

Caracterización del granito Fitz Roy, Provincia de Santa Cruz, Argentina

Andrés KOSMAL & Juan Pedro SPIKERMANN¹

¹Museo Argentino de Ciencias Naturales «Bernardino Rivadavia», Av. A. Gallardo 470,
C1405DJR Buenos Aires, Argentina.

Abstract: Characterization of the Fitz Roy granite, province of Santa Cruz, Argentina. The Miocene aged Fitz Roy granite is located at 73° 4' W and 49° 16' S in the province of Santa Cruz, Argentina. It is a 45 km² stock of ovoidal section, being its major axes of approximately 16 km EW and 9 km NS direction. Its character is epizonal, and zonal in its transversal sense facies. A marginal dark microdioritic facies and a main granitic-granodioritic facies are clearly seen. The box is made up of leptomorphites of the Paleozoic Formation Bahía de la Lancha, vulcanogenic Jurassic rocks of the Complejo el Quemado and Cretaceous sedimentites of the Rio Mayer Formation. Both facies are chalcalkalines of medium to high potassic alkalinity. The dioritic facies is alumina undersaturated, whereas the granitic main facies presents meta and peraluminous saturation terms.

Key words: Fitz Roy pluton, geochemistry, Patagonia, Argentina.

Ramos *et al.* (1982) mencionan pequeños stocks, de edad miocena, que afloran a lo largo del borde este del Batolito Patagónico, de composición calco-alcalina a alcalina, entre ellos el del Fitz Roy y otros como el San Lorenzo y el Paine; estos cuerpos estarían desconectados superficialmente del Batolito Patagónico.

El Batolito Patagónico está expuesto desde los 39° hasta los 56° de latitud sur, siendo el tipo de roca dominante la tonalita (Wells, 1979, *in* Ramos *et al.*, 1982). Según una transecta a los 45° de latitud S, éste se puede dividir en tres grupos: las rocas básicas occidentales, las centrales intermedias y las ácidas orientales, que presentan en general una tendencia calcoalcalina (Ramos *et al.*, 1982). El emplazamiento del Batolito Patagónico se vincula al ciclo magmático Patagónico en el que se reconocen tres fases diastróficas: una inicial de carácter tensional que produce un extenso vulcanismo, una orogénica que controla el emplazamiento del Batolito Andino y una póstuma posiblemente tensional en el Senoniano (Ramos & Ramos, 1978).

Al este de la Cordillera se encuentran una serie de plateaux de basaltos alcalinos, correspondientes a diferentes pulsos de actividad durante el Eoceno, Mioceno superior, Plioceno y también durante el Cuaternario. Un análisis detallado de estos eventos puede leerse en Ramos *et al.* (1982), Ramos & Kay (1992) y Kay (2002), entre otros.

En la actualidad el magmatismo está representado por varios aparatos volcánicos, el más

próximo a la zona objeto de este estudio es el Volcán Lautaro ubicado en el Hielo Patagónico, en territorio chileno, a la latitud del lago San Martín.

En la Patagonia extraandina un importante vulcanismo básico, plateaux basálticos, de asociación alcalina, comenzó en el Cretácico superior con un máximo en el Mioceno superior e inferior. El magma original estaría localizado a grandes profundidades en el manto, en contraposición a los basaltos que están cerca de la cordillera, de una asociación tholeítica y alcalina, los cuales se habrían originado a profundidades más someras. Los datos de inclusiones ultramáficas y máficas sugieren que los basaltos, aún los ubicados cerca de la cordillera, no estarían relacionados a un mecanismo de subducción, sino que su origen estaría ligado a procesos de fusión parcial del manto superior (Ramos *et al.*, 1982).

El magmatismo del Cenozoico superior, en cambio, está vinculado a la subducción en la margen oeste del continente, con un vulcanismo calcoalcalino representado por 18 volcanes entre los 42° y 52° de latitud sur.

La actividad magmática calcoalcalina se relaciona a un arco pobremente desarrollado; sin embargo y coincidentemente con un aumento en la velocidad de expansión de suelo oceánico, se emplazan intrusivos miocenos, Fitz Roy (Nullo, inédito), Payne (Halpern, 1973), San Lorenzo (Ramos & Palma, 1981) y el del Cerro Murallón, en la Cordillera Patagónica (Ramos, 1983). Este último

autor, además, reconoce tres ciclos tectónicos para la Cordillera Patagónica, uno Gondwánico (Paleozoico a triásico inclusive) que se desarrolla en territorio argentino al sur de los 47° de latitud S, otro Patagónico (triásico superior a cretácico superior) con un magmatismo principal que se desarrolla entre los 42° y 47° de latitud S y el tercero el Andico, que muestra su mejor desarrollo al norte de los 43° 30' de latitud sur.

El sector de la cordillera al sur de los 46° 30' de latitud sur presenta un comportamiento tectónico diferente, con un mayor acortamiento horizontal. Por ejemplo las alturas máximas son mayores al sur de esta latitud (Cerros San Lorenzo y San Valentín); el arco volcánico desaparece para los últimos 10 m.a. mientras que aparece un importante vulcanismo de retroarco basáltico a partir de los 8,6 m.a. La colisión de la Dorsal de Chile en esta región, hace 10 m.a., produce la estructuración de la Cordillera Patagónica Austral; esto genera un gap volcánico en el arco y el extenso derrame de basaltos en el sector extraandino con posterioridad a la deformación principal (Ramos, 1989).

Arbe (1989) señala que muchos autores indican la presencia de un arco volcánico occidental y una cuenca marginal de edad Jurásica-Cretácica, el cierre de la misma en el Cretácico superior-bajo y el establecimiento de una cuenca de retroarco a partir del Cretácico superior y durante el Terciario y propone la hipótesis de un mecanismo tipo rifting asociado con anatexis cortical; de esta manera se podrían explicar puntos poco claros del complejo ofiolítico relacionándolo a fusión cortical con vulcanismo más denso en zonas donde la corteza se adelgaza.

A los 46° de latitud sur, un punto triple, ubicado aproximadamente en la zona insular chilena, vincula las placas Sudamericana, Antártica y Nazca. Al norte de esta latitud las rocas dominantes son los basaltos y dacitas, mientras predominan al sur andesitas hornbléndicas (Ramos *et al.*, 1982).

El límite entre ambos segmentos coincide con el punto triple mencionado donde se intersectan las placas de Nazca, Antártica y Sudamericana y donde la Dorsal de Chile está siendo subductada (Ramos & Kay, 1992). Estos autores, además, indican que la distribución y el volumen de los basaltos terciarios de la Patagonia y la evolución de la faja plegada y corrida entre los 46° y 49° de latitud sur parece estar fuertemente vinculada con las colisiones de los segmentos de la Dorsal de Chile.

La geología de este sector de la Cordillera Patagónica Austral fue referida por diversos autores. Caben destacar entre los trabajos pioneros las expediciones científicas de Koelliker en 1917

y la del padre De Agostini (1949, *in* Feruglio, 1949). El primer trabajo en detalle de la zona lo produjo Liboutry (1952) quien realizó una excelente tarea topográfica de la zona, definió las unidades geológicas principales, caracterizó al plutón del Fitz Roy, e hizo observaciones glaciológicas. Posteriormente actualizan el conocimiento geológico: Nullo *et al.* (1978), Ramos (1979) en la zona del Lago Belgrano, Riccardi & Rolleri (1980), Spikermann & Quartino (1981), Arbe (1989), Riccardi (1988), Camacho *et al.* (1993), Kraemer (1994), Kraemer & Riccardi (1997), Spikermann *et al.* (2000) y Kosmal & Spikermann (2001).

En acuerdo con Kosmal & Spikermann (2001), la estructura de la zona es de bloques definido por fallas, algunas de las cuales, por efecto de arrastre, han generado plegamientos en las rocas sedimentarias. Las más notables de estas estructuras son los sobrecorrimientos que colocan rocas vulcanógenas jurásicas (Complejo El Quemado) por encima de sedimentitas cretácicas (Formación Río Mayer). Otras estructuras notables, señalan estos autores, son la que representa el granito del Fitz Roy, con su cortejo de diques y las discordancias que separan las rocas paleozoicas (Formación Bahía de La Lancha) de las rocas vulcanógenas jurásicas y a éstas de las sedimentitas del Cretácico superior.

Además, realizan una síntesis sobre el pensamiento de los caracteres estructurales regionales Nullo *et al.* (1978), Ramos (1979, 1989), Spikermann & Quartino (1981) y Kraemer (1993, 1994).

El objetivo del presente trabajo es describir las características generales y presentar la caracterización química por elementos mayoritarios del plutón Mioceno Fitz Roy ubicado en el Departamento Lago Argentino de la Provincia de Santa Cruz a los 73° 4' longitud oeste y 49° 16' latitud sur (Fig. 1) en el borde oriental del Campo de Hielo Patagónico austral.

EL PLUTON FITZ ROY

Antecedentes y marco geológico

Los indígenas de la zona, Tehuelches, le daban al Cerro Fitz Roy el nombre de Chaltén o Chaltel. Fue Francisco de Viedma el primer hombre blanco que, promediando el siglo XVIII, observó el macizo del Cerro Fitz Roy. Francisco P. Moreno en 1879, sería el próximo explorador después de Viedma, en contemplar el cerro, al cual cambiaría el nombre por Fitz Roy.

Quensel y Hauthal (*in* Feruglio, 1949, p 57, 61, T I), a principios del siglo XX vinculan entre sí a los plutones del sector oriental de la Cordillera Patagónica y los definen como lacolitos, tales como

el cerro Svea en la Cordillera Darwin en Tierra del Fuego, el cerro El Paine en Chile, y los cerros Murallón, Fitz Roy y San Lorenzo, y les otorgan una edad Supracretácica a Terciario inferior.

Conci (1935) estudió las rocas obtenidas por Feruglio y De Agostini y compara al Cerro Fitz Roy con el Cerro Murallón: "...si bien ambas son dioritas cuarcíferas las del Chaltén pueden compararse con las dioritas tonalíticas adamelíticas mientras que las del Murallón pertenecen a un tipo más tonalítico..." Feruglio (1949), en uno de sus capítulos (p 56 del Tomo I), discurre acerca de las plutonitas de la Cordillera Principal y del archipiélago, plantea como problema fundamental del batolito patagónico si consiste en una mole única y coherente que surgió a través de una sola fase, o si por el contrario se trata de varios cuerpos batolíticos menores de composición y edad diferentes, inclinándose por esta última opción. En el mismo trabajo, este autor describió a las rocas del Cerro Fitz Roy como diorita cuarcífera biotítico anfibólica a pórfiros graníticos. Destaca que la roca de caja de estos plutones pertenece al complejo sedimentario marino Titonense infra-cretácico.

Lliboutry en 1952 describe a la plutonita como una roca clara, tornándose a orín claro por alteración superficial de la biotita en las partes más altas y expuestas a la intemperie. Según este autor el contacto con la roca de caja es franco y el cuerpo se extiende sobre 45 km². Para este autor la roca que parece homogénea no lo es tanto ya que en la silla del Fitz Roy, se trata de una granodiorita anfibólica y en la periferia (paso Superior) es un granito normal. En el filo que conduce al "Comedor de los Franceses", y en la "punta Velluda", la roca está constituida por una diorita cuarcífera con granate, con vetas de feldespato y brechas. En la laguna de Los Tres estas rocas son granodioritas con textura algo porfírica. En cuanto a la edad, este autor llega a la conclusión de que el plutón sería Terciario.

Nulló *et al.* (1978) describen a este cuerpo como un stock granítico de pequeñas dimensiones, constituido esencialmente por granitos-granodioritas de color blanquecino a rosado y superficie de alteración pardo amarillenta en sector central. En las zonas de borde y esporádicamente se hallan pórfidos tonalíticos. En cuanto a las rocas de caja citan a el Complejo El Quemado, Formación Bahía La Lancha y las lutitas de la Formación Río Mayer. Cronológicamente, informan una edad radimétrica por el método K/Ar de 18±3 m.a. (Mioceno inferior). En las conclusiones resumen que su emplazamiento fue discordante y en el núcleo de un amplio anticlinal, lo que permite reconocer su carácter post-orogénico.

Nulló (inédito) en su descripción de la Hoja Cerro Fitz Roy nombra a estas rocas graníticas como Granito Fitz Roy. Según este autor, litológicamente está constituido por granitos a leucogranitos en el sector superior y granodioritas biotíticas a tonalitas en el inferior. Posteriormente describe el contacto, observado en el sector medio del glaciar Torre, como transicional.

Spikermann & Quartino (1981) caracterizan al plutón como de composición granítica-granodiorítica biotítico hornblendífera con presencia de molibdenita y minerales accesorios tales como circon, apatita, magnetita, titanita, epidoto y allanita; presenta facies pegmatíticas y miarolíticas donde se encuentra asociada la molibdenita y con el desarrollo de grandes y hermosos cristales hialinos y ahumados de cuarzo. Diques andesíticos y de espessartita cortan a estas rocas. Estos autores le asignan al plutón una edad terciaria-cretácica superior. Agregan además datos estructurales del cuerpo. Aunque escasos, destacan, sobre las formas, el control del diaclasamientos y a lineamientos tectónicos. En base a los mismos sugieren la posibilidad de empuje tectónico desde el norte o noroeste. Señalan la presencia de bandas de coloración rojiza posiblemente vinculadas a derivaciones tardío plutónicas o a zonas de fracturas.

Kosmal & Spikermann (2001) caracterizan las unidades geológicas que actúan como caja del plutón, los efectos metamórficos provocado por éste y el entorno estructural.

Descripción general

Algunos autores como Karlstrom (1989), sugieren que todos los granitos son sintectónicos y diferencia en especial los sinorogénicos, que son emplazados durante deformación de tipo compresional, mientras que Paterson (1989) aboga por una mayor cautela y rigurosidad al hablar de emplazamiento de granitos y la deformación, destacando la dificultad para estimar las tasas de enfriamiento, emplazamiento y desarrollo de estructuras o la duración de una orogenia.

Las rocas del stock del Fitz Roy se emplazaron hace 18 ± 3 m.a. (Mioceno), en un ambiente de epizona, como ya se hiciera mención. El contacto de tipo neto y la presencia de cavidades miarolíticas (presión confinante relativamente bajas) indica un ambiente de emplazamiento como el anteriormente propuesto, así como la presencia de minerales hidroxilados como los anfíboles y la biotita indican una temperatura no muy alta en la formación del cuerpo.

Para Nulló *et al.* (1978) el Granito Fitz Roy se halla emplazado dentro de un amplio anticlinal lo que demuestra su carácter "post-orogénico".

Los datos estructurales del plutón se remiten a la observación de los lineamientos sobre los paredones del macizo. Es notorio el control del diaclasamiento sobre las formas; en todas las agujas se ha verificado un notable diaclasamiento vertical. Por otro lado, tanto si se observa el Filo del Hombre Sentado como la vertiente occidental de las agujas del Cordón del cerro Fitz Roy se reconoce un juego de lineamientos horizontales (Filo del Hombre Sentado) el cual se verticaliza paulatinamente hacia el Fitz Roy. La actitud de las fracturas, con inclinación hacia el norte, combinada con la erosión especialmente glaciaria, se traduce en la formación de estas agujas. También han sido reconocidas otras lineamientos menos importantes con inclinación hacia el sur. Estos datos sugieren un posible emplazamiento con empuje desde el NNO.

La posición con respecto al Batolito Patagónico, como mencionaron ya otros autores, es marginal o satélite. La vinculación con éste se confirmaría teniendo en cuenta el carácter calcoalcalino de las rocas del macizo del Fitz Roy y la presencia de otros granitoides miocenos (Paine, San Lorenzo,) de características similares.

Los afloramientos están coronados por espectaculares agujas graníticas, cuyas paredes de vertiginosa verticalidad superan en algunos casos los 1500 metros de desnivel, suavizándose la inclinación a medida que pierden altura. En el valle del Cerro Torre, la pared oeste del Cerro Fitz Roy se extiende desde aproximadamente los 950 metros sobre el nivel del mar (Glaciario Torre) hasta los 3375 m s.n.m., o sea unos 2425 metros; ésta es una de las paredes de montaña más desarrolladas del mundo que permite observar un perfil vertical de tal magnitud dentro de un plutón.

Kosmal & Spikermann (2001) definen al plutón como un cuerpo de 45 km² de superficie de forma elíptica, con un eje mayor E-O de 12 Km de largo y otro menor de 5 km de orientación meridiana. Es circunscripto, epizonal y presenta un reborde microdiorítico que le da carácter zonal. Además se reconocen facies pegmatíticas no muy desarrolladas, diques melanocráticos, aplitas graníticas y miarolas lo cual le otorga a éste un carácter compuesto.

Kosmal & Spikermann (2001) reconocen dos facies ígneas principales, la Facies marginal diorítica y la Facies Principal granítica.

La Facies diorítica previamente la había reconocido Liboutry (1952) para el Granito del Fitz Roy. Este mismo tipo de facies reconocieron Ramos & Palma (1981) para el Batolito del San Lorenzo y Michael (1984) para el granito del Paine.

Liboutry (1952) indica esta facies en los afloramientos de la Punta Velluda (Paso superior) y

la Cresta del Comedor como constituidos por una diorita cuarcífera con granates, la roca en partes es brechosa y con numerosas vetas de feldespato.

El contacto con el granito es neto y claramente apreciable en la Punta Velluda, Paso Guillaumet, Paso del Cuadrado y en la pared sur-sureste Aguja de la S (Fig. 1). Esta observación es muy clara a la distancia pero al llegar al sitio del contacto en el caso de la Aguja de la S no es fácil distinguir el granito de la diorita. El contacto entre ambos, aunque aparentemente neto a la distancia es ligeramente transicional en el orden de uno o dos metros. Dicho contacto fue reconocido, además, en los filos rocosos que limitan los ventisqueros que bajan por la vertiente oriental del cordón Fitz Roy tanto sea en el filo del Comedor de los Franceses hasta la Laguna de los Tres donde se sospecha que está en contacto cubierto por glaciares con rocas de la Formación Complejo El Quemado, como desde el Paso Superior hasta el Cerro Madsen, a la altura de la Laguna de los Tres.

El plutón intruye rocas de las formaciones Bahía La Lancha de edad paleozoica, Complejo El Quemado integrado por vulcanitas de edad jurásica y Río Mayer correspondientes a sedimentitas de edad cretácica superior (Fig. 1).

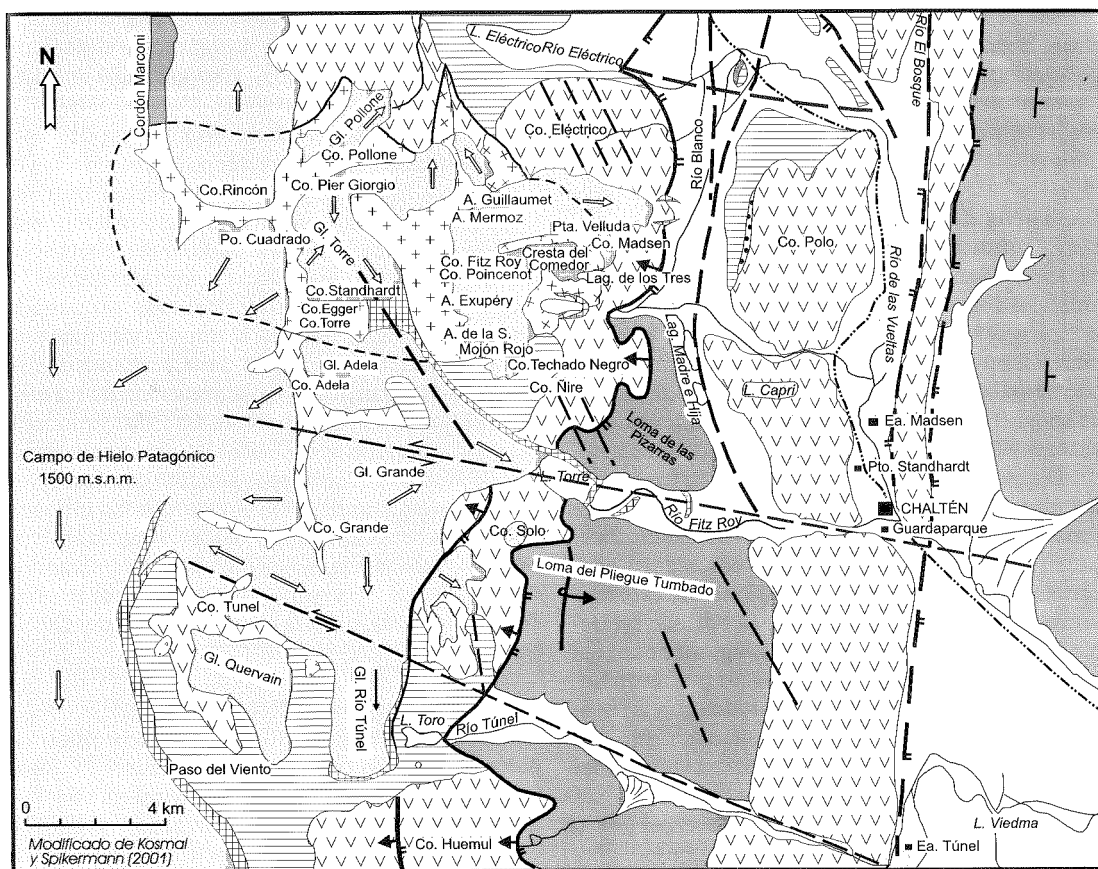
En términos generales el plutón está constituido petrográficamente por un granito fino de textura granular hipidiomórfica, en ciertos casos con carácter porfiróide.

Si bien el cuerpo intrusivo aparece homogéneo, sin ningún tipo de bandeamiento o "estratificación", tanto en las paredes sur y este del cerro Torre y occidental del Cerro Fitz Roy se observan bandas subhorizontales de color rojizo de espesores decamétrico que podrían ser derivaciones tardías plutónicas o indicar planos de corrimiento.

Fueron reconocidas dentro de ella variaciones minoritarias aplíticas y pegmatíticas de composición granítica y además variaciones texturales miarolíticas (Kosmal & Spikermann, 2001), tanto en la fase pegmatítica como miarolítica es donde Spikermann & Quartino (1982) hallaron molibdenita.

La presencia de écnaves es poco abundante, estos suelen poseer tamaños variables entre 5 y 20 centímetros de diámetro y formas redondeadas; su composición es diorítica con textura microgranosa. Poseen las mismas características que las rocas de la Facies diorítica, lo cual autoriza sospechar que su origen proviene de ella y debido a la mecánica de la intrusión.

De acuerdo con Kosmal & Spikermann (2001) diques verticales y subverticales atraviesan el cuerpo intrusivo. Estos se observan entre otros lugares en los contrafuertes del Cerro Mocho, en



Modificado de Kosmal y Spikermann (2001)

REFERENCIAS

- | | | | | | | | |
|--|----|--|----|--|----|--|----|
| | 1 | | 4a | | 7 | | 11 |
| | 2 | | 5a | | 8 | | 12 |
| | 3 | | 5b | | 9 | | 13 |
| | 6a | | 6b | | 10 | | 14 |

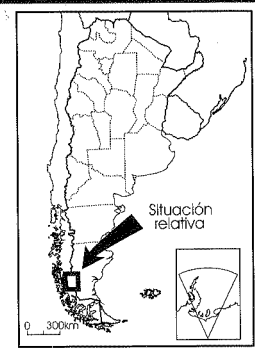


Fig. 1. Mapa Geológico. 1) Devónico-Carbónico, leptometamorfitas pelíticas y psamíticas de la Formación Bahía de la Lancha; 2) Jurásico-Triásico, psefitas, Formación Arroyo de la Mina; 3) Jurásico, piroclastitas ácidas, Complejo El Quemado; 4a) Cretácico, pelitas negras, Formación Río Mayer; 4b) Cretácico, pelitas, psamitas, Formación Río Mayer en el Cerro Techado Negro; 5) Granito Fitz Roy, 5a-facies principal, 5b-facies de borde; 6a) aluvio reciente, 6b) morenas; 7) Rumbo e inclinación; 8) falla inversa (sobrecorrimiento); 9) falla inferida; 10) glaciar, 11) flujo glaciar; 12) viviendas; 13) camino; 14) lineamientos estructurales

las agujas Poincenot, Saint Exupéry y Guillaumet y en el Cerro Fitz Roy. Se trata de lamprófiros que poseen textura porfirica fluidal con fenocristales orientados de hornblenda; poseen una pasta muy fina y pulvurulenta, vítrea, con microlitos de

plagioclasa, con moderados reemplazos cloríticos, carbonáticos, cristales de biotita desferrizada y xenocristales de cuarzo corroidos provenientes de la roca de caja. También hay diques de composición andesítica, deuterizados, con textura micro-

cristalina, algo porfírica compuesta por plagioclasa, hornblenda y biotita en cristales casi completamente reemplazados por calcita, epidoto y peninita; apatita y titanita como minerales accesorios, y minerales opacos relativamente abundantes.

Las rocas de caja

El contacto del Granito Fitz Roy con las rocas circundantes se aprecia claramente desde el Valle del Torre en las paredes oeste de la Aguja de la S, los cerros Mojón Rojo y Techado Negro; si bien no muy claramente, también se lo puede observar en la pared este del Cerro Adela Norte donde la cobertura de hielo y nieve hace dificultosa la observación. En ambos casos el contacto es neto.

Diques leucocráticos irradian desde los bordes del plutón intruyendo la roca de caja tanto en la zona del Cerro Mojón Rojo, la pared oriental del Cerro Adela, como en la pared oeste del Cerro Rincón en el Cordón Marconi. Diques de este tipo también intruyen a las rocas de la Formación Bahía La Lancha, sobre la margen septentrional del río Túnel. Si bien estos cuerpos no pudieron ser muestreados, debido a las dificultades que presenta el acceso a los afloramientos, se interpreta que pertenecen a las emisiones tardías magmáticas del plutón mayor.

Tanto en la Aguja de la S como en el "Paso Guillaumet", "Paso del Cuadrado" y "Paso Superior" (Fig. 1) se ha reconocido, en contacto neto, la facies marginal diorítica, aunque solo en la Aguja de la S se pudo identificar claramente esta facies en contacto con la roca de caja propiamente dicha; en los restantes casos el contacto entre esta fase con las demás unidades formacionales no es tan claro. En los pasos "Guillaumet" y "del Cuadrado" el granito está en contacto con la Formación Bahía La Lancha. En el Cordón Marconi se infiere que el granito está en contacto con rocas de la Formación Río Mayer.

De la observación de los diferentes afloramientos se comprueba el carácter discordante intrusivo de contacto neto del Granito Fitz Roy lo cual, como se mencionó, es propio de los granitos epizonales.

Los efectos de metamorfismo térmico fueron reconocidos en diversos lugares del área estudiada como ser en las rocas del Cerro Polo y los faldeos sur de los cerros Techado Negro y Mojón Rojo. Dichos efectos se atenúan en función a la lejanía del plutón y están evidenciados por cambios texturales y de neomineralización.

Kosmal & Spikermann (2001) reconocen en las rocas que constituyen el Cerro Mojón Rojo y del Cordón Adela, que corresponden a vulcanitas de la Formación El Quemado, cuya pasta, originariamente, es posible que haya sido rica en vi-

drio volcánico argilizado al que el efecto térmico provocó recristalización y neomineralización, dando lugar a un mosaico microgranoso cuarzo-feldespático. Los porfiroblastos corresponden a cordierita, andalucita, laminillas de biotita con sillimanita acicular. En las sedimentitas cretácicas del Cerro Techado Negro, la silicificación, la feldespatización alcalina y la biotitización son importantes, el efecto térmico no llega a borrar el carácter clástico de la roca original aunque la recristalización y neomineralización en ciertos casos es bastante marcada, lo que se evidencia por biotitización, silicificación, recristalización del cemento carbonático y por la presencia de turmalina. El desarrollo de la textura tipo "sal y pimienta" es claramente reconocible en estas rocas (granos de cuarzo y feldespatos alcalino con intercrecimientos de laminillas de biotita). De tal manera que, según estos autores, el metamorfismo de contacto pertenece a la facies hornbléndica, fenómeno similar fue observado, de acuerdo con Ramos & Palma (1981), para la caja del plutón del Cerro San Lorenzo).

Caracteres petrográficos

La facies marginal diorítica está compuesta por rocas de textura microgranosa hipidimórfica compuestas por plagioclasa (andesina media) cuarzo, biotita, hornblenda y escaso clinopiroxeno, como minerales accesorios circón, apatita, titanita y escasos minerales opacos. El gráfico modal QAP (Kosmal & Spikermann, 2001, Fig. 4) muestra para la fase diorítica marginal una evolución tonalítica calcoalcalina y se la interpreta como una diferenciación del granito principal emplazada previamente.

La facies principal granítica, constituye la masa principal y corresponde a granodioritas biotíticas hornblendíferas y granitos biotíticos pasando por tipos adamelíticos, mientras que para la fase principal granítica se aprecia de acuerdo con el gráfico de la figura 4 de Kosmal & Spikermann (2001) una evolución desde la serie granodiorítica calcoalcalina a monzonita hasta granito. Estas características indican un claro enriquecimiento en álcalis durante el proceso de diferenciación.

Características petrotectónicas

En el diagrama de la figura 4 de Kosmal & Spikermann (2001) se delimitan los campos representativos de los granitos tipos I y S, de acuerdo con Chappel & White (1974) y el tipo A postulado por Collins *et al.* (1982), donde se aprecia un tipo I para fase marginal diorítica, mientras que la fase principal muestra afinidades que tienden a evolucionar desde el tipo I al tipo A. Estas ca-

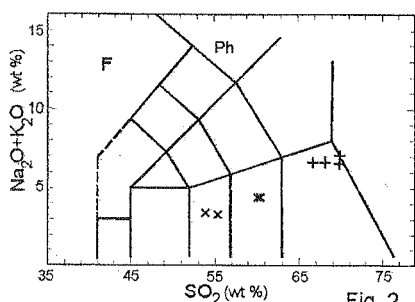


Fig. 2

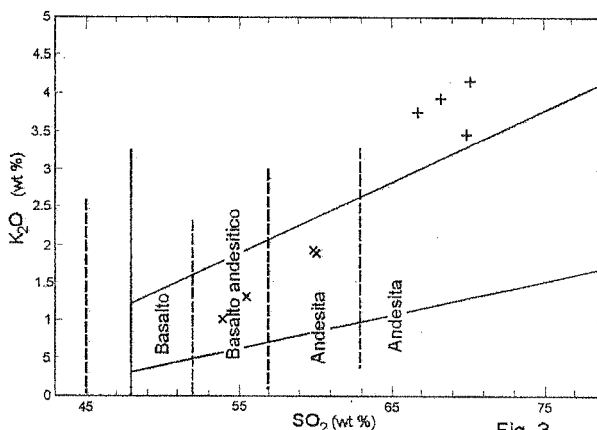


Fig. 3

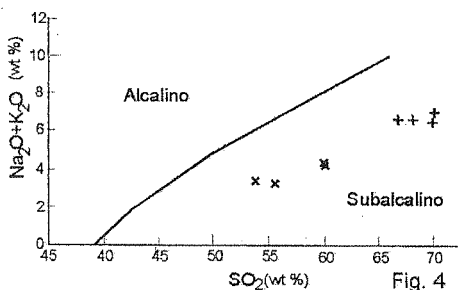


Fig. 4

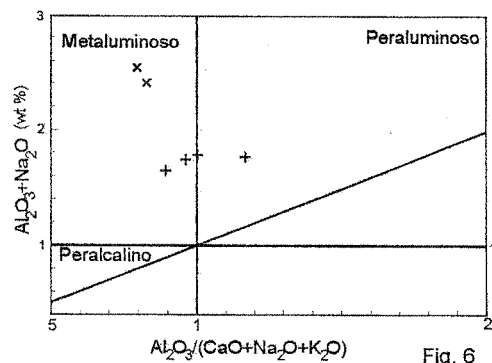


Fig. 6

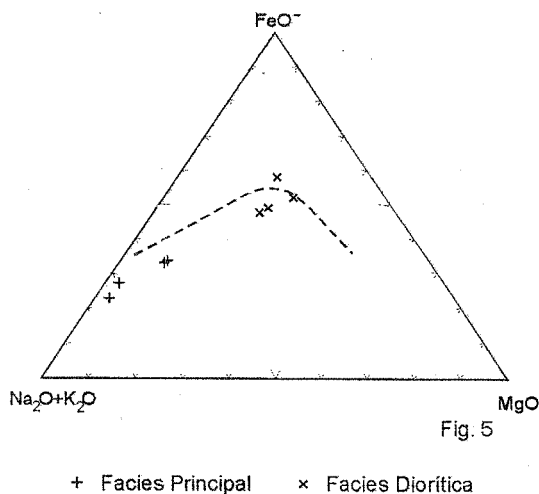


Fig. 5

+ Facies Principal x Facies Diorítica

Figs. 2-6. 2, diagrama álcalis vs. sílice de Le Maitre (1989). 3, diagrama K_2O vs. SiO_2 de Le Maitre (1989). 4, diagrama de las rocas subalcalinas de Irvine & Baragar (1971). 5, diagrama AFM de Irvine & Baragar (1971). 6, diagrama de álcalis vs. alúmina de Maniar & Piccoli (1989).

racterísticas quizás indiquen, para el granito Fitz Roy, condiciones híbridas de proveniencia del magma, tanto de rocas ígneas preexistentes como sedimentarias o que sea consecuencia de un enriquecimiento anómalo en álcalis (potasio), probablemente con un origen profundo de la fuente magmática, de tipo subcortical.

La mayoría de los granitoides orogénicos se originan en la interfase corteza-manto e involucran tanto componentes corticales como del manto, donde las diferentes proporciones de estos componentes dan origen a los subgrupos. Los granitos de origen mixto son calcoalcalinos y metaaluminosos, por lo cual el Granito Fitz Roy entraría dentro de este tipo. Además podría ser considerado como de tipo Hca (Hybrid Continental Arc),

granodioritas y tonalitas calcoalcalinas, ricas en hornblenda, emplazadas en un margen continental sobre una zona de subducción.

Características Geoquímicas

La preparación de las muestras fue realizada en el INGEIS (Instituto de Geocronología y Geología Isotópica) y los análisis se hicieron, por vía húmeda, sobre roca total, en el Laboratorio de Análisis Químicos del Departamento de Ciencias Geológicas de la FCEN de la Universidad de Buenos Aires. Los resultados se pueden ver en la Tabla I. De acuerdo con el diagrama álcalis vs. sílice de Le Maitre (1989) (Fig. 2), la facie diorítica marginal evoluciona desde gabrodiorita a diorita, mientras que la facie principal lo hace desde

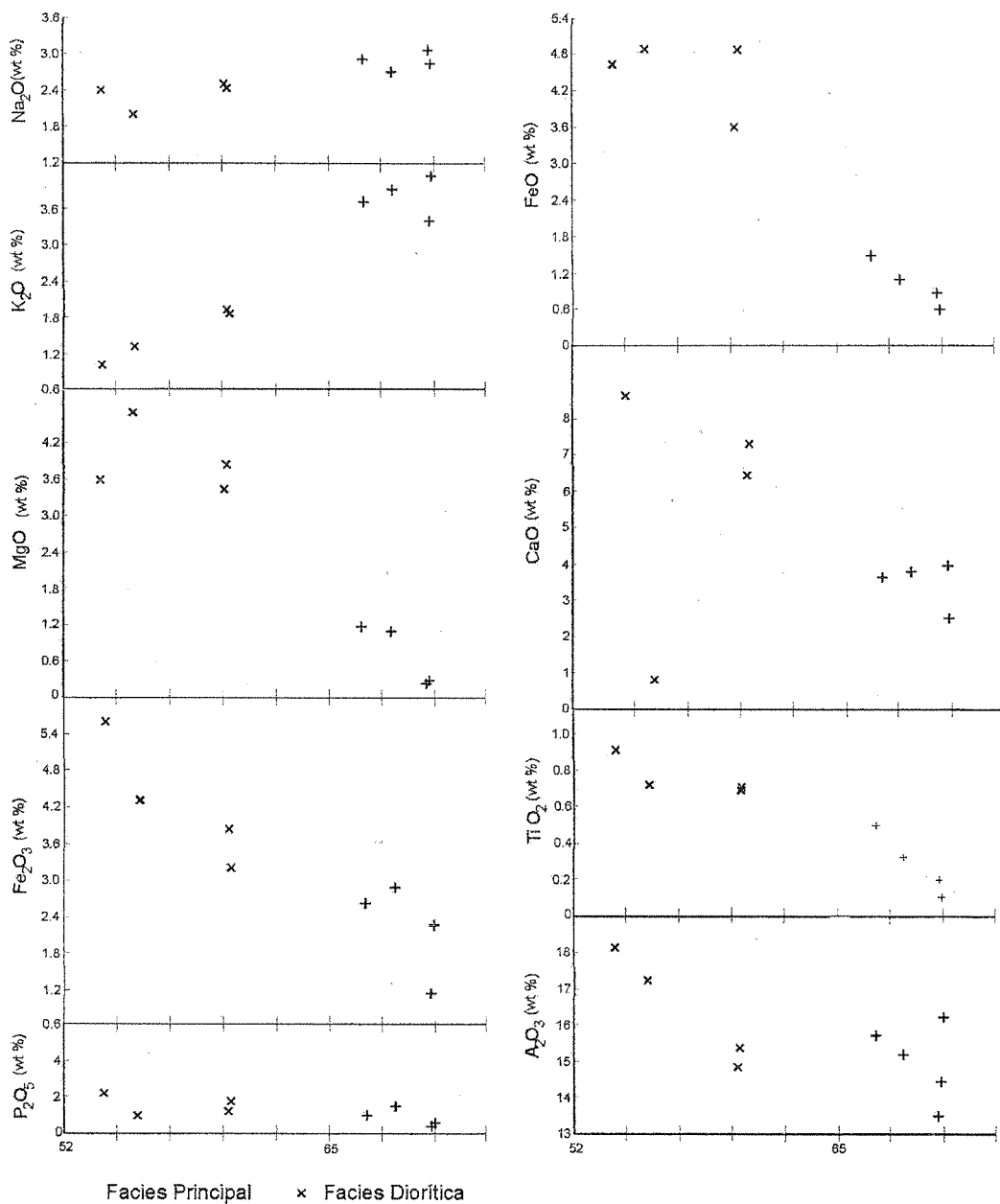


Fig. 7: Diagramas de variación tipo Harker.

granodiorita a granito, ambas facies evolucionan dentro de una alcalinidad normal.

No obstante y de acuerdo con el diagrama K_2O vs. SiO_2 de Le Maitre (1989) (Fig. 3), la alcalinidad potásica varía de mediana en la facie diorítica marginal a alta en la facie principal granítica.

Ambas facies son subalcalinas de acuerdo con el diagrama de Irvine & Baragar (1971) (Fig. 4),

mientras que de acuerdo al diagrama AFM (Fig. 5), propuesto por estos mismos autores, se aprecia una evolución semejante a la de las series calcoalcalinas de otros granitos de la Cordillera de los Andes.

En cuanto a la alcalinidad respecto a la saturación de alúmina, apreciable en el diagrama propuesto por Maniar & Piccoli (1989) (Fig. 6) y en

Tabla I. Análisis químicos por elementos mayoritarios. (Análisis realizados en el Laboratorio de Química Petrológica del Departamento de Ciencias Geológicas de la UBA)

Nº de muestra	Granito				Fitz Roy			
	38	Facies principal			Facies diorítica			
		38''	7	9	4	15	29	29*
SiO ₂	69.90	70.05	66.70	68.15	59.95	53.92	55.53	60.10
TiO ₂	0.26	0.16	0.54	0.38	0.72	0.91	0.73	0.73
Al ₂ O ₃	14.54	16.30	15.77	15.22	14.89	18.15	18.24	15.42
Fe ₂ O ₃	1.24	2.37	2.73	3.00	3.94	5.68	4.35	3.26
FeO	0.90	0.62	1.51	1.11	3.61	4.62	4.87	4.90
MnO	0.05	0.04	0.08	0.06	0.12	0.17	0.14	0.30
MgO	0.27	0.30	1.20	1.14	3.48	3.60	4.74	3.88
CaO	4.08	2.63	3.75	3.90	6.50	8.61	5.87	7.36
Na ₂ O	3.10	2.87	2.93	2.72	2.49	2.40	2.01	2.45
K ₂ O	3.44	4.16	3.73	3.93	1.93	1.01	1.32	1.88
P ₂ O ₅	0.04	0.07	0.10	0.16	0.14	0.23	0.21	0.19
H ₂ O ⁺	0.58	0.40	0.33	0.26	0.31	0.45	0.68	0.29
H ₂ O ⁻	0.36	0.10	0.06	0.23	0.31	0.05	0.30	0.07
Total	97.82	99.57	99.04	99.77	99.77	99.30	98.99	100.47

donde también se representan los índices de Shand, se aprecia para la facie marginal diorítica un carácter metaaluminoso o infrasaturado en alúmina, mientras que la facie principal presenta valores próximos a la saturación con términos tanto meta como peraluminosos.

Los diagramas de variación tipo Harker (Fig. 7) muestran en general una evolución magmática concordante, en los cuales se observa correlaciones positivas para los óxidos de K y Na, mientras que para el caso de los óxidos de Ca, Ti, P, Al, Mn, Mg y Fe la correlación es negativa.

De tal manera que estas rocas evolucionaron dentro de un contenido en sílice variable entre el 53 y 70%, de acuerdo con los análisis de la Tabla I, o sea con carácter subsaturado a saturado dentro de una serie calcoalcalina y con una alcalinidad potásica mediana a alta.

DISCUSION

Una separación continua y eficiente de cristales del magma produciría un plutón altamente zonado, compuesto por cumulos de cristalización temprana y rocas más evolucionadas que cristalizan tardíamente, compuesta por cristales de escasa zonación. Esto no se observa en el plutón del Fitz Roy y según Michael (1984) tampoco ocurre en el plutón del Paine.

A diferencia de otros ejemplos, en el Macizo del Paine no se observa una zonación vertical. Michael (1984) ensaya una explicación proponiendo que una

intrusión de magma basáltico podría haber prevenido la cristalización en el fondo de la cámara magmática y en consecuencia la diferenciación vertical. Para el caso del Fitz Roy esto estaría representado por los diques melanocráticos subverticales. Otro factor también señalado por este autor y propuesto por Noyes *et al.* (1983 in Michael, 1984) es que en un techo de rocas permeables a los fluidos, el escape de los mismos haría que el magma se vuelva más viscoso y denso, inhibiendo la separación de cristales y líquido o sea una zonación.

Lliboutry (1952) indica que granodioritas anfibólicas están presentes en el centro mientras que en la periferia se torna a un granito normal. Nullo *et al.* (1978), describen para el sector central, granitos-granodioritas de color de alteración blanquecino rosado y pardo amarillento y en la zona de borde, esporádicamente pórfiros tonalíticos de grano mediano.

Más allá de la presencia de las rocas dioríticas en el área, en la vertiente occidental del Cordón Fitz Roy hacia la aguja de la S, si se comparan dos muestras separadas altitudinalmente por mil metros, una obtenida en la parte alta de la pared oriental del Cerro Torre y la otra en la base del Cerro Mocho, si bien les cabe la misma descripción petrográfica, la superior es más gruesa e inhomogénea en la distribución de los minerales félicos, las plagioclasas son más zonales y se nota una actividad de alteración más importante.

Pitcher (1993) destaca que la mayoría de los granitos están composicionalmente zonados. La

zonación es también para este autor, particularmente evidente en las series graníticas tipo I (cordilleranos), entre otras causas por el aporte dual de material cortical y del manto.

Lo que si se observa claramente en el plutón del Fitz Roy es una zonación lateral. Pitcher (1993) señala que para estos cuerpos, la secuencia normal de zonación lateral del contacto hacia el interior es cuarzodiorita, granodiorita a granito, lo que coincidiría con lo observado.

Si la zonación observada se debe a procesos de acreción marginal y/o a cristalización fraccionada desde los bordes, con la presencia de un borde de enfriamiento o no, es algo difícil de establecer con las actuales evidencias.

Otro punto que destaca Pitcher (1993) es que la zonación composicional se vincula más frecuentemente a inyecciones múltiples, desde pequeños movimientos de magma hasta múltiples intrusiones, que a diferenciación *in situ*.

Bateman & Chappell (1979) señalan que los cuerpos graníticos con frecuencia muestran algún tipo de zonación mineralógica relacionada con la cristalización fraccionada de la masa del magma. Una característica de este tipo es la presencia de bordes enriquecidos en minerales máficos (Naney & Swanson, 1980). Estos investigadores señalan que el desarrollo de estos en los márgenes del cuerpo podría, en parte, estar relacionado al más rápido nucleamiento de las fases máficas respecto del feldespato o del cuarzo (característica que se observa con una alta tasa de enfriamiento) y a la acción del Fe y Mg que provocarían la ruptura de los enlaces Si-O, favoreciendo la cristalización de los minerales máficos (ino y filosilicatos) por sobre el desarrollo de los tectosilicatos (feldespatos); los afloramientos dioríticos del área podrían considerarse como borde de enfriamiento de la masa plutónica. El contacto neto que se observa entre ambas fases del plutón implicaría que la masa principal intruye en zonas previamente cristalizadas.

Pitcher (1993) señala, sin embargo, que las texturas micrograníticas y porfiríticas marginales y en las zonas del techo del plutón se pueden explicar por una reducción en la presión de agua, a medida que procede la cristalización, ya que el vapor se ve súbitamente expelido hacia sistemas de fracturas. Esta sería una explicación posible para las fases finas de contacto, que daría por tierra con la idea de un borde de enfriamiento.

Otro factor señalado por Pitcher (1993) es que la recarga de cámaras magmáticas félsicas en niveles corticales altos a través de magmas máficos, es muy probablemente un factor importante en la formación de plutones zonados.

Tanto los diques como los enclaves máficos, señalados para el Granito Fitz Roy, están indican-

do la coetaneidad de magmas básicos y graníticos, aunque el grado de interacción no habría sido importante. Pitcher (1993) destaca también que la zonación de muchos plutones sería consecuencia de varios pulsos más que de una diferenciación *in situ*, con los magmas llegando parcialmente o totalmente diferenciados. Un plutón gradacionalmente zonado estaría indicando inequívocamente diferenciación *in situ*.

Patterson & Vernon (1995), destacan que los plutones normalmente zonados se formarían por la intrusión de varios pulsos de magma más que por cristalización fraccionada *in situ* de un solo fundido original. Estos autores señalan que las variaciones microestructurales y cambios petrológicos relacionados a la zonación se vincularon frecuentemente a fraccionamiento y cristalización desde las paredes. Por otro lado, mencionan que estudios recientes desafían la idea que estos plutones se formen por simple fraccionamiento de un solo fundido original y cristalización desde los bordes.

Teniendo en cuenta todos los comentarios hasta ahora transcritos, se desecha en principio la idea de un borde de enfriamiento para las rocas dioríticas, mientras que la masa plutónica principal se habría diferenciado por cristalización fraccionada *in situ*. De todas maneras se requiere de un estudio más completo para corroborar estas hipótesis.

Las características de la facies diorítica marginal permiten establecer que estas rocas han cristalizado en forma previa a la masa plutónica principal ya que filones leucocráticos emitidos por el plutón mayor corta a estas rocas. La presencia de diques andesíticos que intruyen a la facies principal granítica, citada previamente, hace sospechar en que ambos eventos, diorítico y andesítico, son previo y póstumo respectivamente a la facies Principal y que su magnitud, volumétricamente hablando, es significativamente menor y que provienen del mismo proceso magmático en un estadio menos diferenciado.

Petrográficamente, las dos facies, se distinguen básicamente por el tipo textural: las rocas graníticas poseen una textura granosa mediana mientras que la facies diorítica es microgranosa, indicando una alta tasa de nucleación y una régimen de crecimiento relativamente menor lo que marca un enfriamiento relativamente rápido.

A medida que el magma se vuelve más "húmedo" la densidad de nucleación baja y se acelera el crecimiento (Pitcher, 1993) lo que conlleva a una textura granosa de mayor grano, lo que a su vez demuestra un mayor contenido en agua durante la cristalización para la facie granítica. Este autor (p 81) señala también que los aflora-

mientos graníticos son frecuentemente uniformes en el tamaño y distribución de granos en grandes áreas para un pulso magmático, esto podría deberse a la distribución aproximadamente igualitaria de los núcleos como resultado de un flujo turbulento dentro del magma. Solo cuando el flujo es laminar como en las zonas de contacto los núcleos y sus crecimientos pueden repartirse en capas de diferentes densidades reflejándose entonces en el tamaño del grano.

La mineralogía parece también indicar que la facie marginal diorítica es anterior al cuerpo plutónico principal. En primer lugar cabe señalar la presencia de piroxenos, ausentes en la masa principal. En segundo término se ha observado hornblenda en los bordes de los cristales de los piroxenos, la cual se formó a expensas de este último.

Se han observado además enclaves de la microdiorita en la facie principal lo que demuestra una vez más que este es posterior. Este hecho, además, puede apreciarse fácilmente en la pared occidental de la Aguja de la S y el Cerro Mojón Rojo, donde se observan diques (probablemente aplíticos) que parten de la masa plutónica principal (Aguja de la S) y atraviesan tanto la fase diorítica marginal como el Cerro Mojón Rojo (Complejo El Quemado) y hasta el Cerro Techado Negro (sedimentitas marinas cretácicas).

Los estudios geoquímicos también permiten diferenciar la fase diorítica marginal de la masa plutónica principal. Un indicador es el contenido de SiO_2 , el cual queda comprendido entre 54 y 60% en las dioritas, en tanto asciende a valores entre 67 y 70% para la masa principal. Las dioritas además poseen un mayor porcentaje en peso de los óxidos de Ca, Mg, Fe y menor en K_2O .

En los diagramas de variación tipo Harker se observan en líneas generales una correlación geoquímica, aunque muestran una discontinuidad por ausencia de ejemplares en el rango de 60 a 67% de SiO_2 . Se aprecia para los óxidos de Ca, Ti, P, Al, Mn, Mg y Fe que la correlación es negativa o un empobrecimiento de los mismos con el aumento de la diferenciación debido al fraccionamiento de las fases máfica y minerales accesorios. Se desprende de estos diagramas, que la masa principal del plutón del Fitz Roy, exhibe una tendencia evolutiva propia, que correspondería a una diferenciación "in situ" por cristalización fraccionada.

Michael (1984) propuso un origen por cristalización fraccionada "in situ" para el vecino y coetáneo Macizo del Paine y señala entre otras evidencias, que las aplitas y granitos más evolucionados que intruyen y solidifican posteriormente a los granitos típicos son consistentes con procesos de cristalización fraccionada. Los diques que parten de la pared W de la Aguja de la S y las de-

rivaciones tardío plutónicas señaladas por Spikermann & Quartino (1981) pueden ser cuerpos equivalentes en composición y emplazamiento a los observados en el Paine.

CONCLUSIONES

Mediante el análisis de elementos químicos mayoritarios en el Granito Fitz Roy fueron reconocidas las siguientes características geoquímicas:

La facie diorítica marginal evoluciona desde gabrodiorita a diorita mientras que la facie principal lo hace desde granodiorita a granito.

La alcalinidad potásica varía desde mediana en la facie diorítica a alta en la facie principal.

Tal como en la mayor parte de los granitos de la Cordillera de los Andes, ambas facies son calcoalcalinas.

De acuerdo a los índices de alcalinidad de Shand (álcalis respecto a la saturación de alúmina) la facie marginal diorítica posee carácter metaaluminoso o infrasaturado en alúmina mientras que la facie principal granítica presenta valores próximos a la saturación con términos tanto meta como peraluminosos.

Ambas facies presentan una evolución magmática concordante con una correlación positiva para el K y el Na y negativa para el Ca, Ti, P, Mn, Mg y Fe, con un contenido en sílice variable entre 53,90 y 70,05% o sea saturada a sobresaturada.

La facie diorítica, intruída por filones graníticos provenientes de la facie granítica principal, cristalizó, por lo menos en parte, con anterioridad a la facie principal granítica, hecho corroborado también por la presencia de enclaves dioríticos. Mientras que los diques andesíticos que intruyen a la facie granítica sugieren que la actividad ígnea subsaturada continuó hasta los estadios finales del plutón.

Volumétricamente la facie diorítica está significativamente subordinada a la facie granítica.

La masa principal de plutón posee una tendencia evolutiva propia que correspondería a un mecanismo de cristalización fraccionada.

El plutón no presenta una zonación vertical marcada. Por el contrario se observa una zonación lateral dada por la presencia marginal de la diorita que pasa en una franja de orden métrico a la facie principal granítica.

El plutón es epizonal. Las cavidades mioclíticas indicadoras de presión confinante relativamente bajas y la presencia de minerales hidroxilados (biotita-hornblenda), el contacto neto con la roca de caja son algunas de las evidencias del carácter epizonal.

AGRADECIMIENTOS

Se agradece a la Ing. Amalia González la confección digitalizada de las figuras, a la Dra. Mónica López por la paciente revisión e importantes sugerencias aportadas. A los doctores H. Corbella y Armando Massabie por la corrección crítica de este trabajo y a los árbitros anónimos quienes sugirieron correcciones que ayudaron a mejorar el trabajo. También se agradece a las autoridades del CONAE que han permitido el uso de la imagen satelital del área, de acuerdo al convenio que esta institución mantiene con el MACN.

BIBLIOGRAFIA

- Arbe, H.A. 1989. Estratigrafía, discontinuidades y evolución sedimentaria del cretácico en la cuenca austral, Provincia de Santa Cruz. *Cuencas Sedimentarias Argentinas*: 419-442.
- Barbarin, B. 1990. Granitoids: main petrogenetic classifications in relation to origin and tectonic setting. *Geological J.* 25: 227-238.
- Bateman, P.C. & B.W. Chappell. 1979. *Bull. Geol. Soc. America* 90: 465-482.
- Camacho, H. H., J. P. Spikermann & F. A. Medina. 1993. Observaciones geológicas en el área del Lago del Desierto (Provincia de Santa Cruz). *An. Soc. Cient. Argentina* 223(1): 7-31.
- Collins, W. J., S. D. Beams, A. J. B. White & B. W. Chappell. 1982. Nature and origin of A-type granites with particular reference to southeastern Australia. *Contrib. Mineral. Petrol.* 80: 189-200.
- Conci, I. 1935. Estudio de algunas rocas magmáticas del lago Argentino y del Cerro Fitz Roy (lago Viedma) coleccionadas por el Dr. Feruglio y el padre De Agostini. *Revista Minera* 7 (3): 76-89, Buenos Aires.
- Chappell, B. W. & A. J. R. White. 1974. Two contrasting Granite types. *Pacific Geology* 8: 173-174.
- Feruglio, E. 1949. *Descripción geológica de la Patagonia*. Dirección de Yacimientos Petrolíferos Fiscales; I-III: 1-334, Buenos Aires.
- Halpern, M. 1973. Geochronology of Chile south of 50° S latitude. *Geol. Soc. of America. Bull.* 84: 2407-2422.
- Irvine, T. & W. Baragar. 1971. A guide to Chemical classification of the common Volcanic Rocks. *Canadian J. Earth Sci.* 8: 523-548.
- Karlstrom, K. 1989. Toward a syntectonic paradigm. EOS Transaction, American Geophysical Union, FROGS report, 70(32), p 762.
- Kay, S. M. 2002. Magmatic sources, tectonic setting and causes of tertiary to recent Patagonian Plateau magmatism (36° S to 52° S latitude). *Actas del XV Congreso Geológico Argentino*. El Calafate.
- Kosmal, A. G. 1997. Nuevos aportes a la geología de la zona del Cerro Fitz Roy, Departamento Lago Argentino, Provincia de Santa Cruz. Trabajo Final de Licenciatura. Departamento de Geología de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la Universidad de Buenos Aires.
- Kosmal, A. & J. P. Spikermann. 2001. Geología de la zona del Cerro Fitz Roy, Provincia de Santa Cruz. *Rev. Mus. Argentino Cienc. Nat., n.s.* 3(1): 41-53.
- Kraemer, P.E. 1993. Perfil estructural de la Cordillera Patagónica Austral a los 50°L.S., Santa Cruz. *XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos*. Actas T. III: 119-125.
- 1994. Segmentación geológica y geofísica en la Cordillera patagónica Austral. Consecuencias de discontinuidades en el rift jurásico? 49-51°S. Argentina y Chile. *Actas 7º Congreso Geológico Chileno* 1: 71-75. Concepción, Chile.
- Kraemer, P. E. & A. C. Riccardi. 1997. Estratigrafía de la región comprendida entre los lagos Argentino y Viedma (49°40' - 50°10' lat.S), Provincia de Santa Cruz. *Rev. Asoc. Geol. Argentina* 52 (3): 333-360.
- Lameyre, J. & P. Bowden. 1982. Plutonic rock types series: discriminations of various granitic series by their modal composition. *J. Volcanology and Geothermal Res.* 14: 169-186.
- Le Maitre, R.W. 1989. *A classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms; recommendations of the IUGS on the systematics of Igneous Rocks*. Blackwell, 193 pp. Oxford.
- Lliboutry, L. 1952. Estudio cartográfico, geológico y glaciológico de la zona del Fitz Roy. Universidad de Buenos Aires, Facultad de Filosofía y Letras, Instituto de Geografía. Serie A (17): 1-62, Buenos Aires.
- Maniar, P.D. & P.M. Piccoli. 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geol. Soc. Am., Bull.* V, 101: 635-643.
- Michael, P.J. 1984. Chemical differentiation of the Cordillera Paine granite (southern Chile) by in situ fractional crystallization. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 87: 179-195.
- Naney, M.T. & S. Swanson. 1980. The effect of Fe and Mg on crystallization in granitic systems. *American Mineralogist* 65: 639-653.
- Nullo, F. (inédito). Descripción geológica de la Hoja 56 a-b, Cerro Fitz Roy. Servicio Geológico Nacional Argentino.
- Nullo, F., C. Proserpio & V.A. Ramos. 1978. Estratigrafía y Tectónica de la vertiente este del Hielo Continental Patagónico, Argentina-Chile. *Actas 7º Congreso Geológico Argentino*, Neuquén. Actas I: 455-470.
- Paterson, S. 1989. Are Syntectonic Granites truly syntectonic? EOS Transactions, American Geophysical Union, FROGS Report. V70, N°32, p 762
- Paterson, S. R. & R. H. Vernon. 1995. Bursting the bubble of ballooning plutons: A return to nested diapirs emplaced by multiple process. *Geol. Soc. Am., Bull.* 107, N° 11.
- Pitcher, W.S. 1993. *The nature of origin of Granite*. Black Academic and Professional, Chaoman y Hall. London.
- Ramos, E. & V. A. Ramos. 1978. Los ciclos magmáticos de la República Argentina. *VII Congreso Geológico Argentino*, Neuquén. Actas I: 771-786
- Ramos, V. 1979. Tectónica de la región del río y lago Belgrano, Cordillera Patagónica, Argentina. *Segundo Congreso Geológico Chileno*, Actas I: B1-B32.
- 1983. Evolución tectónica y metalogénesis de la Cordillera Patagónica. *II Congreso Nacional de Geología Económica*, San Juan, Actas I, pp. 108-124.
- 1989. La faja plegada y corrida de la Cordillera Patagónica Austral, Provincia de Santa Cruz, Argentina. *Actas I Congreso Nacional de Exploración de Hidrocarburos*. II (951-970). Mar del Plata.

- Ramos, V. & S. M. Kay. 1992. Southern Patagonian plateau basalts and deformation: backarc testimony of ridge collision. *Tectonophysics* 205: 1-21.
- Ramos, V., H. Niemeyer, J. Skarmeta & J. Muñoz. 1982. Magmatic Evolution of the Austral Andes. *Earth Science Reviews* 18 (1982): 411-443.
- Ramos, V. & M. A. Palma 1981. El batolito granítico del Monte San Lorenzo-Cordillera Patagónica, provincia de Santa Cruz. *VIII Congreso Geológico Argentino*, San Luis. Actas III: 257-260.
- Riccardi, A. C. 1988. The Cretaceous System of Southern South America. *Geol. Soc. Am., Memoir* 168 (161 pp).
- Riccardi, A. & E. Roller. 1980. Cordillera Patagónica Austral. *Geología Regional Argentina*. V II, p. 1173.
- Rollinson, H. R. 1993. *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. Longman Scientific and Technical-Longman Group, UK.
- Spikermann, J.P., A. Massabie, F. Medina, E. Rosello & H. Rimoldi. 2000. Estructura andina de la cubierta meso-cenozoica al norte del lago Viedma. Asociación Argentina de Geología Aplicada a la Ingeniería. N°15: 129-138, Buenos Aires.
- Spikermann, J. P. & B. J. Quartino. 1981. Algunas características de las plutonitas del Fitz Roy, y la presencia de mineralización, provincia de Santa Cruz. *Actas 8° Congreso Geológico Argentino*, 3: 319-329, San Luis.

Recibido: 30-VII-2002

Aceptado: 8-X-2002