	64,54	68,93	68,15	68,20	18,45	15,79	68,20	71,48	70,68	30,89	19,83	84,31	79,72
Ł	1,95	1,48	0,34	0,00	19,45	0,73	17,60	0,74	19,91	19,88	34,77	30,05	31,11	31,10	0,38	0,18	31,20	27,58	28,79	0,49	0,55	14,21	19,05
ō	55,14	60,28	86,09	66,34	1,42	74,84	2,18	64,20	2,33	1,15	0,69	1,02	0,74	0,70	81,17	84,03	0,60	94	0,53	68,62	79,62	1,48	1,23
Datos de D	ACEVEC	do (sin pu	ublicar) c	edidos a	l presen	te autor.																	

Tabla A2	:-12. Aná	lisis qulr	nico del t	eldespat	0 - MJJ.	Continua	ación.			l							1				_		
Label	1 - monz	onita	Í										ĺ		4	sienta					ଛ	c - bsn g	la B
Point	398	366	Ş	4 01	402	405	408	411	412	413	414	415	417	421	425	719	723	730	736	713	724	195	199
SI02	65,71	64,99	65,02	64,96	65,22	85,24	66,19	B4,38	56,03	36,93	36,45 €	35,72 6	¥.91 5	9,44 5	9,16 6	4,20 5	8,65 5	8,80 6	4,63 5	8,67 5	8,89	5 3,31 E	6,91
Ti02	0,02	0'03	0,06	0,02	0,10	0'03	0'03	00'0	0,03	0.0	0 ^{.0}	0,02	1 0'0	0,0	0,03	0,01	8 0'0	0,02	0,08	0,06	60'0	0,0	0.0
N203	21,75	22,24	21,69	21,85	21,76	17,67	17,00	21,85	12,94	20,57	20,32	17,50 2	21,42 2	14,59 2	4,43	8,27 2	5,61 2	5,67 1	8,56 2	5,48 2	4,98	1,95	25,38
Fe203	0,25	0,22	0,37	0,29	0,33	0,17	0,22	0,24	0,10	0,26	0,29	0,26	0,26	0,53	0,51	0,23	0,79	0,51	44,0	0,55	0,66	0,17	0,30
MgO	000	0 0	0,02	0,01	0,01	0.01	17,71	0 ⁰ 0	0.0	0.0	0,02	0,01	00'0	0,00	00'0	0,01	0,00	0,02	0,02	0,00	0,0	0 ^{.0}	8.0
0 O O	3,94	4,10	3,78	3,90	3,77	0,21	0,13	4,56	0,28	2,63	2,37	0,10	3,85	8,00	7,68	0,13	7,97	8,06	0,11	8,11	7,50 1	2,77	9,80
Na2O	88 '6	9,79	6 ,90	9,84	9,68	1,69	2,26	9,47	3,68	10,54	10,59	2,14	9,81	7,50	7,75	1,40	7,53	7,26	1,36	7,16	7,93	4,83	6'09
K 20	0,21	0,18	0,31	0,25	0,34	14.51	13,71	0,33	11,55	0,17	06.0	13,94	0,40	0,20	0,23	4,47	0,17	0,02	4,75	0,12	0,23	0,07	0,15
Sum Ox	X01.74	101,55	101,14 1	01,12 1	01,21	99,52 1	17,31 1	00,84	39,61 1(31,09 10	20,34	99,69 1 0	70,69 1 C	0,25 9	9'28 5	6,73 10	0,80 10	0,37 9	9,84 10	0,15 10	0,28	9,10 £	19 ,61
Fómula	estructur	폐																					
ଷ	2,86	2,83	2,85	2,84	2,85	3,02	2,64	2,83	3,02	2,92	2,92	3,03	2,86	2,66	2,66	2,99	2,62	2,63	2,98	2,63	2,64	2,44	2,60
F	0,0	0,0	0'0	0 [.] 0	0 ⁰ 0	0,0	0,0	0,0	0,0	0'0	0,0	0,0	00'0	0,0	00'0	0,0	0,00	0,0	0'0	0,0	0,0	0 [.] 0	0.0 8
¥	1,11	1,14	1,12	1,13	1,12	96'0	0,80	1,13	0,97	1,06	1,05	0,95	1,11	1,30	1,30	8	1,35	1,35	1.01	1,35	1,32	1,51	1.38
Tet	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,0	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0.01	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0.01	0,0
BN	00'0	0 ^{,0}	0 0	8,0	0 ⁰	0,0	1,06	0,0	0,00	0'0	00'0	00'0	00'0	0,00	00'0	0,0	0,0	0,0	80	0,0	0,00	0,0	0.0 8
ථි	0,18	0,19	0,18	0,18	0,18	0,01	0,01	0,21	0,01	0,12	0,11	00'0	0,18	0,38	0,37	0,01	0,38	0,39	0,01	0,39	0,36	0,63	0,48
Na	0,83	0,83	0,84	0,84	0,82	0,15	0,17	0,81	0,33	0,89	06'0	0,19	0,84	0,65	0,68	0,13	0,65	0,63	0,12	0,62	0,69	0,43	0,54
¥	0.0	0,0	0,02	0,0	0,02	0,86	0,70	0,02	0,67	0,0	0,02	0,82	0,02	0,01	0,01	0,86	0,01	8'0	0,87	0,01	0,01	8'0	0,0
Sum Cat	# 5,01	5,01	5,02	5,02	5,00	5,00	5,39	5,01	5,00	5,00	5,01	5,00	5,02	5,02	5,03	5,00	5,04	5,01	5,01	5,01	5,05	5,02	5,00
Ł	81.02	80,41	81,19	80,91	80,76	14,85	19,88	1,59	32,18 8	37,12 8	37,56	18,82 8	30,41 E	12,23 6	3,79	2,70 6	2,50 6	1,90	2,25 6	1.08 6	4,86	0,46	2,4B
٤	17,85	18,63	17,15	17,74	17,35	5	0,62	20,63	1,34	1.99	10,83	0,49	17,44 3	16,69 3	4,95	0,65 3	6,56 3	2'96	0,56 3	8,24 3	3,91 5	9,15 4	16,68
ō	1,13	0,96	1,67	1,35	1,89	84,11	79,49	1,79	56,47	0;90	1,62 (90,70	2,15	1,08	1,25 €	6,64	0,94	0,13 8	7,19	0,68	1,23	0,39	0,84
Datos de	D. Acev	edo (sln	publicar)	cedidos	al prese	nte auto	5																

Referencias: bsn gab: bolsón gábrico.

Tabla A2- Label e	-12. Aná nc - han	ilisis quír dah	nico del	feldespa lli	nto - MJJ.	Contin	lación.					ig	-1 - bols(în aábric				Ì					1
Point	200	201	202	203	5 60	5 66	287	272	273	8 87	288	580	210	211	212	213	215	220	5	ឌ	223	228	6 27
SIO2	58,40	58,41	58,53	58,94	64,85	6 1,10	61,58	61,27	65,27	65,78	65,38	82,53	58,74	53,18	HB,776 4	15,70 4	3,98 4	5,59 4	5,70 4	15,41 4	16,07 (1,63 (96,38
TIO2	0,0	0,01	0'0	0,10	0,08	0,06	0,10	0,02	0,01	0,07	0,05	0.07	0,06	00'0	0,02	0,08	0,02	0,0	0,04	0,04	00'0	0,05	0,00
AI203	23,99	24,17	24,36	24,56	18,00	23,88	23,46	23,63	18,25	18,10	18,29	23,18	24,50	27,08	09.62	31,98	2,97 3	2,34 3	1,74 3	12,01	32,27	2,1	3,07
Fe203	0,13	0,14	0,34	0.20	0,10	0,82	0,20	0,11	0,16	0,17	0,12	0,40	0.24	0,56	0,55	0,68	0,46	0,48	0' 6 6	0,34	0,32	0,38	0,48
МgO	0 ⁰	0,01	00'0	0.0	0,01	0,0	00'0	0,0	0,0	0,0	0,01	00'0	00'0	0,01	0,0	0,05	0,0	0'0	80	0,0	0,02	0,01	0,05
CaO	8,12	8,10	8,33	8,45	0,16	6,41	6,20	6,45	0,16	0,22	0,21	5,39	8,28	11,96	15,93	18,55 1	9,97 1	9,15 1	8,82	19,84	18,71	8 8	6,51
Na2O	7,21	40'2	7.08	7,05	2,18	8,37	8,43	8,31	2,32	3,18	2,04	9,10	7,20	4,82	2,73	1,34	0,62	1.07	1,10	1.22	ដ	8,34	8,07
K20	0,10	0,13	0,20	0,15	13,59	0,14	0,26	0,18	13,31	12,55	13,76	0,16	0,17	0,19	0.07	0,02	0,01	0,0 40,0	0,02	0.03	0,02	0,16	0,23
Sum Ox%	897,94	98,00	96,92	99,46	98,94 1	100,78	100,23	9 9,95	99,48 1	80,00	99,85 1	00,84	99,2 0	37,78	97,66	98'36 5	8,04 9	8,66 9	9 00 0	97,88	38,62	9,38	18,80
Fómula é	structu	ral																					
ิเง	2,67	2,67	2,65	2,65	3,00	2.70	2,73	2,72	3,01	3,00	3,00	2.74	2,65	2.47	2,29	2,15	2,09	2,14	2,16	2,15	2,16	2,76	2.73
F	0,0	00'0	0,0	0,0	00'0	0,0	00'0	0,0	0,0	0,0	00'0	00'0	0 ⁰ 0	0,00	0,00	00'0	0'0	0,0	0.0	0,0	00'0	0,00	0.0
Alt	1,29	1,30	1,30	1,30	96 '0	1,24	1,23	1,24	66'0	0,97	66 '0	1,20	1,31	1,48	1,64	1,78	1,84	ور 1	1,7	1,79	1,78	1,20	1,23
Fet	0 ⁰	00'0	0,01	0,01	0,0	0,03	0,01	0,0	0,01	0,01	0,0	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0.02	0,01	0,01	0,01	0,02
Mg	0 ⁰	00'0	0,0	0,00	00'0	00'0	0,00	0.0	0,0	0,0	0,0	0,0	8'0	0 ^{.0}	0.0	00'0	0'0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,00	0,0
Ca	0.40	0,40	0,40	0,41	0,01	0,30	0,29	0,31	0,01	0,01	0,01	0,25	0,40	0,59	0,80	0 94	1.02	0,96	0,95	0,95	96,0	0,29	0,32
Na	0 8	0,62	0.62	0,62	0,20	0,72	0,72	0,72	0,21	0,28	0,18	0,7	0,63	0,43	0,25	0,12	90'0	0,10	0,10	0,11	0,11	0,72	0,71
¥	0,01	0,01	0,01	0,01	0,80	0,01	0,01	0,01	0,78	0,73	0,81	0,01	0,01	0,01	0,00	0 ⁰ 0	00'0	0,0	0 ^{,0}	0'0	0 ⁰	0,01	0,01
Sum Cat	¥ 5,01	5,00	5,01	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,01	5.01	5,01	5.02	5,02	5,01	5,01	5,01	5,01	5,00	6,02
Ą	61,28	60,70	59,91	59,65	19,44	69,74	70,05	69,29	20,77	27,53	18,18	74,70	60,58	11.71	23,59	11,54	5,34	9,17	9,58	44,0	10,55	0,76 (38,25
An	38,14	38,55	38,98	39.50	0,79	29,51	28,51	29,71	0,80	1,03	- 1 08	24,44	38,49	57,23	78,00 L	38 ,33	4,59 9	0,61 9	0,30	39,37	39,35	B,33	10,45
ъ	0,58	0.75	1,11	0,85	79,77	0,75	1,44	66'0	78,43	71,43	80,78	0,86	0,95	1,05	0,41	0,14	0,07	0,21	0,13	0,19	0,10	0,91	1,30
Datos de	D. Acev	redo (sin	publicar	cedido	s al prese	ante auto																	

臣	
presen	
ā	
cedidos	
Ē]
<u>.</u>	1
đ	
(sin	3
/edo	
Ace	1
2	į
5	-
ð	Ì
S	1

Referencias: bsn gab: bolsón gábrico.

Tabla A	2-12. An	állsis quír	nico del	feldespa	to - MJJ	. Cantin	uación.																
Label Point	js-1 173	sch - lam 104	profiro (i 106	L bt-cpx) 108	110	111	sch - Ian 113	nprofiro 117	(L bt-cp) 122	131	134	138	11a - mon 65	zodiorita 66	cuarzos 68	a con bt 69	6t 20	91	S	8	8	<u>8</u>	у- тгл 150
ŝ	A 28	80.2K	AA 71	60 03	60 03	R1 22	A5 20	64 K3	84 45	64 01	64 77	00	68 40	A3 74		1010	41 U	N AR	A RO		85 13 5	20	56 7K
		30	8					200		2000	5	200			2	500	2.5	2	20		200		
AI203	24.60	23.35	17.73	23.09	23.20	22.73	17.53	17.35	17.18	17,67	17.35	22.71	18.92	17.28	17.89	21.76	18 19 19	17.43	17.52	21.35	17.48	17.70	25.20
Fe203	0,55	0,32	0,33	0,22	0,28	0,88	0.05	0,27	0,08	0,17	0,08	0,34	0,03	0,10	0,12	0,08	0,03	60'0	0.12	0,16	00	0,10	0,38
OgM	0,00	80	0,02	0,02	0,01	0,11	0,0	0,01	0,01	00'0	0,02	0,06	0,0	0,01	0,00	0,01	0,00	0,02	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
S S	7.72	2,06	0,07	6,51	6,93	4,48	8 0'0	0,08	0'02	0,27	9	6,20	0,49	0,01	0,13	4,11	0,29	60'0	0,13	3,60	0.0	0,10	9,28
Na2O	7,15	7,78	1,08	7,99	7,68	7,32	1,32	1,08	1,08	1,75	1,38	8,22	11,33	0,73	1.73	9,58	4,53	1,57	2,61	9,65	4,99	4,99	6,33
8 0	0,16	0,26	15,56	0,28	0,20	1,52	15,34	15,52	15,92	14,47	15,21	0,20	0,13	16,44	14,84	0,23	10,50	14,97	13,38	0,13	15,28	15,02	0,12
Sum O	c%98,51	99 ,05	0 5'66	60'66	99,21	98,29	60'60	98,83	98,74	99,3 0	98,89	98,79	66' 30	98,30	99,34	99,69 1	00,48	8,62	38.46	99,61 1(02,96 1	02,97	98 ,08
Fómul	a estructi	lan																					
ខ	2,65	2,72	3,01	2,74	2,74	2,78	3,02	3,02	3,02	3,01	3,02	2,75	3,01	3,01	3,00	2,84	3,02	3,02	3,01	2,87	2,96	2,95	2,60
F	00'0	0,0	0,0	0 [,] 0	0,00	0,0	80	0,0	00'0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,00	0,0	0,00	0,0	0,0	0,0	0,0	0,00	80
Alt	1,32	1,24	0,97	1,23	1,23	<u>1</u> 2	96 '0	96'0	0,95	0,97	0,95	1,21	86 '0	0,98	0,98	1,14	0,96	96'0	96'0	1,11	0,94	0,95	1,38
Fet	0,02	0,01	0,0	0,01	0,0	0,03	800	0,01	0,0	0,01	0,0	0,01	0,0	0,0	0,0	0,0	0,00	0,0	80	0,01	0,00	0.0	0,01
BW	00'0	0,0	0 ^{,0}	0,0	0,0	0,01	8'0	80	80	0,0	0'0	800	0 [,] 0	0 ⁰ 0	0,00	0 ^{'0}	0,0	0'0	0,0	0,0	0,0	0,00	0,0
ථි	0,38	0,34	0 [,] 0	0,31	0,33	20	000	0'0	0,0	0,01	0,0	0,30	0,02	00'0	0,01	0,20	0,01	0,0	0,01	0,17	0,0	0,0	0,46
Ba	0,63	0,68	0,10	0,70	0,67	0,64	0,12	0,10	0,10	0,16	0,12	0,72	0,97	0'01	0,16	0,82	0,40	0,14	0,24	0,83	0.44	0,44	0,56
¥	0.01	0,02	0,92	0,02	0,01	60 ['] 0	0,91	0,93	0,95	0,86	0,91	0,01	0,01	66'0	0,88	0,01	0,60	0,89	0,80	0,01	0,89	0,87	0,01
Sun C	at# 5,01	5,01	5,02	5,00	4,99	4,98	5,01	5,01	5,03	5,01	5,01	5,01	4,99	5,04	5,03	5,01	5,00	5,02	5,02	4,99	5,23	5,22	6,00
Ą	62,04	65,63	9,49	67,85	65,97	67,86	11,50	9,35	9,13	15,32	11,95	69,80	66 '93	6,28	14,98	79,79	50'66	13,67	2,74	32,29	33,10	33,42	54,84
Ł	37,03	32,92	0,36	30,58	32,90	22,86	0,39	0,29	0,24	1,31	0,19	29,09	2,34	0,05	0.60	18,94	1,40	0,42	0,63	16,98	0,15	0,37	44,47
ბ	0,94	1,45	90,15	1,58	1,13	9,25	88,11	90,38	90,63	83,37	87,86	1,11	0,73	93,67	84,42	1,28	59,57 (5,91	76,62	0,73	56,75	36,21	0,69
Datos d	le D. Ace	vedo (sin	publicar	·) cedidos	s al pres	ente au	tor.																
Referen	ncias: mz	n: monzo	nita.																				

Label	por - mo	nzodiorit	a	loideop		
Point	152	153	154	157	158	159
SiO2	68,51	64,52	66,70	66,21	60,41	66,09
TiO2	0,00	0,00	0,00	0,06	0,01	0,02
AI2O3	18,31	17,52	19,88	19,57	22,93	17,90
Fe2O3	0,15	0,20	0,21	0,23	0,33	0,24
MgO	0,02	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00
CaO	0,30	0,04	2,22	1,95	6,33	0,34
Na2O	10,76	0,82	10,17	10,37	7,77	4,68
K2O	1,09	16,11	0,33	0,18	0,24	10, 46
Sum O	c%99,13	9 9,20	99,51	98,55	98,04	99,71
Fórmula	a estructu	ral				
Si	3,03	3,01	2,95	2,95	2,74	3,01
Ті	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Alt	0,95	0,96	1,03	1,03	1,23	0,96
Fet	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,01	0,00	0,10	0,09	0,31	0,02
Na	0,92	0,07	0,87	0,90	0,68	0,41
κ	0,06	0,96	0,02	0,01	0,01	0,61
Sum Ca	at# 4,99	5,02	4,98	4,99	4,99	5,02
Ab	92,45	7,18	87,59	89,70	68,02	39,82
An	1,41	0,20	10,57	9,30	30,62	1,60
Or	6,14	92,62	1,85	1,00	1,36	58,58
Datos o	le D. Acev	vedo (sin	publica	r) cedido	s al pres	sente autor.

Table 42 12	Antiliaia autoriaa	dal faldacenta	
1abla A2-12	. Analisis quimico	del teldespato -	MJJ. Continuación.

Tabla A2-13	. Análisis	i quimice	o del piro	xeno - N	NJJ.													1					
Label	enc - bol	són gâbi	2		a-1 - bol	són gábr	8		5 - homb	endita p	roxénice	_											
Point	186	661	191	205	171	172	180	226	740	743	750	751	756	757	766	767	769	776	617	780	784	788	8
SIO2	51,33	50,37	51,97	49,44	49,08	61,45	50,08	50,48	48,99	49,40	49,59	48,11	48,12	47,47	19,22	49,48	48,44	47,39	48,87	48,64	48,95	49,15	19,71
TIO2	0,42	0,49	0.38	0,59	0.73	0,32	0.58	0,63	1.08	0.85	0,71	1,01	1,10	0,98	0,77	0,86	1.09	1,21	1.01	0.73	4 2	0.99	0,72
A203	2,33	3,80	2.17	3,29	3,85	1,44	2,91	4,06	4,29	3,97	3,93	5,84	4,94	4,57	3,76	3,83	4,50	5,74	4,79	4,09	4,48	4,28	3,48
Cr203	0,019	000'0	0,065	0,052	0,000	0,016	00 ⁰	0,00	000'0	0,00	000'0	0000	0,062	000'0	8	0,041	000'0	0,007	000'0	0,087	0,071	000'0	000
FeQ	9,42	10,01	9,01	9,87	B,72	9,74	8,79	8,35	8,91	7,09	8,60	7,46	7,91	10,27	9,87	8,83	9,65	7,86	7,91	10,81	10,01	9,92	9,25
0 Z	0.0	0,10	0.05	0.04	0,02	0.0	0,13	0,0	0,0	0,0	0 [,] 08	8 0	0.0	00'0	0.0	0,12	0 [.] 0	0.03	0.0	0.00	0.00	0,0	0,05
MnO	0,28	0,33	0,36	0.55	0.34	0,50	0,35	0,33	0.19	0,17	0,18	0,18	27 0	0,18	0,28	0,17	0,18	0.08	0,12	0,12	0.23	0,24	0,18
OgM	12,20	11,28	12,43	1.20	12,44	11,99	12,49	12,91	12,23	12,70	12,48	12,77	12,57	11,29	11,72	12,58	11,84	12,55	12,73	11,33	11,73	11,79	12,80
C ^B O	24,54	23,60	24,61	24.16	24.73	24,29	24,67	24,61	24,23	24.83	24,04	24,82	24,60	23,01	23,51	23,94	23,90	23,02	24.61	23,73	23.70	23.78	23,95
Na2O	0,75	1,08	0,79	0,92	0,53	0,68	0'0	0,39	0,66	0,58	0,54	0,37	0,39	0,82	0,86	0,53	0,69	0,35	0,36	0,89	0,86	0,78	0,70
ξ Υ	0,02	0,02	0,0	0'0	0'03	0,01	0.0	0.01	0.01	0,02	0 8	8'0	0.00	0,0	0.0	0.0	8 [.] 0	0,0	0 ^{.0}	0,0	0,02	0,00	0,0
Sum Ox%	101,30	101,08	101,83	100.10	100,48	100,44	100,58	101.77	100,001	00,20	00,21 1	00,55	99,91	99,18	1 62,66	00,38 1	00,28	98,23 1	00,40	00,42 1	01,09 1	00,92 10	90 ,00
Fómula est	nctural e	m átomo	a por ce	Ida unid.	ad, norm	alizada (a 4 cetto	oM) sen	rimoto, 19	.(68													
<u>م</u>	1,89	1,86	1,90	1.85	1,82	1.92	1.88	1.85	1,82	1.83	2 2	11	1,79	1,79	1,04	1,84 1	8	1.79	1,81	1,81	1,81	1,82	1,83
F	0,01	0,01	0.01	0,02	0,02	0.0	0,02	0,02	0.03	0,02	0,02	0'0	0,03	0,03	0,02	0,02	0.03	0.03	0.03	0,02	0,03	0,03	0 [,] 0
≥₹	0,10	0,14	60'0	0,15	0,17	80,0	0,13	0,15	0.18	0,17	0,16	0,23	0,21	0,20	0,18	0,18	0,20	0,21	0,19	0,18	0,19	0,18	0,15
N N N	0.0 8	0.03	80	0.0	0 ⁰	8 8	0,0	0,02	0,0	8 0	0,01	0,03	0,01	0.0	0,01	0,01	0,0	0,05	0,02	0 ⁰ 0	0,0	0,01	0,0
ບັ	0,001	0,00	0,002	0,002	0,00	000'0	0,00	0,00	0.000	000'0	0,000	000'0	0,002	000	8	0,001	0000	000'0	000'0	0,003	0,002	000'0	000
Fe3+	0,14	0,18	0,13	0,19	0,19	0,13	0,17	0,13	0,17	0,16	0,14	0,17	0,17	0 2	0,17	0,15	0,18	0,12	0,14	0,21	0,19	0,17	0,19
Fe2+	0,15	0,15	0,14	0,12	0.08	0,17	0,10	0,13	0,11	8 0'0	0,13	8 0'0	0.08	0,10	0,13	0,13	0,12	0,13	0,10	0,12	0,12	0,13	0,10
Mn2+	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0.0 0,0	0,0	00'0	0,01	0,01	0,01
B	0,67	0,82	0,68	0,62	0,69	0,67	0,69	0,70	0,68	0,70	69'0	0'10	0,70	0,63	0,85	0,70	9 9'0	0,71	0,70	0,63	0,65	0,85	0,70
õ	0,97	0, 84	0,97	0,97	0,98	0,97	86'0	96'0	0,98	66 '0	96 ['] 0	96 '0	86 '0	0,95	94	0,95	0,95	0,93	8 8'0	0,95	0,94	0,94	0,95
RA Na	0,05	0,08	9 0'0	0,07	0.0 2	0,05	0. 2	0.03	0,05	<u>0</u>	<u>0</u>	0'03	0,03	0 '0	0,06	0,0 40,0	0,05	0,03	0,03	0.08	0,08	0,08	0,05
¥	0,0	0,0 8,0	8'0	0 0	8'0	8,0	0,0	0,0	8 0	8 0	80	0 ^{'0}	0,0	0,0	8,0	0 ⁰	0 ^{.0}	0 ^{,0}	0'0	0,0	0,0	00'0	8'0
Bun Cett	4.00	4,00	4.00	4,00	4,00	4,00	4,00	4.00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4.00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
Wo(Ca)	50.02	48.85	50.00	50 46	50.37	49.60	50.17	49. BB	50.12	51.08	49.81	51.13	50.80	48.76 ·	10.42	49.43	49 74	48 32	50.66	19 41	19.36	7 27 01	A 7A
En(Ma)	34,59	33.09	35,13	32.54	35.22	34.07	35.32	36.38	35.18	36.32	35.99	36.59	50 90	50°EE	125	36.06	34.29	140	36.44	22.81	20.05	204	6 24
Fa(Fet+Mn)	15.40	17.08	14.87	17.00	14.41	16.33	14.52	13.74	14.69	12.62	14.21	12.28	13.11	17.16	16.33	14.51	15.97	13.28	12.90	17.78	18.66	18.50	5.00
#WB	82,05	80,53	82,40	83.77	89,49	79.23	87,29	84.40	86,38	90,10	84,45	91,88	63 (85,87	32,97	94,37	84,72	34,27	87,23	33,57	34,19	12,94	26.2
Datos de D.	Aceved	luq nis) c	blicar) ce	didos al	present	e autor.															ĺ		

Notas: b- borde, c- centro. Los análisis marcados en color corresponden a un solo cristal. • Fe total como FeO. Wo = 100°Ca((Ca+Fet+Mg+Mn), En ≠ 100°Mg/(Ca+Fet+Mg+Mn), Fs = 100°(Fet+Mn)((Ca+Fet+Mg+Mn)

797 799 147 148 149 164 156 316 310 382 311 322 406 417 425 427 428 423 <th>797 147 148 149 164 165 169 368 370 380 391 392 406 407 425 427 428 431 441 441 53.8 53.8 51.75 50.80 641 17.5 50.80 682.71 51.75 52.25 52.51 51.75 52.25 52.51 51.75 52.25 52.81 51.74 52.82 50.80 52.71 51.75 52.25 52.75 52.82 52.81 52.75 52.82 52.81 52.75 52.82 52.81 52.75 52.82 52.95 51.75 52.82 52.95 51.75 52.82 52.95 51.75 52.82 52.95 51.75 52.82 52.95 52.75 52.95 52.75 52.95 52.75 52.95 52.75 52.95 52.95 52.95 52.95 52.95 52.95 52.95 52.95 52.95 52.95 52.95 52.95 52.95 52.95 52.95 5</th> <th>-13. A</th> <th>px px</th> <th>por - mol</th> <th>nzodlori</th> <th>ß</th> <th></th> <th></th> <th>i.</th> <th>1 - monz</th> <th>onita</th> <th></th> <th></th> <th></th> <th></th> <th></th> <th></th> <th>Ē</th> <th>monzor</th> <th>vita</th> <th></th> <th></th> <th></th> <th></th>	797 147 148 149 164 165 169 368 370 380 391 392 406 407 425 427 428 431 441 441 53.8 53.8 51.75 50.80 641 17.5 50.80 682.71 51.75 52.25 52.51 51.75 52.25 52.51 51.75 52.25 52.81 51.74 52.82 50.80 52.71 51.75 52.25 52.75 52.82 52.81 52.75 52.82 52.81 52.75 52.82 52.81 52.75 52.82 52.95 51.75 52.82 52.95 51.75 52.82 52.95 51.75 52.82 52.95 51.75 52.82 52.95 52.75 52.95 52.75 52.95 52.75 52.95 52.75 52.95 52.95 52.95 52.95 52.95 52.95 52.95 52.95 52.95 52.95 52.95 52.95 52.95 52.95 52.95 5	-13. A	px px	por - mol	nzodlori	ß			i.	1 - monz	onita							Ē	monzor	vita				
0	0 0 -		. 799	147	148	149	164	166	169	368	370	380	382	16E	392	406	407	424	426	427	428	443	44	445
8 4 5	8 43.5 52.5 52.5 51.7 52.5 53.6 57.7 57.5 52.5 50.6 57.7 57.5 57.7 57.6 57.5 57.7 57.5 57.7 57.7 57.6 57.5 57.7 57.7 57.6 57.7 57.7 57.6 57.7 57.7 57.6 57.7 57.7 57.6 57.7 57.7 57.6 57			U	1	م																م	U	م
11 125 058 054 056 050 0506	77 1 0	ж.	1 49,25	20,90	49,93	51,22	49,93	51,75	50,97	48,61	52,53	52,51	51,78	52,78	51,83	51,14	52,52	49,62	52.58	50,88	52,71	51,75 4	2,52	50,B0
15 4,17 2.75 2.38 1.46 1.48 1.48 1.48 1.48 1.44 1.24 0.65 0.20 0.000	15 4,17 2,75 2,56 1,46 3,26 1,36 2,47 1,23 2,20 1,32 2,20 1,32 2,20 1,32 2,20 1,32 2,20 1,32 2,20 1,32 2,20 1,32 2,20 1,32 2,20 1,32 2,20 1,32 2,20 1,32 2,20 1,32 2,20 1,32 2,20 1,32 2,25 2,55 1,52 0,56 0,50 0,50 0,50 0,50 0,56 0,55 0,56 0,55 0,55 1,52 0,56 0,55 <	5	1.05	0.64	0,00	0,24	0,74	0,15	0,55	0,93	0,41	0,17	0 4	0,16	0,24	0,53	0,17	0,87	0,32	0,58	0,41	4	0,22	0,42
0 0.000 0.0	0.000 0.004 0.006 0.000 0.006 <th< td=""><td>÷.</td><td>5 4,17</td><td>2,75</td><td>2,63</td><td>1,48</td><td>3,26</td><td>1,07</td><td>2,30</td><td>3,60</td><td>1,58</td><td>1,49</td><td>1,48</td><td>1,36</td><td>1,64</td><td>1,24</td><td>0,63</td><td>4,34</td><td>1,32</td><td>2,45</td><td>1,28</td><td>2,00</td><td>1,73</td><td>2,33</td></th<>	÷.	5 4,17	2,75	2,63	1,48	3,26	1,07	2,30	3,60	1,58	1,49	1,48	1,36	1, 64	1,24	0,63	4,34	1,32	2,45	1,28	2,00	1,73	2,33
66 610 1007 1206 1024 1023 1031 1052 864 156 177 928 938 134 1159 127 938 134 135 137 133 1	66 610 10.0 10.24 10.23 10.31 63.1 10.55 10.56<	Я	00000	0,004	000'0	000'0	0,00	000'0	0,000	0,012	0000	0,065	0,135	0000	0,088	0,000	0,023	0,000	000'0	800,0	000'0	800,0	1 80	8,0
000 000 <td>0 0</td> <td>Ж</td> <td>6,95</td> <td>10,07</td> <td>12,06</td> <td>10,24</td> <td>10,23</td> <td>10,31</td> <td>8,31</td> <td>10,52</td> <td>8,61</td> <td>8,28</td> <td>8,23</td> <td>8,32</td> <td>8,64</td> <td>11,50</td> <td>10,78</td> <td>8,53</td> <td>8,17</td> <td>9,23</td> <td>7,99</td> <td>8,95</td> <td>, 12,0</td> <td>10,10</td>	0 0	Ж	6,95	10,07	12,06	10,24	10,23	10,31	8,31	10,52	8,61	8,28	8,23	8,32	8,64	11,50	10,78	8,53	8,17	9,23	7,99	8,95	, 1 2,0	10,10
16 0.20 1,07 0.84 1,13 0.86 0.78 0.74 0.75 0.86 0.88 0.84 0	10 100 107 0.94 11.3 0.04 11.3 0.04 11.3 0.04 0.05 0.04 0.05 0.04 0.05 0.04 0.05 0.04 0.05 0.04 0.05 0.04 0.05 0.04 0.05 0.0	Я	00'0	0,0	0,05	00'0	00'0	0,0	00'0	0,05	0,0	0,0	0 ^{.0}	0,07	00	0,0	0,0	0,02	00'0	0,10	0,05	0,02	0,15	0 [.] 0
46 13.46 11.43 10.76 11.56 13.47 11.56 13.47 11.51 10.76 11.56 13.47 11.56 13.47 11.56 13.47 11.56 13.47 11.56 13.47 11.56 13.47 11.51 13.47 11.56 13.47 11.56 13.47 11.56 13.47 12.51 13.55 0.56	46 13,46 11,45 10,76 11,56 11,47 11,75 12,74 12,76 12,75 12,75 12,75 12,75 12,75 12,75 12,75 12,75 12,75 12,75 12,75 12,75 12,74 12,76 12	₹.	1 0,20	1,07	96,0	1,13	0,80	1,89	0.7	0,64	0,72	0,98	44,1	0,97	0,70	2,11	1,87	0,35	0,86	0,83	0,84	0,92	1,02	0,88
19 24,84 23,35 23,36 23,35 23,36 23,35 23,36 23,35 23,36 23,35 23,36 23,35 23,36 23,36 23,36 23,36 23,36 23,36 23,36 23,36 23,36 23,36 23,36 23,36 23,36 23,36 23,36 23,36 23,36 23,36 0,36 0,30	19 2484 23.95 23.86 13.86 100.7 100	4	13,49	11,43	10,76	11,58	11,47	11,79	12,79	10,47	11,90	12,43	12,08	12,73	12,03	10,20	10,99	12,70	13,44	11,56	13,47	12,14	2,08	11,35
74 0.46 0.55 0.84 0.87 0.73 0.87 0.87 0.75 0.85 0.84 0.88 0.84 0.86 0.84 0.86 0.84 0.85 0.84 0.85 0.84 0.85 0.84 0.85 0.84 0.86 0.84 0.86 0.84 0.86 0	74 0.46 0.35 0.47 0.36 0.47 0.35 0.44 0.35 0.45 0.55 0.55 0.55 0.56 0.66 0.56 0.26 0.56 0	٣,	24,84	23,95	23,62	23,30	23,85	22,88	23,80	23,35	23,86	23,65	23,09	24,00	23,86	22,06	23,48	23,71	23,56	23,10 2	23,84	23,57	3,20	23,23
(10 (10)	(12 0.03 0.01 0.00 0.02 0.00 0.02 0.00	2	1 0,46	0,95	0,84	0,87	0,79	1,11	0.84	66 '0	0,78	0,71	0,80	0,73	0,81	0,92	0,75	0,55	0,69	0,89	0,84	0,95	1,26	1.1
(6) 101,76 101,76 101,42 100,54 101,27 101,24 100,54 101,21 100,54 101,21 100,54 101,21 100,54 101,21 100,54 101,21 100,54 101,21 100,54 101,21 100,54 101,21 100,54 101,21 100,24 101,21 100,24 101,21 100,24 101,21 101,21 100,24 101,21 101,21 100,24 101,21 <td>(e1 100.45 101.7e 101.4z 100.04 101.08 100.94 100.31 99.16 100.37 100.33 96.47 101.12 99.22 99.73 101.24 100.77 100.34 99.71 101.21 100.74 101.76 100 uctural en #formes por relide unidad, normeitzada e 4 cationes (Molmolo, 1999). UC 0.03 0.02 0.02 0.01 0.02 0.00 0.00 0.00 0.01 0.00 0.01 0.02 0.00 0.01 0.02 0.00 0.00</td> <td>ö</td> <td>0,03</td> <td>0,01</td> <td>000</td> <td>0,02</td> <td>0,01</td> <td>000</td> <td>000</td> <td>0,02</td> <td>0,0</td> <td>0,0</td> <td>0,0</td> <td>0,05</td> <td>0.0</td> <td>0,01</td> <td>0,03</td> <td>0,01</td> <td>0,00</td> <td>0,05</td> <td>000</td> <td>0⁰</td> <td>0,00</td> <td>ò</td>	(e1 100.45 101.7e 101.4z 100.04 101.08 100.94 100.31 99.16 100.37 100.33 96.47 101.12 99.22 99.73 101.24 100.77 100.34 99.71 101.21 100.74 101.76 100 uctural en #formes por relide unidad, normeitzada e 4 cationes (Molmolo, 1999). UC 0.03 0.02 0.02 0.01 0.02 0.00 0.00 0.00 0.01 0.00 0.01 0.02 0.00 0.01 0.02 0.00 0.00	ö	0,03	0,01	000	0,02	0,01	000	000	0,02	0,0	0,0	0,0	0,05	0.0	0,01	0,03	0,01	0,00	0,05	000	0 ⁰	0,00	ò
Unctural en áronos por cakla unidad, normelizada e 4 cationes (Morimoto, 1969). U.S. U.S. <thu.s.< th=""> U.S. <thu.s.< th=""> <thu.s.< th=""> U.S.</thu.s.<></thu.s.<></thu.s.<>	Inclural en átomas por caida unidad, normalizada a 4 cationes (Morimoto, 1969). Los Las Las <thlas< th=""> Las <thlas< th=""></thlas<></thlas<>	6	100,45	101,78	101,42	100,04	101,08	100,94	100,31	99,16 1	00,37 1	00,33	99,47 1	01,12	99,92	99,73 1	01,24 1	00,71 1	16 ,00	99.71 10	01,21 10	00,74 10	1,76 10	20.24
1.86 1.81 1.86 1.82 1.82 1.82 1.82 1.82 1.82 1.82 1.82 1.82 1.84 1.94 1.94 1.94 1.94 1.94 1.94 1.94 1.94 1.94 1.94 1.82 1.94 1.92 1.94 1.92 1.94 1.92 <th1.91< th=""> 1.94 1.92 <th1< td=""><td>1.8 <th1.8< th=""> <th1.8< th=""> <th1.8< th=""></th1.8<></th1.8<></th1.8<></td><td>5</td><td>tural en £</td><td>ttomos po</td><td>r celda i</td><td>unidad, n</td><td>omaliza</td><td>da e 4 cc</td><td>ationes (</td><td>Mortmota</td><td>, 1989).</td><td></td><td></td><td></td><td></td><td></td><td></td><td></td><td></td><td></td><td></td><td></td><td></td><td></td></th1<></th1.91<>	1.8 1.8 <th1.8< th=""> <th1.8< th=""> <th1.8< th=""></th1.8<></th1.8<></th1.8<>	5	tural en £	ttomos po	r celda i	unidad, n	omaliza	da e 4 cc	ationes (Mortmota	, 1989).													
(10) (10) <th< td=""><td>(10) <th< td=""><td>8</td><td>1,81</td><td>1,88</td><td>1,86</td><td>1,92</td><td>1,85</td><td>1,92</td><td>1,89</td><td>- 18</td><td>1,98</td><td>1,95</td><td>1,95</td><td>1,95</td><td>1,94</td><td>1,95</td><td>1,98</td><td>1,83</td><td>1,94</td><td>1,91</td><td>1. 19</td><td>1,92</td><td>1,93</td><td>9,1</td></th<></td></th<>	(10) (10) <th< td=""><td>8</td><td>1,81</td><td>1,88</td><td>1,86</td><td>1,92</td><td>1,85</td><td>1,92</td><td>1,89</td><td>- 18</td><td>1,98</td><td>1,95</td><td>1,95</td><td>1,95</td><td>1,94</td><td>1,95</td><td>1,98</td><td>1,83</td><td>1,94</td><td>1,91</td><td>1. 19</td><td>1,92</td><td>1,93</td><td>9,1</td></th<>	8	1,81	1,88	1,86	1,92	1,85	1,92	1,89	- 18	1,98	1,95	1,95	1,95	1,94	1,95	1,98	1,83	1,94	1,91	1. 19	1,92	1,93	9,1
1,1 0,11 0,12 0,12 0,12 0,12 0,12 0,12 0,13 0,13 0,13 0,03	1,1 0,12 0,12 0,03 0,12 0,13 0,13 0,13 0,13 0,13 0,13 0,13 0,13 0,13 0,13 0,13 0,03 <th0< td=""><td>3</td><td>0'03</td><td>0,02</td><td>0,02</td><td>0,01</td><td>0,02</td><td>00'0</td><td>0,02</td><td>0'03</td><td>0,01</td><td>00'0</td><td>0,01</td><td>00'0</td><td>0,01</td><td>0,02</td><td>0,00</td><td>0.02</td><td>0,01</td><td>0,02</td><td>0,01</td><td>0,01</td><td>0,01</td><td>0.0</td></th0<>	3	0'03	0,02	0,02	0,01	0,02	00'0	0,02	0'03	0,01	00'0	0,01	00'0	0,01	0,02	0,00	0.02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0.0
(00 0,00	(00 0.00 <th0< td=""><td>4</td><td>1 0,18</td><td>0,12</td><td>0,12</td><td>0'0</td><td>0,14</td><td>0,05</td><td>0,10</td><td>0,18</td><td>0.0 8</td><td>0,05</td><td>0,05</td><td>0,05</td><td>0,06</td><td>0,05</td><td>0,03</td><td>0,17</td><td>90'0</td><td>60'0</td><td>0,08</td><td>0'08</td><td>0,07</td><td>0,10</td></th0<>	4	1 0,18	0,12	0,12	0'0	0,14	0,05	0,10	0,18	0.0 8	0,05	0,05	0,05	0,06	0,05	0,03	0,17	90'0	60'0	0,08	0'08	0,07	0,10
000 0,010 0,11 0,11 0,12 0,12 0,13 </td <td>000 0,000 0</td> <td>ğ</td> <td>00'0</td> <td>0.0</td> <td>0'0</td> <td>0,0</td> <td>0,0</td> <td>0,0</td> <td>00'0</td> <td>0'0</td> <td>0.03</td> <td>0,02</td> <td>0,01</td> <td>0,0</td> <td>0,01</td> <td>00'0</td> <td>0.0</td> <td>0,02</td> <td>0,0</td> <td>0.02</td> <td>00'0</td> <td>0,01</td> <td>0'0</td> <td>0. 0</td>	000 0,000 0	ğ	00'0	0.0	0'0	0,0	0,0	0,0	00'0	0'0	0.03	0,02	0,01	0,0	0,01	00'0	0.0	0,02	0,0	0.02	00'0	0,01	0'0	0. 0
(16 0,17 0,16 0,14 0,17 0,16 0,16 0,16 0,14 0,17 0,16	(16 0,17 0,16 0,16 0,16 0,16 0,16 0,16 0,16 0,11 0,09 0,15 0,16 0,11 0,09 0,15 0,16	ğ	00000	0,00	000'0	000'0	000'0	000'0	0,000,0	000'0	0000'0	0,002	0,004	0000	0,003	0,000	0,001	0000	000'0	80	000'0	000'0	002	8
(12 0.05 0.15 0.18 0.16 0.11 0.16 0.16 0.15 0.16 0.15 0.16 0.15 0.16 0.15 0.16 0.15 0.16 0.15 0.16 0.15 0.16 0.15 0.16 0.15 0.16 0.15 0.16 0.15 0.16 0.15 0.16 0.15 0.16 0.15 0.03	1/12 0,05 0,15 0,18 0,16 0,16 0,15 0,13 0,03	.16	1 0,17	0,16	0,19	0,14	0,17	0,18	0,15	0,17	0,05	0,07	0,07	0,10	0,10	60'0	60'0	0,14	0,10	0,11	60'0	0,12	0,15	<u>,1</u>
(0) (0) <td>(01 0.03 0.03 0.04 0.03 <th0< td=""><td>Ξ.</td><td>0.05</td><td>0,15</td><td>0,18</td><td>0,18</td><td>0,15</td><td>0,14</td><td>0,11</td><td>0,18</td><td>0,22</td><td>0,18</td><td>0,19</td><td>0,18</td><td>0,18</td><td>0,28</td><td>0,24</td><td>0,13</td><td>0,15</td><td>0,18</td><td>0,15</td><td>0,16</td><td>0,15</td><td>0.1</td></th0<></td>	(01 0.03 0.03 0.04 0.03 <th0< td=""><td>Ξ.</td><td>0.05</td><td>0,15</td><td>0,18</td><td>0,18</td><td>0,15</td><td>0,14</td><td>0,11</td><td>0,18</td><td>0,22</td><td>0,18</td><td>0,19</td><td>0,18</td><td>0,18</td><td>0,28</td><td>0,24</td><td>0,13</td><td>0,15</td><td>0,18</td><td>0,15</td><td>0,16</td><td>0,15</td><td>0.1</td></th0<>	Ξ.	0.05	0,15	0,18	0,18	0,15	0,14	0,11	0,18	0,22	0,18	0,19	0,18	0,18	0,28	0,24	0,13	0,15	0,18	0,15	0,16	0,15	0.1
(6) 0.74 0.63 0.60 0.65 0.83 0.66 0.71 0.59 0.68 0.70 0.67 0.56 0.74 0.65 0.74 0.65 0.74 0.67 0.03 0.93 0.93 0.94 0.93 0.94	(8) 0.74 0.83 0.80 0.65 0.81 0.74 0.85 0.81 0.74 0.85 0.81 0.74 0.85 0.74 0.87 0.86 0.74 0.87 0.86 0.74 0.87 0.86 0.74 0.87 0.86 0.91 0.83 0.84 0.94 <th0< td=""><td>õ</td><td>0,01</td><td>0'03</td><td>0,03</td><td>0,04</td><td>0'03</td><td>0,08</td><td>0,02</td><td>0,02</td><td>0,02</td><td>0'03</td><td>0,05</td><td>0'03</td><td>0,02</td><td>0,07</td><td>0,08</td><td>0,01</td><td>0,03</td><td>0,03</td><td>0,03</td><td>0'03</td><td>0,03</td><td>ő</td></th0<>	õ	0,01	0'03	0,03	0,04	0'03	0,08	0,02	0,02	0,02	0'03	0,05	0'03	0,02	0,07	0,08	0,01	0,03	0,03	0,03	0'03	0,03	ő
(36 0,38 0,35 0,94 0,33 0,35 0,94 0,33 0,34 0,34 0,33 0,34 0,34 0,33 0,34 0,33 0,34 0,33 0,34 0,33 0,35 0,34 0,33 0,34 0,33 0,35 0,07 0,03 0,07 0,03 0,07 0,05 0,07 0,03 0,03 0,03 0,03 0,03 0,03 0,03 0,03 0,03 0,03 0,03 0,03 0,03	(36 0.96 0.94 0.91 0 0.00 </td <td>8</td> <td>0,74</td> <td>0,63</td> <td>09'0</td> <td>0,65</td> <td>0,63</td> <td>0,85</td> <td>0,71</td> <td>0,59</td> <td>0,66</td> <td>69'0</td> <td>0,68</td> <td>0,70</td> <td>0,67</td> <td>0,58</td> <td>0,61</td> <td>0.70</td> <td>0,74</td> <td>0,85</td> <td>0,74</td> <td>0,67</td> <td>0,66</td> <td>9,0</td>	8	0,74	0,63	09'0	0,65	0,63	0,85	0,71	0,59	0,66	69'0	0,68	0,70	0,67	0,58	0,61	0.70	0,74	0,85	0,74	0,67	0,66	9,0
(1) (1) <td>(1) (1)<td>Š,</td><td>96'0 1</td><td>0,95</td><td>0,94</td><td>16'0</td><td>0,95</td><td>0,91</td><td>0,95</td><td>0,95</td><td>0,95</td><td>0,94</td><td>0,93</td><td>0'92</td><td>96'0</td><td>06'0</td><td>0,9<u>6</u>,0</td><td>46,0</td><td>0,93</td><td>0,93</td><td>94</td><td>96'0</td><td>0,91</td><td>60</td></td>	(1) (1) <td>Š,</td> <td>96'0 1</td> <td>0,95</td> <td>0,94</td> <td>16'0</td> <td>0,95</td> <td>0,91</td> <td>0,95</td> <td>0,95</td> <td>0,95</td> <td>0,94</td> <td>0,93</td> <td>0'92</td> <td>96'0</td> <td>06'0</td> <td>0,9<u>6</u>,0</td> <td>46,0</td> <td>0,93</td> <td>0,93</td> <td>94</td> <td>96'0</td> <td>0,91</td> <td>60</td>	Š,	96'0 1	0,95	0,94	1 6'0	0,95	0,91	0,95	0,95	0,95	0,94	0,93	0'9 2	96' 0	06'0	0,9 <u>6</u> ,0	46,0	0,93	0,93	94	96'0	0,91	60
0,00 0,00 0,00 0,00 0,00 0,00 0,00 0,0	No 0.00 0	ğ	5 0,03	0,07	90'0	0'0	0,08	80' 0	0,08	0'0	0 ,08	90'0	90'0	0,05	0'08	0,07	0,05	40,0	0,05	0,07	0,05	0,07	60'0	õ.
1,00 4,00 4,00 4,00 4,00 4,00 4,00 4,00	1,00 4,00	ğ	0,0	0,0	80	0 ^{.0}	0,0	00'0	0,0	0.0 8	00'0	0 [.] 0	8 [.] 0	80	00'0	0 ⁰ 0	0 [.] 0	0.0	0'0	0'0	0,0	8'0	0,00	o Ö
7,7 50,50 49,32 48,47 48,25 49,28 48,87 48,90 50,07 50,03 49,10 48,68 49,02 49,83 47,04 48,25 49,08 47,77 49,18 48,19 48,94 48, (63 38,15 32,74 30,70 33,35 32,93 33,60 36,54 31,23 34,70 35,88 35,37 36,17 34,94 30,26 31,42 36,57 37,92 34,13 37,87 35,04 34, (68 11,35 17,94 20,83 18,40 17,80 19,54 14,58 18,69 15,27 15,02 15,95 14,81 15,24 22,70 20,33 14,35 14,31 16,69 13,94 16,02 17 (31 93,999 80,74 76,41 78,28 80,72 81,89 86,76 78,71 75,09 78,88 78,45 81,30 79,29 67,57 71,46 84,48 82,94 77,90 82,81 80,92 81	7.1 50.50 49.32 48.47 48.25 49.28 48.87 48.90 50.07 50.03 49.10 48.68 49.02 49.83 47.04 48.25 49.08 47.77 49.18 48.19 48.94 48.08 48.68 48.08 48.15 33.3 33.5 32.93 33.60 36.54 31.23 34.70 35.88 35.37 36.17 34.94 30.26 31.42 36.57 37.92 34.13 37.87 35.04 34.82 33.68 11.35 17.94 20.83 18.40 17.80 19.54 14.56 18.69 15.27 15.02 15.95 14.81 15.24 22.70 20.33 14.35 14.31 16.69 13.94 18.02 17.10 18 (31 93.99 80.74 78.12 80.72 81.89 86.76 78.78 78.98 78.45 81.30 79.29 67.57 71.46 84.48 82.94 77.90 82.81 80.92 81.96 80.72 81.94 80.72 81.94 78.00 82.81 80.92 81.96 80.72 80.74 78.10 82.81 80.72 81.89 86.76 78.78 78.98 78.45 81.30 79.29 67.57 71.46 84.48 82.94 77.90 82.81 80.92 81.96 80.72 80.54 74.95 80.72 80.72 80.72 80.72 81.89 86.76 78.70 78.90 78.79 78.90 82.81 80.92 81.96 80.72 80.54 74.56 75.77 14.56 75.77 14.56 75.77 14.56 75.77 14.56 75.77 75.59 78.88 78.45 81.30 79.29 67.57 71.46 84.48 82.94 77.90 82.81 80.92 81.96 80.72 81.96 80.72 81.96 80.72 81.96 80.72 81.96 80.72 81.96 80.72 81.96 80.72 81.98 86.76 78.71 75.09 78.98 78.45 81.30 79.29 67.57 71.46 84.48 82.94 77.90 82.81 80.92 81.96 80.72 80.56 75.75 75.50 75.29 75.20 75.29 75.20 75.29 75.20 75.29 75.20 75.29 67.57 71.46 84.48 82.94 77.90 82.81 80.92 81.96 80.72 81.96 80.72 81.96 80.72 81.96 80.72 81.96 80.72 81.96 80.72 81.96 80.72 81.96 80.72 81.96 80.72 81.96 80.72 81.96 80.72 81.96 80.72 81.96 80.72 81.96 80.72 81.96 80.72 81.96 80.72 81.96 80.72 81.90 82.81 80.92 81.96 80.72 80.75 77.48 84.48 82.94 77.90 82.81 80.92 81.96 80.72 80.80 80.72 80.90 80.78 81.96 80.72 80.72 80.72 80.72 80.75 81.90 79.29 87.95 77.72 80.72 80.72 80.77 80.75 81.96 80.72 80.72 80.78 80.78 80.78 80.78 80.78 80.92 81.96 80.72 80.75 81.96 80.72 80.75 81.97 80.75 80.75 80.75 80.75 80.75 80.77 80.75 80.75 80.77 80.75 80.77 80.75 80.	S.	4,00	4	4,00	4.00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4'00	4,00	4,00	4.00	4.00	4,00	4.00	4,00	4,00	4,00	4.0
5,63 38,15 32,74 30,70 33,35 32,93 33,60 36,54 31,23 34,70 35,88 35,37 36,17 34,94 30,28 31,42 36,57 37,92 34,13 37,87 35,04 34, 1,68 11,35 17,94 20,83 18,40 17,80 19,54 14,56 18,69 15,27 15,02 15,95 14,81 15,24 22,70 20,33 14,35 14,31 16,69 13,94 16,02 17 3.31 93.999 80,74 76,41 78,26 80,72 81,89 86,76 78,71 75,09 78,88 78,45 81,30 79,29 67,57 71,46 84,48 82,94 77,90 82,81 80,92 81	5,63 38,15 32,74 30,70 33,35 32,93 33,80 36,54 31,23 34,70 35,88 35,37 36,17 34,94 30,26 31,42 36,57 37,92 34,13 37,87 35,04 34,82 33, 1,66 11,35 17,94 20,83 18,40 17,80 19,54 14,56 18,69 15,27 15,02 15,95 14,81 15,24 22,70 20,33 14,35 14,31 16,69 13,94 16,02 17,10 16 5,31 93,99 80,74 78,41 78,28 80,72 81,89 86,76 78,71 75,09 78,88 78,45 81,30 79,29 87,57 71,48 84,48 82,94 77,90 82,81 80,92 81,96 80 Acevedo (sin publicar) cedidos al presente autor.	5	50,50	49,32	48,47	48,25	49,26	48,87	48,90	50,07	50,03	49,10	48,68	49,02	49,83	47,04	48,25	49,08	47.77	18 49,18	18,19 4	48,94	8,08	18,8
,68 11,35 17,94 20,83 18,40 17,80 19,54 14,56 18,69 15,27 15,02 15,95 14,81 15,24 22,70 20,33 14,35 14,31 16,69 13,94 16,02 17, 3.31 93,999 80.74 76.41 78,26 80.72 81,89 86.76 78,71 75,09 78,88 78,45 81.30 79,29 67,57 71,46 84,48 82,94 77,90 82,81 80,92 81	,68 11.35 17.94 20.83 18.40 17.80 19.54 14.56 18.69 15.27 15.02 15.95 14.81 15.24 22.70 20.33 14.35 14.31 16.69 13.94 16.02 17.10 18 ;31 93.99 80.74 78.41 78.28 80.72 81.89 86.76 78.71 75.09 78.88 78.45 81.30 79.29 87.57 71.48 84.48 82.94 77.90 82.81 80.92 81.96 80. Acevedo (sin publicar) cedidos al presente autor.	6	1 38,15	32,74	30,70	33,35	32,93	33,60	36,54	31,23	34,70	35,88	35,37	36,17	39,94	30,26	31.42	36,57	37,92	34,13	37,87	35,04	4,82	33,1
.31 93.99 80.74 78.48 78.28 80.72 81.89 86.76 78.71 75.09 78.88 78.45 81.30 79.29 67.57 71.46 84.48 82.94 77.90 82.81 80.92 81	.31 93,99 80,74 78,41 78,28 80,72 81,89 86,76 78,71 75,09 78,88 78,45 81,30 79,29 87,57 71,48 84,48 82,94 77,90 82,81 80,92 81,96 80. Acevedo (sin publicar) cedidos al presente autor.	ø	11,35	17,94	20,83	18,40	17,80	19,54	14,56	18,69	15,27	15,02	15,95	14,81	15,24	22,70	20,33	14,35	14,31	16,69 1	13,94	16,02	7,10	18,0
	Acevedo (sin publicar) cedidos al presente autor.	ŗ.	93 ,99	80,74	78,41	78,26	80,72	81,89	86,76	78,71	75,09	78,86	78,45	81,30	79,29	67,57	71,46	84,48	82,94	8,62	32,81 8	90,92	1 ,96	8 1

Notas: b- borde, c- centro. Los análisis marcados en color corresponden a un solo cristal. Hbt px: hornblendita piroxénica. * Fe total como FeO. Wo = 100°Ca/(Ca+Fet+Mg+Mn), En = 100°Mg/(Ca+Fet+Mg+Mn), Fs = 100°(Fet+Mn)/(Ca+Fet+Mg+Mn)

Table A2-	13. Aná	lisis qulr	nico del	piroxenc) - MJJ. (Continua	iclón.												
Label J	- monzi	onita							sch - lam	prófiro (l	- bt-cpx)	-						4 - slenit	6
Point	446	447	448	454	455	456	458	460	107	114	115	119	121	124	125	126	135	733	134
6 4-3	් ප . කෝ	م	υ	C	•	U	م												
SI02	50,76	51,41	50,60	51,06	51,60	51,69	61,44	51,43	52,33	52,22	51,04	46,98	50,00	51,21	49,62	50,00	52,70	51,05	50,21
T102	0,53	0,64	0,48	0,63	0,52	0,63	0,57	0,57	0,30	0,40	06'0	1,18	0,54	0,41	0,70	0,63	0,22	0,20	0,38
AI203	2,48	2,36	2,37	2,24	2,35	2,33	2,48	2,39	1,28	0,82	1,69	6,16	2,56	2,79	3,83	3,71	1,11	2,16	3,31
Cr203	0000'0	0,012	0,029	000'0	0,047	0,000	000'0	0,152	000'0	0,092	0,012	0,078	000'0	0,018	0,040	0,005	0,012	000(0	0,038
FeOt	10,72	8,69	11,19	9,27	9 ,84	9,59	0 6'6	10,30	10,17	10,31	11,59	9,20	10,71	9,07	9,28	7,94	9,26	9,31	10,34
ON	0,05	0,05	9 0'0	9,0	8	0,0	0,02	0,03	0 ⁰	60 '0	0,0	0,02	0,0	0,0	0 ^{.0}	0,04	0,10	0'03	0,01
MnO	1,09	66'0	1,25	0,84	0,88	0,95	0,64	66'0	1,12	1,50	1,27	2,0 73	1,03	0,63	0,17	0,13	0,62	0,57	0,68
Обм	10,92	12,08	10,47	12,27	11,88	12,26	11,86	11,78	11,83	12,11	10,91	12,25	11,42	12,30	12,88	13,56	12,60	12,09	11,17
0 P C	22,91	23,64	22,58	23,49	23,30	23,16	23,32	22,98	23,79	22,72	22,77	24,72	23,57	24,83	24,56	24,42	24,35	23,95	22,95
Na2O	1,31	0,95	1,31	1,08	1,07	1,08	1,08	1,19	0,82	0,96	1,13	0,27	0,75	0,61	0,26	0,27	0,52	0,68	1,1
K20	0 ⁰	0'03	0,01	0 0	0,03	80	0,01	0,02	0,01	0,02	0,0	8 0	0,0	0,0	8 0	0,01	0,02	0,03	0,01
Sum Ox9	00,77	100,85	100,30	101,51	101,51	101,73	101,32	101,80	101,04	101,23	101,32	101,07	100,57	101,90	101,34	100,72	101,50	100,07	100,21
Fómula e	Intructu	ral en átc	od some	r celda u	inidad, n	ormaliza	da a 4 c	ationes	(Morimot	io, 1989)									
ທ	1,89	1,90	1.90	1.90	190	1,90	1,90	1,89	1,93	19	1,90	1,73	1,87	1,88	1,83	1.84	1,94	1,91	1,88
F	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0'03	0'03	0,02	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01
AIN	0,11	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	90'0	0,0	0,07	0,27	0,11	0,12	0,17	0,16	0,05	6 0'0	0,12
AI VI	0,00	0'01	0,0	0 [.] 0	8 0	80	0,01	00'0	0,0	0,0	0,0	00'0	0,0	8 0	8 8	00'0	0'0	00'0	0,02
ບັ	000'0	000'0	0,001	000'0	0,001	0,000	000'0	0,004	000'0	0,003	0000	0,002	000'0	0,001	0,001	0,000	000'0	000'0	0,001
Fe3+	0,18	0,12	0,17	0,14	0,14	0,15	0,14	0,16	0,12	0,13	0,15	0,22	0,17	0,15	0,16	0,14	60'0	0,13	0,18
Fe2+	0,16	0,15	0,19	0,14	0,18	0,15	0,18	0,15	0,20	0,19	0,21	0,07	0,16	0,13	0,13	0,11	0,20	0,16	0,18
Mn2+	0,03	0'03	0.0	0,03	0,03	0'0	0,02	0,03	0,03	0,05	0,04	0,01	0'03	0,02	0,01	0,0	0.02	0,02	0,02
BM	0,61	0,67	0,59	0,67	0,65	0,67	0,65	0,85	0,65	0,67	0,61	0,67	0,64	0,67	0,71	0,74	0,69	0,67	0,62
S S	0,91	0,94	0,91	0,93	0,92	0,91	0,92	06'0	9,0 19,0	0,90	0,91	0,98	0'9 7	0,98	0,97	0,96	0,96	0,96	0,92
B N	6 0'0	0,07	0,10	0'08	0'08	0'0	0'08	60'0	0'0	0,07	0,08	0,02	0,05	00	0,02	0,02	0,04	0,05	0.08
¥	00'0	8 0	80	0,0	80	80	0,0	0.0	8'0	0,0	80	0,0	0 0	00'0	0 ^{,0}	0,0	00'0	00'0	0'0
Sum Cett	4,00	4 ,00	4,00	4,00	4,00	4	4,00	4	4.0	4.00	4,00	4,00	4,00	4.00	4.00	4,00	4 .00	4,00	4 ,00
	11 01	10.01	10 10	07 07	10 01	17 01	10 53	17 07	07 07	18 67	17.42	50 33	07 07	E0 10	10.27	40 JA	40.40	00.01	10 71
	404	47'R4	40' A													D7'24			
En(Mg)	32,09	35,00	31,07	35,22	34,28	35,20	34,32	5	33,54	34,52	20,15	2.5	32,00	3	59,05		35,33	59,45	32,99
Fs(Fet+M	Н ,50	15,75	20,74	16,30	17,38	16,99	17,14	18,31	17,97	18,91	20,95	14,98	18,86	15,29	14,80	12,70	15,56	15,92	18,27
#Mg	79,24	82,08	75,92	82,69	80,29	81,91	79,95	80,82	76,89	78,25	74,37	<u>80,73</u>	29,66	83,68	84 56	87,55	77,87	<u>80,79</u>	79,34
Datos de	D. Acev	redo (sin	publica.	r) cedido	s al pres	sente aut	to.												
Notas: b-	borde,	o- centra	. Los an	iálisis ma	Ircados (an color	correspc	nden a	un solo c	rristal.									
Fe total	como F	eO. Wo	= 100°C	a/(Ca+F.	et+Mg+l	VII), En :	= 100°M	g/(Ca+F	et+Mg+N	In), Fs =	100 ⁻ (Fe	(1+Wn)/(0	Ca+Fet+	(uM+BN					

Tebla A2-14	Análisis	químico	del anfib	ULM - IO																		
Label	enc - bol	són gábr	8				Γ	s-1 - bols	hdag nói	8][5	- homble	andita pl	oxénica					
Point	185	<u>8</u>	1 61	1 98	ğ	208	209	170	175	11	179	224	225	227	738	962	742	746	747	748	749	753
obe 2000				1		:			1	i	:											
			19,95	9 9 9 9		38,49	8 I 8	67 66		38.51	44.50	38' 4 8		38'45	38,73	38,60	38,83					
		2 / 4		24.2	2,30			242			248		2,43	5 C	5							
		20,11				2200				0,10			2000		12,31	5.5						5
	38													1 20'0		120,0						3
				4, 6 4	0,01	70'0L		04'./I	10'01		AZ')		8	12.1	18,42	22	e//L	2.5	22	5	8.8	
	0,2/	0.42	0,32	040	0,45	0,27	98.0	66,0	043	4	0,45	0,27	0'50	5	80'0	0,13	0,18	9,18	0,26	0'ZB	2,2	0 22
0 M M	8 9 8	10,33	10,21	5 2	06' 6	9,64	9,76	10,30	10,38	9'70	10,03	12,24	13,57	8'83	8 8	10,09	9,87	10,45	11	0,38	0,12	0'03
Ce O	12,11	12,31	12,27	12,05	12,30	12,28	12,49	12,24	12,10	12.17	12,20	12,80	13,11	12,37	11,97	11,88	11,83	12,08	12,10	11 1	1,83	1,85
Na2O	2, 6 8	2,40	2,44	2,66	2,58	2,71	2,61	2,50	2,61	2.79	2,60	2,32	2,48	2,64	2,35	2,39	2,72	2,55	2.27	2,28	2,61	2,25
K20	1.83	1,78	1,85	1,75	1,78	1,77	8	1,71	1,75	1,78	1,78	1,78	1,77	1,85	1,89	1,89	1,78	1,81	2,00	2,03	1,85	2,07
	0,005	000'0	0,089	000'0	0,000	0,033	0,038	000'0	000'0	0,019	000	0,052	0,004	0,002	000'0	000'0	0,018 (80.0	0.047	0,078 0	8	8
Sum Ox%	86.13	97.38	97.79	97.5B	97.27	<u>98.56</u>	97.91	97.64	97.22	97.95	97.95	97.64	98.51 \$	18.76	98.48	97.52	38.24 E	37.80	3,11 5	18.44 2	808	00.7
Exercise and													-		2				-			<u> </u>
											2	20.3	5 07	a vel		10 2	8	201	00 2	90 1	2	
0	5		An'o		E '0	AA'c	5,9,0						1010	5	20		2				28,0	
IA	1,95	- 6	1,91	- 88	1,89	2,01	2,09	1,97	1,78	1,93	1,90	2,06	2,13	1,95	2,13	2,08	2,08	2,06	2,12	2,14	2,08	2,12
Sum T	8'00	8,00	8'00	8,00	8,00	8,00	8,0	8,00	9 ,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8'00	8'00	8,00	8'00	8,00	B,00	8 00'8	9 [.] 0
CA	0,13	0,18	0,23	0,19	0,22	0,28	34	0,07	0,15	0,21	0,15	0,34	0,28	0,29	0,12	0,13	0,14	0,15	0,19	0,16	0,18	0,29
EJ	0,31	0,32	0,25	0,28	0,27	0,27	60.0	0,28	0,28	0,28	0,29	0,28	0,27	0,18	0,29	0,33	0,32	0.27	0,28	0'30	0,27	0,1
Ŋ	000	0,013	0,00	000'0	000'0	0,007	000'0	000'0	000'0	000'0	0,000	0,002	0000'0	0,003	0,001	0,003	000'0	800	0,001	000'0	80	8
CFe+3	0'02	0 ⁰	0'0	0,0	8 <u>0</u> 0	00'0	0,31	0,23	8	0 <mark>.</mark> 0	0,11	0.0 20	0,11	6 0'0	0,49	0,33	0,24	0,30	0,36	0,38	0,41	0,62
CMG	2,21	2,36	2,33	2,34	2,27	2,24	2,23	2,35	2,38	2,22	2,29	2,75	3,00	2,27	2,26	2,30	2,25	2,37	2,32	2,34	2,29	2,29
CFe+2	2,28	2,08	2,09	2,13	2,18	2,18	1,98	2,01	2,15	2,23	2.10	1,58	1,32	2,12	1.04	1,89	2,03	1,88	1,84	1,78	1.82	1,07
CMn+2	0.0	0'08	0,04	0,05	0'08	0,04	0,05	0,05	80,0	0'02	0.08	0,03	0,02	0.0	0,01	0,02	0,02	0,02	0,03	0.04	0,03	0,03
ပီပ	80	0,01	8 0	8	0'02	0'03	8	0,0	80	0,01	00'0	80	00'0	00'0	8'0	0,0	80	80	0 ^{'0}	00'0	8'0	8
Sun C	6,00	6,00	5,00	5,00	5,00	5,00	6,00	5,00	5,00	5,00	5,00	£'00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	6 [.] 0	5,00	5,00	5,00	5,00
BMg	80	0'0	00 ^{'0}	8 0	0 <u>0</u> 0	00'0	0,0	00'0	80	00'0	00'0	80	00'0	0,0	80	0,0	8 0	0 ⁰ 0	000	00'0	8,0	8 0
BFe+2	80	0'0	0'0	8	0'0	0'0	80	8 0	8	00 ⁰ 0	0 ^{'0}	80	0'0	0,0	80	0 ⁰ 0	80	8	00'0	00'0	8	8
BMn+2	80	8 0	8 ⁰ 0	8. 0	0 0	8 0	00'0	0 ⁰ 0	8	000	0,0	8	00'0	0,0	8	0,0	8	8	0 ^{'0}	00'0	8	8
BCB	1,99	2,00	2'00	6	2 <u>,</u> 0	2,00	2,00	2,00	68	2,00	2,00	2'8	2,00	2,00	1 8	1,95	1.85	1,87	1,99	1,97	1,92	1,98
BNa	0,01	8 0	8'0	8 8	0 ^{'0}	8 0	8	0 ^{'0}	0,0	0,0	0 ⁰ 0	8	8	0'0	0'0	0,05	0,05	0,03	0,01	0'03	80'0	<u>8</u>
Sum B	5 .00	2,00	2,00	5 <mark>,</mark> 8	2,00	2,00	2,00	2,00	7 8	<mark>7</mark> 0	2,00	2,00	2,00	2,00	2'80	2,00	<mark>7</mark> 8	2'80	2,00	2,00	5 8	5 8
ACB	8 [.] 0	0,01	0,01	8	0.01	0,02	0,05	0,01	8	0,0	0,0	0'0	0'08	0,03	8	0,0	80	8 ⁰	0,0	00'0	8,0	8 ⁰
ANa	08'0	0,71	0,73	0,7	0,77	0,82	0,78	0,74	0,7	0,83	0,77	0 ,68	0,71	0,78	0,63	0,66	0,76	0,73	0,67	0,04	0,66	0,63
AK	96'0	0,34	0,38	0.94	0,35	0,35	0,38	0,34	0,34	0,34	0,35	9	0,33	0,38	0,37	0,37	0,34	0,35	0,39	0,39	0,36	9 ,
Sum A	1,15	1,07	1,10	1,1	1,13	1,19	1,21	108	1,12	1,17	1,12	1 08	1,12	1,18	8	1,02	1,10	1,08	1,08	1,03	1,02	1,03
Sum cet	18,16	16,07	18,10	16,11	16,13	16,19	18,21	16,09	18,12	18,17	18,12	16,09	16,12	16,18	18,00	16,02	16,10	16,08	16,08	IB,03	8,02	6,03
BW #	0,48	0,53	0,63	0,52	0,51	0,51	0,53	0,64	0,53	0,50	0,52	0,63	6 9'0	0,52	0,55	0,55	0,53	0,56	0.56	0,57	0,56	0,58
Clasif.	5	٩	٥	۵	٩	٩	٩	HW	٩	٩	٩	٩	٩	٩	HW	HW	HW	HM	HW	HM	HW	HM
Datos de D.	Acevedo	(sin publ	Icar) ced	le sob	resente	autor.	,															

El cálculo del Fe³⁺ se estimó según el factor de máximo Fe³⁺ de Scumacher, 1997. Clasificación según Leake et el. (1997). FP: ferro-pargasita, P: pengasita, MH: megnesio-hastingsita, H: hestingsita.

Tebla A2-1	14. Análl	sis quim	lco del ar	nfibol - N	NJ. Con	Inuación	5															
Label J5	- hombl	endita pli	oxénica							}												
Point	22	755	759	760	761	762	764	765	768	70	Ē	Ë	7 411	15 TT	82. 8	1 782	783	786	787	789	ĨŔ	ş
803 803	34,34	38,47	37,96 3	38,37 3	19 ,19 3	8,65 3	18,48	18,30 3	6,62 3	18,48 3	8,41 36	9,57 38	8 39	80 37,7	6 39,4	1 38,17	38,19	38,26	38,57	30,63 3	908	7,88
<u>1</u> 02	2,46	2,15	2,51	2,18	2,36	2,35	2.27	2,55	2,12	2,60	2,45	2,24 2	56 1.	96 2,4	3 2,5(0 2,18	2,93	2,31	2,08	2,29	2,40	2,55
AI203	12,92	12,76	13,11 1	13,08	12,82 1	2,07 1	12,65	12.89 1	2,58 1	2,33 1	2,85 12	2,30 12	.71 12.	89 12,8	7 13,1	2 12,52	12,29	12,75	12,45	12,86 1	4,13 1	3,01
Cr203	0,071	0,025 (0,048 C	0,027 C	000,0	048),058 C	0.058 C	000	000	000	000	000	15 0,08	3 0,00	000'0	0,071	0,028	0000	80,0	80	043
FeO	17,58	18,17	18,29 1	17,40	17,92 1	6,96	12,80	17.72 1	7,48 1	7,50 1	7,866 1;	7,48 17	47 17,	52 18,1	2 17,54	17,81	16,45	18,27	17,88	18,39 1	2,12 1	7,64
QM	0,22	0,24	0,29	0,24	0,20	0,17	0,22	0,15	0,26	0,19	0,24 (0,16 0	82	24 0,3	4 0'3	5 0,17	0,21	0,19	0,25	0,30	0,19	0,24
OGW	10,27	10,01	B,43	9,99	10,01	0,20	0,30	9,86	0,30	0,28	8,71 1(0,21 9	78 10,	47 8,4	1 9,64	9 10,16	10,90	8°38	9,70	8,64	2,83	8,88
8	12,12	11,93	12,03 1	12,02	12,12 1	1,87	196	12,19 1	2,00	2,00	1,91	1,85 12	03 12,0	08 11,8	7 12,0	11,83	1,94	19 8	11,96	1,89 1	2,53 1	2,32
Ne2O	2,37	2,54	2,42	2,27	2,20	2,26	2,38	2,44	2.41	2,55	2,32	2,24 2	8	36 2,2	7 2,3	7 2,50	2,58	2,38	2,32	2,35	2,34	2,29
ŝ	2,00	1,97	1,98	2,10	1,96 1	1.86	2,03	1,69	1,85	1,86	2,00	1,83 1	,91 2,0	03 1,8	8 2,0	3 1,81	1.78	1,91	2,13	2,02	1,89	2,07
Q	000	0,024	80,0	800	0,089	80.	8	0,012 C	024 0	0.027	00 00	080	0,0	42 0,02	3 0,00	0,148	80 0	00'0	800	0,038	055	88
H2O(c)																						
Sum Ox%	98,35	98,29	38,07 8	97,68 6	37,87 8	6,45 8	38,15 £	38.05	77,05 8	17,85 9	7,87 91	7,08 97	,10 98,	41 97,1	8 98,0	89'28	98 ,35	97,40	67,36	8,40 B	7.62 9	7,09
Fômula e	structure	i en éton	TOB DOT C	Jun apjac	ded. Núr	nero de	cationes	: sobre (c	i base de	9 23 oxlg	ence											
TSI	5.82	5.85	5.81	5.86	5.83	5.87	5.85	5.85	5.80	5.86	5.87	5.82 5	.86 5.	87 5.6	2 5.87	5.83	5.82	5.80	5.94	5.87	5.84	5.83
I	2,18	2,15	2,19	2,14	2,17	2,03	2,15	2,15	2,11	2,12	2,13	2,08	14	13 2,1	8 2.1	2.07	2,08	2,11	2,06	2,13	2,18	2.17
Sum T	8.00	9.00	8.00	8,00	9 .00	8.00	8,00	9,00	8,00	8,00	8,00	9,00	8	00 8,0	0.8	8.00	8,00	8,00	8,00	8,00	9 .00	8,00
ß	0,13	0,14	0,18	0,22	0,14	0,18	0,11	0,17	0,16	0,10	0,20	0,14 0	17 0,	17 0,1	6 0,2;	9 0,17	0,10	0,20	0,20	0,18	0,33	0,19
5	0,28	0,25	0,28	0,25	0,27	0,27	0,26	0,28	0,24	0,30	0,28	0,28	00	22 0,2	8 0,21	9 0,25	0,33	0,27	0,24	0,28	0,27	0,30
ğ	600°C	0,003	0,006	0,003	000,0	000	0,007	2007	000	0000	000	000	00	02 0,01	1 0,00	000'0	0,008	0,00	0,00	000	000	8
CFe+3	0,46	0,48	0,38	0,40	0,48	0,35	0,54	0,30	0,47	0,37	0,40	0,49 0	34 0	52 0,4	50,34	0,43	0,34	0,35	0,33	0,47	0,24	0,23
CMg	2,32	2,27	2,15	2,28	2,28	2,35	2,33	2,25	2,34	2,34	2,21	2,34 2	25 2	36 2,1	6 2,2(2,29	2,45	2,15	2,23	2,18	2,86	2,22
CFe+2	1.7	1,82	1 .99	1,82	1, 8 0	1,04	1.73	1 8	1,78	1,86	8	1.78 1	.61	70 1,8	9 - 6	1.94	1,73	8 8	1,08	1,87	1,28	2,03
CMn+2	0'03	0,03	0.0	0,03	0,03	0,02	0,03	8,0	0,03	0,03	0,03	0,02 0	S.	03 0,0	4	800	0,03	0,02	0'03	0'0	0,02	0'03
ő	0,0	8,0	8	0.0	80	8	80	8	80	80	800	000	8 8	00	000	800	0 ⁰	0,0	0,0	0,00	0,00	0,0
Sum C	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5 00	5,00	5,00	00	00 5,0	0 5.0	5,00	5,00	5,00	6,00	5,00	5,00	50
BMg	0 ⁰ 0	80	8	80	80	8	0,0	8	8	000	800	000	8 8	8	0 0 0	80	8 8	80	0,0	8,0	00	0.0
BFe+2	00'0	80	0,0	80	0 ⁰ 0	80	0,0	0 ⁰ 0	8	000	80	000	0 8	00	ð Ö	8	8 0	8,0	0,00	80	000	8
BMn+2	0,0	0'0	8. 8	0,0	8	0,0	0,0	80	8	80	0.0	000	8 8	00	00	8	8. 8	80	0,0	8.0	0,00	000
BC BC	1,97	8	1,97	1,97	1.88	1,98	2	5 8	8	1,97	1.85	1,85	8	96 1,8	9 - 8	8, 8	1,83	1,97	1,97	2	2,00	8
BNa	0'03	90'0	0,03	0,03	0,02	8	0,08	8	50	0,03	0,05	0,05	<u>6</u>	20,0	4	800	6.0	0,03	0,03	80'0	80	8
	8	200	8	80	5 0	8	200	8	2,00	8	20	5 8 8	8	00 50	0 0 0	5 0 0	5 8	8	2,00	8	2,0	8
ACB	0.0	8'o	8	8.0	8.0	8	0,0	8	8	80	0,00	0,00	8	00	0	800	8.0	80	8.0	80	60	0.03
ANa	0,87	0,69	69 '0	90 18	0,63	0. <u>8</u>	0,64	0,72	0 [.] 68	0,72	0.64	0,61 0	,68 0,	85 0,8	40,06	0,67	0.69	0,68	0,67	0,63	0,68	0,68
¥	0,39	0,38	0,39	0,41	0,38	0,37	0,39	0,37	0,36	0,37	0,38	0,36 0	38	39 0,3	ю́ О́ В	0,37	0,35	0,37	0,42	0,38	0,36	0. 4 1
Sum A	1.05	1,08	- 1 08	1.05	1.02	<u>,</u>	1.04	1 08	8	1,09	1,0	0,99	<u>6</u>	5	0 - 0	2	1,03	8	1,08	1,02	1.05	1,12
	16,05	16,08	16,08	16,05	16,02	6,01	10,04	16,09	6.04	6,09 1	6,03 1,	5,99 16	.05 16,	04 16,0	3 16,0	16,04	16,03	16,06	18,08	6,02	6,05	B,12
BW #	0,57	0,56	0,52	0,56	0,56	0,56	0,67	0.53	0,57	0,56	0,54	0.57 0	34	58 0.5	3 0.5	0,55	0,50	0,52	0,53	0,54	0.69	0,52
Clash.	HW	HW	H	HM	HM	H	HW	HW	HM	HW	HH	HW	MH	H	Έ	HM H	M	HM	HW	HW	٩	HW
Detos de I	D. ACBVE	do (sin p	ublicar)	cedidos,	al preser	ite autor																
El cálculo	del Fe ³	se estim	nó según	el factor	de máxi	mo Fe"	de Scu	nacher,	1997.	:	:											
Clasificaci	ón segú	n Leake	et al. (19	97). FP:	ferro-pai	rgesita, i	P: parga	slta, MH	magnee	slo-hastin	ngsitta, H:	hestings.	ta.									

			i,							i					
5 - homt	olendita p	lroxénic	g		j1 - monz	onha	j4 - slenit							Ű	sch - Ian
66 2	794	Ř	861	801	42	423	714	715	716	718	21	Ř	728	732	118
38,37	38,73	38,37	38,85	38,43	38,76	38,64	38,36	38,92	38,07	39,32	38,38	38,41	38,26	38,39	40,24
2,13	2,30	2,55	2,37	2,35	1,87	2.09	1,59	2,07	1,98	1,83	1.94	1,63	1,93	1,42	2,40
12,97	14,27	14,16	14,21	14,25	12,19	12,01	12,42	12,38	13,04	12,57	12,35	12,21	12,62	12.22	12,50
0,001	0,003	0,048	0,048	0,003	0,000	0,051	0,045	0,000	0,000	0,008	0,056	0,054	0,048	0.036	000'0
17,44	13,09	14,18	12,28	11,95	18,73	18,38	18,66	19,25	19,76	19,19	19,12	19,06	19,22	19,43	13,40
0,24	0,17	0,18	0,10	0,12	0,80	0,56	0,71	0,62	0,52	0,69	0'50	0,66	0,67	0.50	0,29
10,09	12,18	11,60	12,97	12,95	8,74	8,67	8,25	8,98	8,43	9,22	8,49	8,72	8,55	8.76	12,13
12,13	12,55	12,49	12,70	12,74	11,85	12,08	11,44	11,93	11,71	11,82	11,7	11,88	11,80	11,88	12,78
2,35	2,49	2,67	2,31	2,29	2.03	2,06	2,17	2,08	2,13	2,22	1,95	1,89	2,16	1,89	1,71
2,05	1,63	1,45	1,83	1,86	2,23	2,19	2,14	2,17	2,15	2,23	2.25	2,28	2,18	2.26	2,03
0,000	0,000	000'0	0,148	0000	0,050	0,00	000'0	0,000	0,108	000'0	0,025	0,000	0000'0	0000	0,172
697,78	97,41	97,72	97,80	96,95	97,23	96,73	96,77	98,40	97,89	99,10	96,82	96,80	97,43	96,80	97,74
astructur	Tal en áto		r ceida u	nidad. 1	Vúmero d	le catior	nes sobre	la base	de 23 o	xigenos					
5.86	5.82	5.78	5.80	5.78	6.01	8.04	6.03	5.95	5.86	5.95	5.98	5.98	5.92	5.97	6.05
2.14	2,18	2,22	2.20	2.22	1,99	1,98	1,97	2,05	2,14	2,05	2,02	2,02	2,08	2,03	1,85
8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
0,20	0,35	0,29	00.00	0,31	0,23	0,25	0,33	0,18	0,23	0,18	0.24	0,21	0,22	0,21	0,29
0,24	0,26	0,29	0,27	0,27	0,22	0.25	0,18	0,24	0,23	0,21	0,23	0,18	0,22	0,17	0,27
0000	000'0	0,008	0,005	0,000	000'0	0,008	0,006	0,00	000'0	0,001	0,007	0,007	900'0	0,004	0,00
0,38	0,24	0,26	0,28	0,24	0,34	0,11	0,32	0,46	0,54	0,52	0,36	0. 4	0,41	0,51	0,11
2,30	2,73	2,60	2,89	2,90	2.02	2,02	1,93	2,05	1,93	2,08	1,97	2,02	1,97	2.03	2,72
1,85	1,41	1,53	1,24	1,27	2,09	2,29	2,13	2 [.] 00	2,01	1,91	2,13	2'0 7	2,08	2,01	1,58
0,03	0,02	0,02	0,01	0,02	0,10	0,07	6 0'0	0,08	0,07	60'0	0,07	60'0	60'0	0,07	0,0
8 0	0,0	0,0	80	0,00	00'0	0'0	00'0	800	8'0	0'0	8 0	00'0	00'0	0,0	0 ^{.0}
5,00	5,00	6,8 8	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,0	8 [,] 8
80	00'0	80	0 ⁰	00'0	0 ⁰	8'0	00'0	8 ⁰	80	00'0	0 ⁰ 0	80	00'0	0,0	0.0
80	0,0	80	0 ⁰	00'0	0,0	0,0	0,0	8 0	0,0	0,0	0,0	0 ^{,0}	0,0	0,0	0,0
80	00'0	0.0 8	0.0	0.0	0,0	8.0 8	00'0	8 0	8'0	0,0	0,0	0,0	0,00	0,0	0,0
1,99	2,00	8 8	5 ,0	2,00	1,97	2,00	1,93	1,96	1,93	1,92	1,96	1,98	1,96	1,98	2 [,] 00
0,01	00'0	8 8	0 ^{.0}	00'0	0,03	0,0	0,07	0'02	0'0	0,08	0.0	0,02	0,0 40,0	0,02	0 ⁰
2 .00	2,00	2,00	2.00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
0 ^{.0}	0,02	0,02	0.03	0.05	80	0,02	00'0	80	8 0	00'0	0,0	0.0 8	00'0	0.0	0.08
0,68	0,73	0,78	0,67	0.67	0,58	0,62	0,58	0,57	0,56	0,57	0,55	0,55	0,60	0,55	0,50
0.40	0,31	0,28	0,35	0,36	0. 4	4	0,43	0,42	0,42	0,43	0,45	0,45	0,43	0,45	0,39
1,08	1,06	1,08	1,05	1,08	1,02	1.08	1,02	0,99	66 '0	1.00	8	6	1,03	1 ,8	0,95
16,08	16,06	16,08	16,05	16,08	16,02	16,08	16,02	15,09	15,99	16,00	16,00	16,00	16,03	16,00	15,95
0,55	0,66	0,63	0,70	0,70	0,49	0,47	0,48	0,51	0,49	0,52	0,48	0,50	0,49	0,50	0,63
HW	٩	٩	٩	٩	I	FP	đ	HM	I	HW	H	HM	I	MH	٩
D. Acev	'edo (sin	publicar	-) cedido	s al pres	sente aut	5.									
del Fe'	se estli	no segu	in el fact	Ë Po L	áximo Fe	ν Β Γ	cumache	r, 1897.		<u>-</u>	-	ż			
	⁵ - homt 38, 37 793 793 793 793 793 5, 793 5, 79	5 - homblendita F 793 794 793 794 793 794 28,37 38,73 38,37 38,73 213 23,03 12,97 14,27 0,091 0,003 17,44 13,09 0,24 0,17 12,13 12,55 2,35 2,49 2,35 2,49 2,35 2,49 2,000 0,000 2,000 0,000 0,200 0,000 0,24 0,25 0,28 5,82 0,29 0,26 0,200 0,000 0,200 0,000 0,28 0,24 0,28 0,24 0,29 0,26 0,20 0,00 0,00 0,00 0,00 0,00 0,00 0,00 0,00 0,00 0,00 0,00 <td< td=""><td>5 - homblendita pirovéhic 793 794 795 793 794 795 38,37 38,37 38,37 38,37 38,37 38,37 38,37 38,37 38,37 2,13 2,30 2,55 12,91 14,18 0,09 17,44 0,19 14,18 0,24 0,17 0,19 12,13 12,55 12,49 2,35 2,49 2,67 2,35 2,49 2,67 2,35 2,49 2,67 2,35 2,49 2,67 2,36 1,45 0,100 0,000 0,000 0,000 0,24 0,28 0,28 0,24 0,28 0,28 0,24 0,28 0,28 0,24 0,28 0,28 0,24 0,28 0,28 0,28 0,24 0,28 0,28 0,28 0,28</td><td>5 - hormblendita piroxénica 793 794 796 798 38,37 38,37 38,37 38,85 38,37 38,37 38,37 38,85 2,13 2,30 2,55 2,37 12,91 14,18 12,28 0,021 0,103 14,18 12,29 0,24 0,17 0,19 0,10 10,09 12,18 11,80 12,97 12,13 12,55 12,49 12,70 2,35 2,49 2,67 2,31 2,000 0,000 0,000 0,148 0,14 1,155 1,45 1,83 12,70 2,33 2,49 2,67 2,31 2,03 0,13 1,45 1,83 0,05 2,03 1,2,18 1,41 1,27 2,23 2,03 0,24 0,28 0,29 0,29 2,14 1,153 1,24 0,00 0,00 2,14 1</td><td>5 - homblendita piroxénica 733 794 796 798 801 38,37 38,73 38,37 38,37 38,43 2,35 0,00 14,16 14,25 14,26 1,42 0,10 0,12 14,25 0,12 10,05 1,26 12,49 12,76 12,74 2,25 2,26 12,48 12,76 12,74 2,22 2,22 2,23 2,26 2,26 1,27 12,74 12,76 12,74 12,76 12,74 12,76 12,74 12,76 12,74 12,26 12,48 14,85 14,85 14,85 14,85 14,85 14,85 14,85 14,85 12,95 2,56 2,57 2,58 2,57 2,58 2,57 2,58 2,56 2,56 2,56</td><td>5 - hormblenditia plicoxénica []1 - monz 733 794 796 793 80.1 422 38,37 38,73 38,37 38,37 38,43 38,78 38,73 38,37 38,73 38,37 38,37 38,37 38,43 38,78 38,73 38,37 38,73 38,37 38,37 38,33 38,78 2,37 1,37 2,13 2,30 0,003 0,048 0,003 0,003 0,000 17,44 13,09 14,18 12,291 18,73 0,00 12,13 12,55 12,49 12,70 12,74 11,85 2,35 2,49 2,67 2,31 2,29 2,03 2,000 0,000 0,000 0,148 0,005 0,05 2,35 2,49 12,77 11,85 2,23 0,32 2,31 12,57 37,48 12,77 10,86 0,32 2,36 2,67 2,31 2,48 12,</td><td>5 - hormblendita $[11 - monzonita]$ 733 794 796 798 30,1 422 423 38,37 38,37 38,37 38,37 38,37 38,37 38,37 38,36 38,43 38,46 38,64 2,817 38,37 38,37 38,37 38,37 38,57 38,57 38,57 38,56 38,64 2,817 14,21 14,26 14,16 14,21 14,25 12,91 12,91 12,91 0,001 0,003 0,048 0,048 0,003 0,000 0,051 14,18 12,91 12,91 12,91 12,91 12,91 12,91 12,93 16,51 12,91 12,93 16,51 12,93 16,51 12,93 16,51 12,93 16,51 12,93 16,51 12,91 12,91 12,93 12,91 12,93 16,95 16,91 6,01 6,000 0000 0000 0000 0000 0000 0000 0000 0000 0000</td><td>5 - homblendita pirovénica J1 - monzonita $422 423 714$ 733 739, 55 33, 36, 35 38, 33 714 714 714 38, 37 38, 73 38, 73 38, 53 84, 33, 38, 78 38, 64 36, 56 2,17 2, 200 1, 200 1, 200 1, 224 1, 221 1, 201 1, 242 0, 0, 0, 51 0, 0, 45 1, 14, 13, 09 14, 18 1, 2, 21 1, 201 1, 242 0, 0, 0, 0, 0, 0, 0, 0, 0, 0, 0, 0, 0,</td><td>5 - hormblandia plicosénica [11 - monzonita 4- sienfia 793 794 796 798 801 422 423 714 713 2,13 2,30 2,55 2,37 36,57 36,56 36,56 36,56 36,50 36,36 36,37 36,17 0,32 0,00 0,000<!--</td--><td>5 - homblendia ploxenica 11 - monzonita 41 - senita 714 713 714 715 716 717 716 716 716 716 716 716 716</td><td>5 - hornblandia plowentica <math> 1 - monitorinal <math> - monitorinal $$</math></math></math></math></math></math></math></math></math></math></math></math></math></math></math></math></math></math></math></math></math></math></math></math></math></math></math></td><td>5 - horniziandia pirovénica 1 - monzonita $- 3 = 3 = 3$ $7 = 3 = 3 = 3$ $3 = 3 = 3 = 3 = 3$ $3 = 3 = 3 = 3 = 3 = 3$ $3 = 3 = 3 = 3 = 3 = 3 = 3 = 3 = 3 = 3 =$</td><td>5 Prominantia piroxenica 293 11 Transcripta 1/4 714 713 715 713 714 714 713 714 714 713 714 713 713 714 714 713 714 <th< td=""><td>5. hormbandita 11 monzonta 14 start 713 726 <</td><td>5. hormbardial proventia I. monzontia 7.4 7.13 7.14 7.13 7.14 7.13 7.14 7.13 7.14 7.13 7.14 7.13 7.14 7.13 7.14 7.13 7.14 7.13 7.14 7.13 7.14 7.13 7.14</td></th<></td></td></td<>	5 - homblendita pirovéhic 793 794 795 793 794 795 38,37 38,37 38,37 38,37 38,37 38,37 38,37 38,37 38,37 2,13 2,30 2,55 12,91 14,18 0,09 17,44 0,19 14,18 0,24 0,17 0,19 12,13 12,55 12,49 2,35 2,49 2,67 2,35 2,49 2,67 2,35 2,49 2,67 2,35 2,49 2,67 2,36 1,45 0,100 0,000 0,000 0,000 0,24 0,28 0,28 0,24 0,28 0,28 0,24 0,28 0,28 0,24 0,28 0,28 0,24 0,28 0,28 0,28 0,24 0,28 0,28 0,28 0,28	5 - hormblendita piroxénica 793 794 796 798 38,37 38,37 38,37 38,85 38,37 38,37 38,37 38,85 2,13 2,30 2,55 2,37 12,91 14,18 12,28 0,021 0,103 14,18 12,29 0,24 0,17 0,19 0,10 10,09 12,18 11,80 12,97 12,13 12,55 12,49 12,70 2,35 2,49 2,67 2,31 2,000 0,000 0,000 0,148 0,14 1,155 1,45 1,83 12,70 2,33 2,49 2,67 2,31 2,03 0,13 1,45 1,83 0,05 2,03 1,2,18 1,41 1,27 2,23 2,03 0,24 0,28 0,29 0,29 2,14 1,153 1,24 0,00 0,00 2,14 1	5 - homblendita piroxénica 733 794 796 798 801 38,37 38,73 38,37 38,37 38,43 2,35 0,00 14,16 14,25 14,26 1,42 0,10 0,12 14,25 0,12 10,05 1,26 12,49 12,76 12,74 2,25 2,26 12,48 12,76 12,74 2,22 2,22 2,23 2,26 2,26 1,27 12,74 12,76 12,74 12,76 12,74 12,76 12,74 12,76 12,74 12,26 12,48 14,85 14,85 14,85 14,85 14,85 14,85 14,85 14,85 12,95 2,56 2,57 2,58 2,57 2,58 2,57 2,58 2,56 2,56 2,56	5 - hormblenditia plicoxénica []1 - monz 733 794 796 793 80.1 422 38,37 38,73 38,37 38,37 38,43 38,78 38,73 38,37 38,73 38,37 38,37 38,37 38,43 38,78 38,73 38,37 38,73 38,37 38,37 38,33 38,78 2,37 1,37 2,13 2,30 0,003 0,048 0,003 0,003 0,000 17,44 13,09 14,18 12,291 18,73 0,00 12,13 12,55 12,49 12,70 12,74 11,85 2,35 2,49 2,67 2,31 2,29 2,03 2,000 0,000 0,000 0,148 0,005 0,05 2,35 2,49 12,77 11,85 2,23 0,32 2,31 12,57 37,48 12,77 10,86 0,32 2,36 2,67 2,31 2,48 12,	5 - hormblendita $[11 - monzonita]$ 733 794 796 798 30,1 422 423 38,37 38,37 38,37 38,37 38,37 38,37 38,37 38,36 38,43 38,46 38,64 2,817 38,37 38,37 38,37 38,37 38,57 38,57 38,57 38,56 38,64 2,817 14,21 14,26 14,16 14,21 14,25 12,91 12,91 12,91 0,001 0,003 0,048 0,048 0,003 0,000 0,051 14,18 12,91 12,91 12,91 12,91 12,91 12,91 12,93 16,51 12,91 12,93 16,51 12,93 16,51 12,93 16,51 12,93 16,51 12,93 16,51 12,91 12,91 12,93 12,91 12,93 16,95 16,91 6,01 6,000 0000 0000 0000 0000 0000 0000 0000 0000 0000	5 - homblendita pirovénica J1 - monzonita $ 422 423 714$ 733 739, 55 33, 36, 35 38, 33 714 714 714 38, 37 38, 73 38, 73 38, 53 84, 33, 38, 78 38, 64 36, 56 2,17 2, 200 1, 200 1, 200 1, 224 1, 221 1, 201 1, 242 0, 0, 0, 51 0, 0, 45 1, 14, 13, 09 14, 18 1, 2, 21 1, 201 1, 242 0, 0, 0, 0, 0, 0, 0, 0, 0, 0, 0, 0, 0,	5 - hormblandia plicosénica [11 - monzonita 4- sienfia 793 794 796 798 801 422 423 714 713 2,13 2,30 2,55 2,37 36,57 36,56 36,56 36,56 36,50 36,36 36,37 36,17 0,32 0,00 0,000 </td <td>5 - homblendia ploxenica 11 - monzonita 41 - senita 714 713 714 715 716 717 716 716 716 716 716 716 716</td> <td>5 - hornblandia plowentica <math> 1 - monitorinal <math> - monitorinal $$</math></math></math></math></math></math></math></math></math></math></math></math></math></math></math></math></math></math></math></math></math></math></math></math></math></math></math></td> <td>5 - horniziandia pirovénica 1 - monzonita $- 3 = 3 = 3$ $7 = 3 = 3 = 3$ $3 = 3 = 3 = 3 = 3$ $3 = 3 = 3 = 3 = 3 = 3$ $3 = 3 = 3 = 3 = 3 = 3 = 3 = 3 = 3 = 3 =$</td> <td>5 Prominantia piroxenica 293 11 Transcripta 1/4 714 713 715 713 714 714 713 714 714 713 714 713 713 714 714 713 714 <th< td=""><td>5. hormbandita 11 monzonta 14 start 713 726 <</td><td>5. hormbardial proventia I. monzontia 7.4 7.13 7.14 7.13 7.14 7.13 7.14 7.13 7.14 7.13 7.14 7.13 7.14 7.13 7.14 7.13 7.14 7.13 7.14 7.13 7.14 7.13 7.14</td></th<></td>	5 - homblendia ploxenica $ 11$ - monzonita $ 41$ - senita 714 713 714 715 716 717 716 717 716 717 716 717 716 717 716 717 716 717 716 717 716 716 716 716 716 716 716	5 - hornblandia plowentica $ 1 - monitorinal - monitorinal $	5 - horniziandia pirovénica $ 1$ - monzonita $- 3 = 3 = 3$ $7 = 3 = 3 = 3$ $3 = 3 = 3 = 3 = 3$ $3 = 3 = 3 = 3 = 3 = 3$ $3 = 3 = 3 = 3 = 3 = 3 = 3 = 3 = 3 = 3 =$	5 Prominantia piroxenica 293 11 Transcripta 1/4 714 713 715 713 714 714 713 714 714 713 714 713 713 714 714 713 714 <th< td=""><td>5. hormbandita 11 monzonta 14 start 713 726 <</td><td>5. hormbardial proventia I. monzontia 7.4 7.13 7.14 7.13 7.14 7.13 7.14 7.13 7.14 7.13 7.14 7.13 7.14 7.13 7.14 7.13 7.14 7.13 7.14 7.13 7.14 7.13 7.14</td></th<>	5. hormbandita 11 monzonta 14 start 713 726 <	5. hormbardial proventia I. monzontia 7.4 7.13 7.14 7.13 7.14 7.13 7.14 7.13 7.14 7.13 7.14 7.13 7.14 7.13 7.14 7.13 7.14 7.13 7.14 7.13 7.14 7.13 7.14

Clasificación según Leake et al. (1997). FP: ferro-pargasita, P: pargasita, MH: magnesio-hastingsita, H: hastingsita.

Tabla A2-1{	. Análisis	químico	de la biotitu	e - MJJ.																
Label	por - mzd	Ĩ	31 - bolsón	i gábrico			gra - monz	odiorita c	D BSOZJBN	on bt y gi	e	ð	zh - lampr	quu (r pi	(xd)			f	omfels	
Point	156	160	174	182	214	218	67	72	8	87	8	101	103	112	123	127	128	132	137	1
S O																				
SI02	36,11	35,88	35,96	36,34	36,41	36,37	33,43	33,99	33, 58	34,05	33,24	34,25	35,90	36,06	36,7	36,49	38,75	35,86	34,74	34,35
TI02	ក្ត	3,04	4,01	4,18	2,40	2,95	2,82	3,06	3,05	3,42	2,84	3,07	3,66	3,23	3,11	3,60	3,41	2,88	3,59	3,63
A203	12,49	12,88	14,20	13,50	18, 19	17,18	16,22	16,62	16,55	16,24	17,16	16,43	13,32	13,07	13,21	13,02	13,36	13,39	18,17	17,90
Cr203	0,000	0,030	000'0	000'0	0,000	0,052	0,013	0,000	0,000	000'0	0,067	0000'0	0,082	0:030	0,016	0,013	8 00'0	0,000	0,032	0,059
Pe0	18,27	18,63	17,26	17,60	11,29	11,46	26,15	26,43	26,55	25,79	24,55	25,65	18,12	18,88	18,79	18,83	18,21	18,65	23,39	23,58
MnO	1,17	1,69	0,39	0,28	0,12	0,18	0,85	0,68	0,61	0,75	0,05	0.64	0,58	0,69	0,61	0,85	0,67	0,62	6 0'0	0,14
OgM	13,08	13,02	13,39	13,50	16,03	16,16	4 ,94	5,06	5,24	6,43	6,03	5,29	12,61	12,78	12,84	12,36	12,78	12,60	5,65	5,69
0 0 0	0,10	0,01	0,05	0,0	0,03	0,01	0,02	0,02	0,10	0,05	0 ^{.0}	0,00	6 0'0	0,17	0,10	0,08	0,07	0,15	0,0	6 0'0
Na2O	0,11	0,18	0,44	0,39	0,53	0,40	0,10	0,08	0,14	0,06	0,21	0.16	0.09	60'0	0,12	60'0	0,13	0,08	0,12	0,10
К0 Х0	10,02	10,07	10,05	9,80	9,66	10,46	9,19	9,74	9,33	9 ,68	8 ,63	9,81	9,55	9,48	9,60	9 ,80	9' 3	9,35	6 ,95	9,58
Q	0,058	0,00	0,000	0,101	0,000	000,0	0,000	0,000	0,037	0,000	0000'0	0.000	0,000	0,081	0,000	0,048	0,012	0,037	0,098	0,000
H2O(c)	2020			00 00	10,10					5			2010							
	94,61	96,43	9 6,76	96,68	84 ,66	85,22	9 3,72	96,68	96,17	96,47	93,37	60,2 8	94,01	8	96,17	94,97	80'.H	93,62	95,82	96,12
Fómula est	nuctural ec	vbre la be	15e de 22 (oxigence																
0	5,61	5,55	5,47	5,53	5,39	5,39	5,42	5,40	5,38	5,41	6,37	5,44	5,57	5,59	5,64	5,63	5,63	5,80	5,40	5,38
≥ ₹	2,29	2,35	2,53	2,42	2,61	2,61	2,58	2,60	2,64	2.59	2,63	2,58	2,43	2,39	2,36	2,37	2,37	2,40	2,60	2,62
Sum T	7,90	7,90	8,00	7,95	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	7,98	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
<u>ه</u> د	0,0	0000	0,01	0,0	0,56	0,39	0,52	0,51	0,48	0,45	0,64	0,52	0,01	0 ⁰ 0	0,04	00'0	0.0	0,07	0,72	0,68
F	0,38	0,35	0,46	0,48	0,27	0,33	96.0	0,37	0,37	0,41	0,36	0,37	0,43	0,38	0,36	0,42	0,38	0,34	0,42	0,43
Fe2+	2,37	2,41	2,20	2,24	1,40	1,42	3.54	3,51	3,55	3,43	3,32	3,41	2,35	2,45	2,41	2,43	2,33	2,44	3,04	3,09
Mn2+	0,15	0.22	0,05	0,04	0,01	0,02	0,12	60'0	0,08	0,10	60'0	60'0	0,08	0,08	0,08	60'0	60'0	0,08	0,01	0,02
B	3,03	3,00	3,03	3,06	3,53	3,57	1,19	1.20	1,25	1,28	1.21	1,25	2,92	2,85	2,94	2,84	2,02	2,93	1,31	1,33
Ⴆ	0 ^{,0}	0,00	0 ^{.0}	0,0	0,0	0,01	0 [,] 0	00'0	0,0	0,0	0,01	0,00	0,01	00'0	0'0	0.0	0'0	0,0	0,0	0,0
z	0,01	0,00	0 ^{.0}	0,01	0,00	00'0	8 0	0,00	0 ⁰ 0	0,0	0,0	00'0	0 [,] 0	0,01	00'0	0,01	00'0	000	0,01	0 8
	5,94	5,99	5,75	5,83	5,71	5,73	5,72	5,68	5,72	5,67	5,02	5,63	5,80	5,87	5,82	5,78	5,7	5,86	5,52	5,55
ථ	0,02	00'0	0,01	0 ^{.0}	00'0	0,0	8 0	0,00	0,02	0,01	0 ^{'0}	00'0	0,02	0,03	0,02	0,01	0,01	0,03	0,0	0,0
RR NB	0.03	0,05	0,13	0,12	0,15	0,11	0.03	0,02	0,04	0,02	0,07	0,05	0,03	0,03	0,04	0,03	9,0	0,03	0,03	0,03
¥	1,99	1,99	1.95	1,90	1,82	1.98	1,90	1,97	1,90	1,98	1.99	1,99	1,89	1,88	1,88	1,93	1,94	1,86	1,97	1,91
Sum A	2,04	20	2.09	2,02	1.98	2,09	1,93	2,00	1,96	1,99	2,05	2,04	1,93	1,83	1,93	1,97	1,99	1,91	2.01	1,96
Н																				
BW#	0,56	0.55	0,58	0.58	0,72	0.72	0.25	0,25	0.28 0	0.27	0.27	0,27	0,55	0,55	0,55	0.54	0,56	0.55	0 ^{.0}	0 8
Datos de D	Acevedo	(sin publ	icar) cedid	os al prex	sente aut	Ğ.														
Referencias	: mzd, mo	nzodiorit	œ																	

Tabla A2-1	5. Análisis	químico	de la bloti	ta - MJJ.	Continua	ición.														
Label	enc - bols	ón gábric	0		1 - monzo	nita						- monzon	tta					<u> </u>	- slenita	
Point	1 8	188	189	206	372	373	388	389	390	419	420	431	432	433	434	439	450	451	698	66 9
sdo	_																			
SI02	36,31	36,39	36,89	36,13	35,18	35,97	36,72	35,48	34,68	35,71	35,46	36,21	35,95	35,97	36,18	35,69	36,12	35,68	34,65	35,28
Ti02	3,12	3,20	3,85	3.07	2,69	2,87	2,81	2,94	2,73	3,03	2,74	3.55	3.74	3,84	3,58	3,28	3,04	2,54	3.05	2,91
A203	14,69	14,57	14,16	14,71	14,61	14,98	14,81	14,93	14,77	13,78	14,23	13,83	13,62	13,65	13,94	13,65	14,24	14,97	15,12	15,05
Cr203	0000	0,120	000,0	0,064	0,028	900'0	000'0	0,000	0,000	0,006	0,062	0,000	0,028	0,000	0,000	0,011	0,062	0,000	000'0	0,000
FeO	16,34	16,05	16,37	16,05	17,49	18,01	16,92	17,81	17,47	17,49	17,13	18,08	18,20	17,90	18,02	18,47	17,37	17,27	19,42	19,13
MnO	0,30	0,20	0,15	0,26	0,54	0,46	0,55	0,46	0,66	0,50	0,56	0,84	0,91	0,82	0,70	0,75	1,11	1,25	0'20	0,42
OgM	14,27	14,31	14,04	14,10	12,86	13,00	12,84	13,05	14,06	12,05	12,65	13,04	12,58	12,60	12,99	12,81	12,65	12,28	12,19	12,32
CaO	0'0	0,01	0,01	0,05	0,19	0,11	0,22	0,22	0,47	0,11	0,18	0.0 8	0,07	0,03	0,08	0,16	0 ^{,0}	0,37	0,08	0'01
Na2O	0,32	0,33	0,29	0,22	0,18	0,15	0,18	0,19	60'0	60'0	0,05	0,17	0,20	0,26	0,18	0,21	0,17	0,11	0,12	0,10
K2O	10,03	9 6'6	10,00	9,75	00'6	9,53	9,01	8,97	6,48	9,69	8,65	9,57	9,63	9,79	9,41	9,25	9,78	9,11	8,84	9,74
ON	000'0	0,037	0,000	0,000	000'0	000'0	0,060	0,079	0,000	0,045	000'0	000'0	0,000	0,045	0,114	000'0	000'0	0,040	0,079	000'0
H2O(c)																				
Sum Ox%	95,44	95,14	95,75	94,41	92,77	95,08	93,12	94,11	91,41	92,50	91,70	95,34	94,92	94,91	95,19	94,28	94,51	93,62	94,05	96,01
Fórmula es	tructural s	obre la be	Ise de 22	oxigeno	ģ															
ß	5,50	5,52	5,58	5,52	5,50	5,50	5,54	5,47	5,43	5,62	5,58	5,54	5,54	5,54	5,54	5,53	5,57	5,54	5,39	5,44
≥R	2,50	2,48	2,44	2,48	2,50	2,50	2,46	2,53	2,57	2,38	2,42	2,46	2,46	2,46	2,46	2,47	2,43	2,46	2,61	2,56
Sum T	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
AVI	0,12	0,12	0,07	0,16	0,20	0,20	0,25	0,18	0,16	0,18	0,23	0,03	0,01	0,02	0,05	0,03	0,15	0,27	0,17	0,18
F	0,36	0,36	0. 44	0,35	0,32	0,33	0,33	0,34	0,32	0,36	0,32	0,41	0,43	0,44	0,41	0,38	0,35	0,30	0,36	0,34
Fe2+	2,07	2,03	2,06	2,05	2,29	2,30	2,20	2,30	2,29	2,30	2,26	2,31	2,34	2,31	2,31	2,39	2,24	2,24	2,53	2,47
Mn2+	0.0	0,03	0,02	0,03	0,07	0,06	0,07	0.06	60'0	0,07	0,07	0,11	0,12	0,11	60'0	0,10	0,15	0,16	0,07	0,06
β	3,22	3,23	3,15	3,21	3,00	2,96	2,97	3,00	3,28	2,83	2,97	2,97	2,89	2,89	2,96	2,96	2,90	2,84	2,83	2,83
Ⴆ	8	0,01	0,0	0,01	0,00	0.0	0 [,] 0	00'0	0,0	00'0	0,01	0,0	0'0	0,00	0,00	0'0	0,01	8 0	0'0	0 ⁰
z	0,0	0,0	80	00'0	0,00	8'0	0,01	0,01	0,0	0,01	000	0,0	0,0	0,01	0,01	0 ^{'0}	0,0	000	0,01	0 [.] 0
Sum Y	5,81	5,80	5,74	5,81	5,88	5,85	5,82	5,89	6,14	5,74	5,86	5,84	5,80	5,77	5,84	5,86	5,80	5,82	5,95	5,87
ຽ	0,01	00'0	000	0,01	0,03	0,02	9,0	0,04	0,08	0,02	0,03	0,01	0,01	0,01	0,01	0,03	00'0	90'0	0,01	0,01
Na	60'0	0,10	60'0	0,06	0,05	0,04	0'02	0'06	0,03	0,03	0,02	0,05	0,06	0,08	0'02	90'0	0,05	0,03	<u>8</u>	0,03
¥	1 10	1,92	1,92	1,90	1,80	1,86	1,78	1,76	1,30	1. 19	1,74	1,87	1,89	1.92	1.84	1,83	1,92	1.80	1,75	1,92
Sum A	2,04	2,02	2,01	1,97	1,88	1,92	1,87	1,86	1,40	1,99	1,78	1,92	1,96	2,01	1,90	1,92	1,97	1,90	1,80	1,96
P																				
BW#	0,61	0,61	0,60	0,61	0,57	0,56	0,57	0,57	0,59	0,55	0,57	0.56 0	0,55	0,56	0,56	0.55	0.56	0,56	0.53	0,53
Datos de D	. Acevedo	(sin publ	icar) cedk	dos al pr	esente au	for.														

Tabla A2-1	5. Análisis	: químico	de la bloti	ta - MJJ.	Continua	ción.														
Label	J4 - sientu	۱ 									ļ	Į					ł	5	- hbt px	
Point	8	701	282	1 02	706	208	707	708	60 2	710	711	712	722	725	727	731	736	737	763	88
sqo																				
SI02	35,02	34,15	34,29	36,71	34,95	35,51	34,67	34,83	35,08	35,36	34,13	35,17	34,18	35,41	34,91	34,99	35,87	35,13	36,08	36,09
T102	2,54	2,70	2,97	2,65	3,33	3,06	2,69	3,09	2,69	2,92	2,69	3,38	3,05	2,94	2,78	3,03	2,79	2,83	2,60	2,80
A203	14,90	14,43	15,06	14,84	14,58	14,87	14,85	15,03	15,08	14,87	15,13	15,11	15,19	14,96	14,88	15,04	14,92	15,43	15,38	15,79
Cr203	0,081	0,055	0,000	0,044	0,021	0,048	0,018	0,057	0,000	0,000	000'0	0,004	0,060	0,000	0,000	0,081	0,000	0,000	0000	0,085
FeO	18,30	18,48	19,03	18,21	17,57	18,71	18,87	18,73	18,67	18,74	19,41	18,47	19,56	18,96	18,45	19,68	18,75	18,68	12,73	11,09
MnO	0,04	0,47	0,67	0,61	0,45	0,37	0,53	0,48	0,46	0,37	0,42	0,34	0,49	0. 44.0	0,45	0,44	0,52	0,39	0,27	0,12
OgM	12,87	12,41	11,99	13,12	12,03	12,71	12,45	12,23	12,47	12,25	12,18	12,45	12,18	12,67	12,38	12,39	12,91	12,65	17,48	17,99
CaO	0,10	1,80	0,17	0,27	0,28	0,07	0,31	0,10	0,15	0,31	0,16	0,35	0,16	0,13	0,12	0.04	0,29	0,13	0,48	0,57
Na2O	0,11	0.08	0,12	0,06	0,12	0,11	0,11	0,13	0,15	0,11	0,16	6 0'0	0,02	0,12	0,05	0,14	0,12	0,10	00'30	0,23
K20	9,49	8 ,94	8,61	7,91	8,07	9,41	7,16	8,82	8,87	7,75	8,57	7,15	8,66	9,80	8,56	9,79	8,94	8,73	8,66	6,51
0 N	0,00	000'0	0,054	0,000	600'0	000'0	0,091	0,069	0,000	0,013	000'0	0,100	0000'0	0,000	0,000	0,000	0,000	0,039	0,006	0,045
H2O(c)																				
Sum Ox%	34 ,03	93,60	92,85	93,43	91,38	94,88	91.74	83,57	93,59	92,71	92,83	92,62	93,55	95,42	92,5 8	96,61	96,09	94,10	9 3,99	9 0,92
Fómula et	itructural s	obre la bu	188 de 22	oxigenos														_		
S	5,44	5,37	5,40	5,52	5,52	5,46	5,47	5,43	5,48	5,51	5,38	5,47	5,35	5,44	5,48	5,39	5,49	5,43	5,42	5,38
≥ ₹	2,56	2.63	2,60	2,48	2,48	2,54	2,53	2,57	2,54	2,49	2,62	2,53	2,65	2,56	2,52	2,61	2,51	2,57	2,58	2,64
Sum T	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8 ,00	8,00	8 ,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
A Z	0,17	0.0 8	0,19	0,22	0,24	0,16	0,23	0,19	<u>8</u>	0,25	0,19	0,23	0,16	0,14	0,23	0,11	0,18	0,24	0,14	0,20
F	0,30	0,32	0,35	0,31	0,40	0,35	0,32	0,36	0,31	0,34	0,32	0,40	0,36	0,34	0,33	0,35	0,32	0,33	0,29	0,32
Fe2+	2,38	2,43	2,51	2,35	2,32	2,41	2,49	2,4	2,43	2, 4	2,56	2,40	2,56	2,43	2,42	2,53	2,40	2,41	1 ,00	1,49
Mn2+	8 0'0	0.06	0,08	0,08	0,06	0.05	0,07	90'0	0,08	0,05	90'0	0.05	0,06	0.06	0 '08	90'0	0,07	0,05	0,03	0,02
Mg	2,98	2,91	2,81	3,02	2,83	2,91	2,93	2,84	2,89	2,85	2,86	2,88	2,84	2,90	2,89	2,84	2,94	2,91	3,91	4,09
ັບ	0,01	0,01	0 ⁰	0,01	0,0	0,01	0 ^{'0}	0,01	0 ^{.0}	0,0	80	0,0	0,01	0,0	0 ⁰	0,01	80	00'0	0'0	0,01
Ī	0 [,] 0	80	0,01	00'0	0.0	00'0	0,01	0,01	0,0	0,0	0 [.] 0	0,01	0'0	0,0	0 ^{'0}	00'0	8 ⁰	0,00	80	0,0
Sum Y	5,92	5,76	5,94	5,99	5,85	5,88	6,04	5,91	5,92	5,94	5,98	5,97	5,99	5,87	5,93	5,91	5,91	5,95	5,98	6,13
3	0,02	0,30	0,03	0.05	0.0	0,01	0.05	0,02	0,03	0,05	0'03	0,06	0'03	0,02	0,02	0,01	0,05	0,02	0,08	60'0
Ra	0'03	0,02	0.0	0,02	0,0	0,03	0,03	0,04	0,05	0'03	0,05	0,03	0,01	0,0 4	0,02	0.0	0,04	0,03	60 [.] 0	0,07
¥	1.88	1,79	1,73	1,56	1,63	1,85	4	1,75	1,78	1,54	1,72	1,42	1,73	1.92	1.71	1,92	1,74	1.72	1.66	1.27
Sum A	1,93	2,12	1,79	1,62	1,71	1,89	1,53	1,81	1,83	1,63	1,80	1,50	1,76	1,98	1,75	1,97	1,83	1.77	1,82	1,43
HO									i	i				i					i	i
δW#	0.58	0.54	0.53	0.58	0,55	0.55	0,54	0.54	0.54	0,54	0.53	0.55	0,53	0.54	5	0.53	0.55	0,55	0.71	0,73
Datos de L). Acevedo	(sin publ	icar) cedit	tos al pre	sente au	Ō.														

Las fórmulas estructurales fueron calculadas sobre la base de: Feldespatos: 32 oxígenos Piroxenos: 4 cationes (Morimoto, 1989) Anfiboles: 23 oxígenos (Leake et al., 1997) y cálculo de Fe³⁺ según factor de máximo Fe³⁺ de Schumacher (1997). Biotita: 22 oxígenos.

Bibliografía citada

Leake, B.E., Woolley, A.R., Arps, C.E.S., Birch, W.D., Gilbert, M.C., Grice, J.D., Hawthorne, F.C., Kato, A., Kisch, H.J., Krivovichev, V.G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J.A., Maresch, W.V., Nickel, E.H., Rock, N.M.S., Schumacher, J.C., Smith, D.C., Stephenson, N.C.N., Ungaretti, L., Whittaker, E.J.W. & Youzhi, G. 1997. Nomenclature of amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. The Canadian Mineralogist, 35: 219–246.

Morimoto, N. 1989. Nomenclature of pyroxenes. Canadian Mineralogist, 27: 143-156.

Schumacher, J.C. 1997. Appendix 2. The estimation of the proportion of ferric iron in the electron-microprobe analysis of amphiboles. En Leake et al. (1997): Nomenclature of amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. The Canadian Mineralogist, 35: 238-246.

ANEXO 3



Perfil geológico de la cantera del Co. Jeu-Jepén (sólo niveles superiores).

ANEXO 4

Algunos sistemas de petrología experimental aplicados al MPF

Sistema diópsido - albita - anortita

En el diagrama ternario diópsido - albita - anortita puede representarse un estadío parcial de la evolución de los magmas que involucra la cristalización de piroxenitas y gabros (fig. A4.1). Se dejan de lado en este ejemplo a los minerales opacos y apatita, ya que no han sido estudiados en detalle sistemas que involucren estas fases. Partiendo de una composición en el campo de estabilidad del diópsido (punto A, elegido arbitrariamente), caso que sería el que mejor describe las paragénesis en estas rocas, los primeros cristales en formarse serían clinopiroxenos. El descenso progresivo de la temperatura produce el continuo fraccionamiento de cristales de piroxeno, mientras que el líquido se va enriqueciendo en plagioclasa, hasta llegar a la línea cotéctica en B. Allí comienza a cristalizar plagioclasa. A medida que sigue descendiendo la temperatura, ambas fases minerales continúan cristalizando simultáneamente hasta que se consume el líquido, en X. El líquido, a su vez, va modificando su composición hacia el extremo de la albita. Dado que ambos minerales constituyen en realidad soluciones sólidas, la composición de los sucesivos cristales no es uniforme, modificándose hacia términos más ferríferos, en el caso del piroxeno, o más albíticos, en el caso de la plagioclasa, tal como se describió en las secciones referentes a la química mineral. Los parámetros para la construcción del gráfico de la figura A4.1 fueron obtenidos a bajas presiones (1 bar) y en ausencia de fase vapor. Si se suministra agua al sistema, el campo de estabilidad de la anortita disminuve (como así también las temperaturas de cristalización) y el del piroxeno aumenta, de modo



que la composición del magma original puede variar en un rango más amplio, es decir, puede ser más rico en el componente anortita que en condiciones anhidras, y aún así la primera fase en cristalizar sigue siendo diópsido (e.g. Krauskopf y Bird, 1995).

Fig. A4.1. Sistema Di – Ab – An a 1 bar en ausencia de agua (Bowen, 1915).

Sistema anortita -- albita -- ortosa -- cuarzo -- agua

La fase residual presente en monzodioritas, monzogabros y monzonitas (más abundante en monzonitas, luego de la cristalización de piroxeno, plagioclasa, hornblenda/biotita y accesorios), o bien la cristalización de sienitas, puede representarse por el sistema cuaternario anortita – albita – ortosa – cuarzo, más agua.

La figura A4.2 representa el sistema quinario mencionado. Una trayectoria a partir de la composición 1, indica que la cristalización comienza con plagioclasa, cada vez más rica en componente albita (zonación), hasta que alcanza la línea cotéctica y comienza a cristalizar simultáneamente feldespato potásico. La evolución del líquido sigue esta línea hasta llegar al eutéctico ternario (E3), mientras ambas fases siguen cristalizando. En el eutéctico se suma cuarzo y las tres fases continúan cristalizando hasta que se consume el líquido. Si la composición es más próxima al eutéctico (trayectoria 2), comienza nuevamente cristalizando plagioclasa zonal cada vez más sódica hasta que el líquido alcanza directamente la composición del eutéctico y plagioclasa, feldespato alcalino y cuarzo cristalizan juntos. La trayectoria 2 (o bien apenas desplazada hacia la trayectoria 1) ejemplifica la etapa final de cristalización en monzodioritas - monzogabros. El líguido residual es escaso, de modo que la plagioclasa cristaliza como zonas alrededor de los cristales euhédricos ya formados (Hibbard, 1995), y al llegar al eutéctico se acaba rápidamente, cristalizando escasos feldespato alcalino y cuarzo intersticiales (ver figura 6.7a). En monzonitas y sienitas, el líquido residual es más abundante y la historia de cristalización de esta última fase puede definirse por la trayectoria 1. La diferencia con el caso anterior es que la cristalización a lo largo de la línea cotéctica se efectúa en un medio con suficiente espacio para generar cristales de feldespato alcalino con tendencia al idiomorfismo

(debido, además, a la baja tasa de nucleación de este mineral). Al llegar al eutéctico, el espacio se ha agotado y las tres fases minerales crecen en forma intersticial (ver figura 6.7b). En esta última etapa de crecimiento aparecen las texturas simplectíticas mencionadas en los Capítulos 6 a 9, favorecidas por la presencia de una fase fluida y baja velocidad de enfriamiento (e.g. López y Bellos, 2006 y bibliografía allí citada).

Fig. A4.2. Sistema cuaternario para granitos de dos feldespatos a 5 kbar $P_{\rm H2}$ O (tomado de Hibbard, 1995).



Bibliografía citada

- Bowen, N.L. 1915. The crystallization of haplobasaltic, haplodioritic and related magmas. American Journal of Science, 40: 161-185.
- Hibbard, M.J. 1995. Petrography to petrogenesis. Prentice Hall, New Jersey, 587 pp.
- Krauskopf, K.B. & Bird, D.K. 1995. Introduction to Geochemistry. WCB McGrow-Hill, 3rd Edition.
- López, J.P. & Bellos, L.I. 2006. Texturas y Estructuras de las Rocas Ígneas: Significado Petrológico e Implicancias en las Condiciones de Formación de las Rocas. Miscelánea INSUGEO, 15: 58 pp.
- Turner, F.J. & Verhoogen, J. 1975. Petrología ígnea y metamórfica. Ediciones Omega S.A., Barcelona, 726 pp.