

NOTAS GEOQUIMICAS PRELIMINARES DEL BATOLITO PATAGONICO AL SUR DE TIERRA DEL FUEGO, CHILE

MANUEL SUÁREZ D.

Instituto de Investigaciones Geológicas, Casilla 10465, Santiago

RESUMEN

El Batolito Patagónico es una intrusión múltiple que ha dado edades radiométricas comprendidas entre los 160 y 12 m.a. Análisis de elementos mayores y elementos en trazas de 35 muestras de este batolito, al sur de Tierra del Fuego, sugieren tentativamente que los plutones del área occidental del canal Beagle pueden ser distinguidos de aquellos del área del cabo de Hornos.

Las tendencias químicas observadas en los diagramas de variación pueden ser explicadas, según una de las posibilidades, en términos de diferenciación magmática con la participación predominante del fraccionamiento de hornblenda y plagioclasa. Si se supone una fuente de origen similar para los dos grupos provisionarios de rocas graníticas, las diferencias químicas entre ellos se pueden explicar por la remoción de más hornblenda en las rocas del área del canal Beagle que en las del área de cabo de Hornos, donde el fraccionamiento de plagioclasa habría sido preponderante. Además, el muy probable empobrecimiento en tierras raras pesadas en las muestras analizadas, como lo indicaría el contenido de Y en ellas, también sugiere tentativamente que hornblenda y/o granate han participado en la génesis de estas rocas, ya sea en procesos de cristalización fraccionada o como fase residual durante procesos de fusión parcial.

Basado en el contenido de Ba y Sr parece improbable que procesos de fusión parcial de corteza continental hayan participado en forma importante en el origen del Batolito Patagónico. Esto complementaría los escasos datos de razones iniciales de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ existentes en la literatura de estas rocas, los que sugieren su derivación de una fuente de bajo contenido de Rb-Sr, tal como el manto o corteza oceánica subescorrida.

ABSTRACT

The Patagonian Batholith is a multiple intrusion which has yielded radiometric ages spanning the period 160-12 m. yr. Trace and major element analyses of 35 rocks specimens of this batholith south of Tierra del Fuego tentatively suggest that the plutons from western Canal Beagle can be distinguished from those in the Cape Horn Area.

The chemical trends observed in the variation diagrams might be explained in terms of magmatic differentiation involving predominantly hornblende and plagioclase fractionation. If a similar source is assumed for the two provisional granitic groups the chemical differences of them may be explained by the removal of more plagioclase in the Cape Horn magma than in that of the Canal Beagle where hornblende fractionation was possibly predominant. The probable depletion in heavy rare earth elements as indicated by the Y content also suggests that hornblende and/or granate participated in the genesis of these rocks either in fractional crystallization process or as a residual phase during partial melting.

It is difficult to reconcile the low Ba and Sr contents of the analysed rocks of the Patagonian Batholith with an origin by anatexis of continental crust. This would agree with few initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios which suggest a derivation from a low Rb-Sr source such as the upper mantle or subducted ocean crust.

INTRODUCCION

El Batolito Patagónico incluye la faja de rocas plutónicas de 40 a 100 km de ancho que se extiende a lo largo de la Cordillera Patagónica desde el cabo de Hornos (56° Lat. S) hasta el límite norte de esta cordillera (40° a 42° Lat. S; Feruglio, 1949),

continuando aún hacia el norte aparentemente sin un quiebre en sus afloramientos.

En el sur de la Cordillera Patagónica el batolito bordea la costa del océano Pacífico, pero al norte de los 53° Lat. S una faja de rocas del Paleozoico

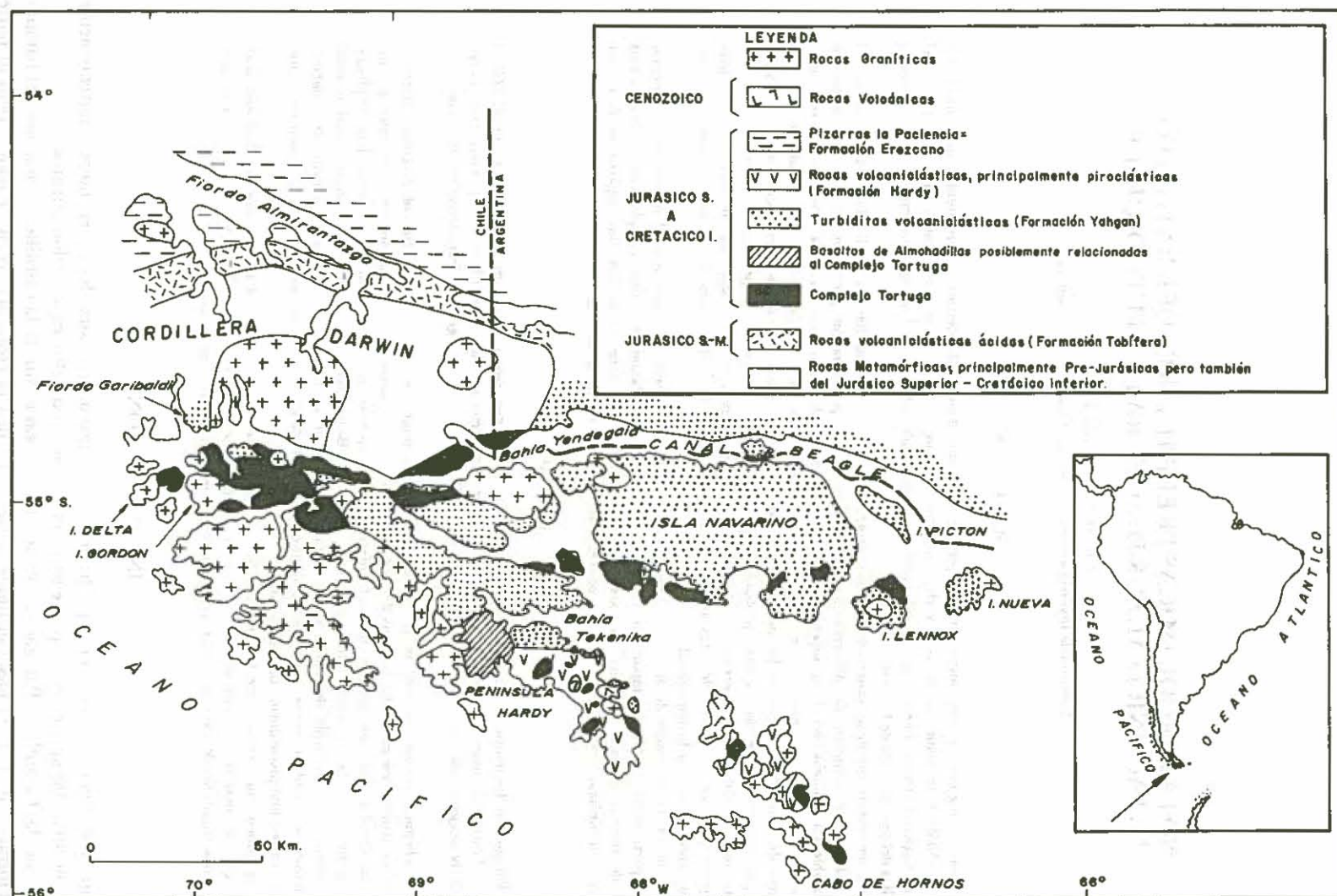


Fig. 1. Mapa geológico simplificado del área entre Tierra del Fuego y el cabo de Hornos, Cordillera Patagónica del Sur (según Suárez, 1976a; Suárez y Pettigrew, 1976, Fig. 3).

Superior limita su lado occidental (Kranck, 1932; Cecioni, 1955; Mapa Geológico de Chile, 1968), las que en parte han sido recientemente interpretadas como un complejo de subducción (Dalziel y otros, 1975).

El Batolito Patagónico es una intrusión múltiple que al sur de los 50° Lat. S ha dado edades radiométricas comprendidas entre los 160 y 12 m.a. (Halpern, 1973) (Jurásico Superior a Mioceno). Tres fases principales de actividad magmática fueron reconocidas por Halpern (1973): Jurásico Superior a Cretácico Inferior (155 a 120 m.a.), Cretácico Superior (100 a 75 m.a.) y durante el Terciario, entre el Eoceno y Mioceno (50 a 12 m.a.). Sin embargo se estima que el reconocimiento de estos tres episodios puede reflejar datos no representativos y que se necesita más trabajo para determinar si el emplazamiento de este batolito fue un proceso continuo o rítmico. La existencia de rocas graníticas de edad pre-Jurásico Medio en la región se evidencia por la presencia de clastos de rocas graníticas en algunos estratos de la Formación Tobífera de edad Jurásico Medio a Superior en la cordillera de Darwin.

Edades radiométricas preliminares en rocas graníticas de la Cordillera Patagónica de Aisén sugieren un rango de edad comparable (F. Muniaga, información inédita, Inst. Invest. Geológicas).

Las edades radiométricas existentes de la principal faja de afloramientos del batolito al sur de los 50° Lat. S (Halpern, 1967, 1973) no indican una migración geográfica de la actividad magmática en el tiempo. Sin embargo, un grupo de stocks expuestos a lo largo de la precordillera al sur de esta latitud y al este del batolito parece ser de edad Mio-Pliocena (Quensel, 1911; Katz, 1961; Halpern, 1967, 1973; Stewart y otros, 1971). Muestras de uno de estos cuerpos (cerro Paine) dieron una edad radiométrica de 12 ± 2 m.a. (Halpern, 1967, 1973). Cabe destacar que en la región de Copiapó, en el norte de Chile, las rocas intrusivas se ubican en franjas longitudinales progresivamente más jóvenes hacia el este (Farrar y otros, 1970; McNutt y otros, 1975). Por otra parte, en la Península Antártica la ubicación espacial de los plutones indica su migración en el tiempo

de este a oeste, estando los intrusivos más jóvenes a lo largo del lado oeste de la península (Saunders y otros, en prensa).

En la Cordillera Patagónica del Sur, el batolito se encuentra ubicado en el mismo lugar en que se desarrolló el arco de islas volcánico del Jurásico Superior-Cretácico Inferior (Fig. 1), habiendo sido en parte emplazado durante este período, lo que sugiere que estos intrusivos son las raíces de la cadena volcánica (Dalziel, 1974; Dalziel y otros, 1974; Suárez, 1976a, 1976b; Suárez y Pettigrew, 1976). Esta conclusión apoya la sugerencia de Kranck (1932) que las intrusiones graníticas estaban relacionadas a volcanismo contemporáneo. Afloramientos ocasionales de rocas andesíticas piroclásticas del Cretácico (¿Superior?) en la precordillera entre las latitudes 50° 45' y 53° S (Stewart y otros, 1971) y exposiciones dispersas de basaltos y andesitas terciarias de los Volcánicos Packsaddle (Suárez, 1976a), son evidencia esporádica de la continuidad del volcanismo luego de la fase tectónica principal de la región durante el Cretácico medio. Los stocks mio-pliocénicos de la precordillera pudieron haber estado relacionados a volcanismo representado por las tobas pliocénicas de la Formación Palomares (González y otros, 1965).

Durante el Jurásico Superior-Cretácico Inferior y subsecuentemente a una extensa fase volcánica ácida en Patagonia, posiblemente relacionada en parte a la apertura del Atlántico sur (Dalziel, 1974; Suárez y Pettigrew, 1976), la cadena magmática representada por el Batolito Patagónico y el arco de islas estuvo separada de la plataforma continental (donde se depositó la Formación Zapata) por una cuenca marginal (Katz, 1972, 1973; Dalziel y otros, 1974; Suárez y Pettigrew, 1976). Esta cuenca marginal se habría generado por procesos de distensión cortical seguidos por el emplazamiento de rocas ofiolíticas (complejos Tortuga y Sarmiento) geoquímicamente afines a las capas 2 y 3 de la corteza oceánica (Dalziel y otros, 1974; Stern y otros, 1976; Suárez, 1976a, 1977; Tarney y otros, 1977). Turbiditas volcánoclasticas (Formación Yahgan) principalmente derivadas del arco de islas se depositaron en esta cuenca.

GEOQUIMICA

Esta contribución está basada en un muestreo de reconocimiento del Batolito Patagónico que se

efectuó en el área occidental del canal Beagle y en el área del cabo de Hornos (Fig. 2), del que

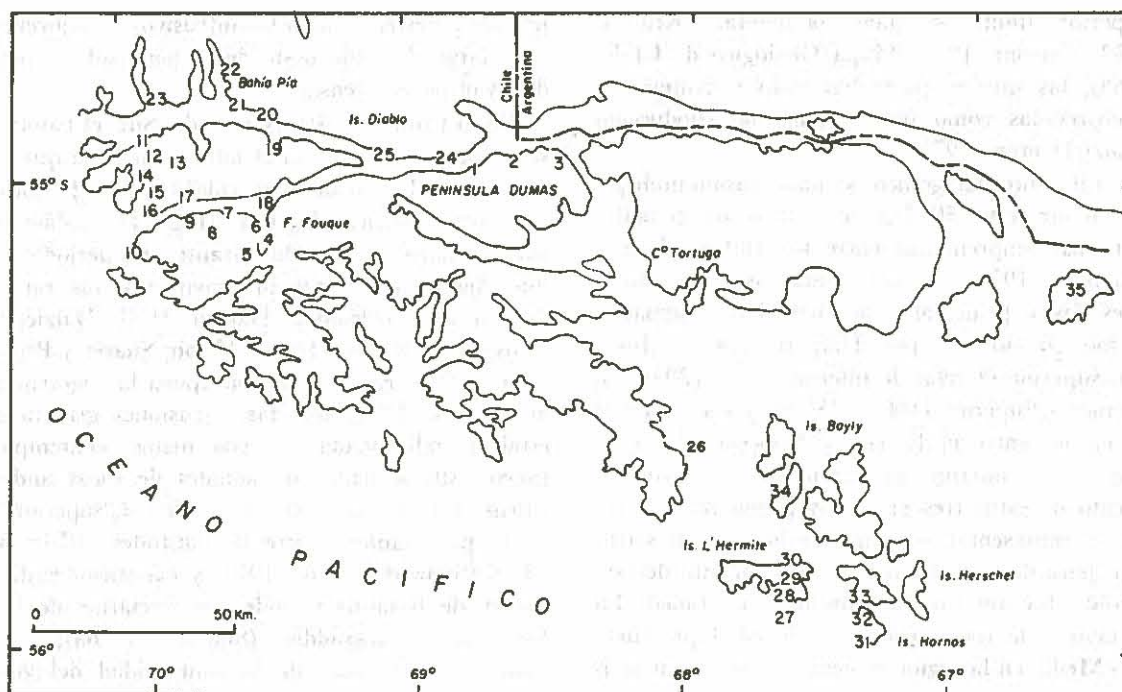


Fig. 2. Mapa de ubicación de las muestras de rocas graníticas analizadas al sur de Tierra del Fuego.

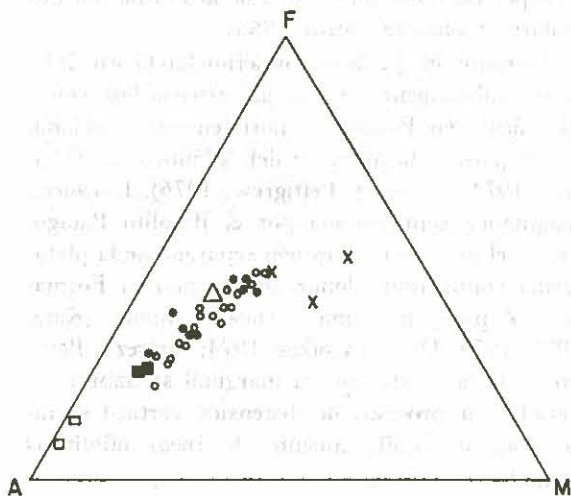


Fig. 3. Diagrama AFM para rocas del Batolito Patagónico. A = $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, F = $\text{FeO} + 0,9 \text{Fe}_2\text{O}_3$, M = MgO (porcentaje en peso). Los símbolos son: (x) dioritas de mezcla del canal Beagle occidental, (o) tonalitas, granodioritas y algunas cuarzo-monzodioritas del canal Beagle occidental (●) tonalitas y granodioritas del área del cabo de Hornos, (□) granito de bahía Pía (pretectónico), (■) granito pretectónico de muscovita de la costa norte del canal Beagle, entre isla Diabla y bahía Yendegai, (Δ) granito gneissico de la costa norte del canal Beagle al este de bahía Pía. Estos símbolos serán usados en los diagramas siguientes.

se seleccionaron 35 muestras para ser analizadas por elementos mayores (11) y elementos trazas (13) por fluorescencia de rayos X (tabla 1).

En un diagrama AFM (Fig. 3) las muestras caen dentro del campo calcoalcalino.

Los óxidos de elementos mayores y menores de estas rocas se plotearon contra el índice de diferenciación de Thornton y Tuttle (1960) en diagramas de variación representados en la figura 4 ($\text{ID} = \% \text{ en peso de cuarzo-albita-ortoclasa-nefelina-leucita-kalsitita}$).

A medida que ID aumenta TiO_2 , Al_2O_3 , FeO , MnO , MgO y CaO disminuyen, Na_2O permanece casi constante y SiO_2 y K_2O aumentan.

La configuración de las curvas de los óxidos mencionados es el esquema usual de una secuencia calcoalcalina y puede haber sido principalmente controlada por cristalización fraccionada. Sin embargo, no es por motivo alguno prueba de la participación de dicho proceso (Chayes, 1962; Pitcher y Berger, 1972). Es posible observar, como se discute más adelante, un fraccionamiento notable entre las tierras raras livianas y las tierras raras pesadas, si consideramos que Y refleja el contenido de estas últimas.

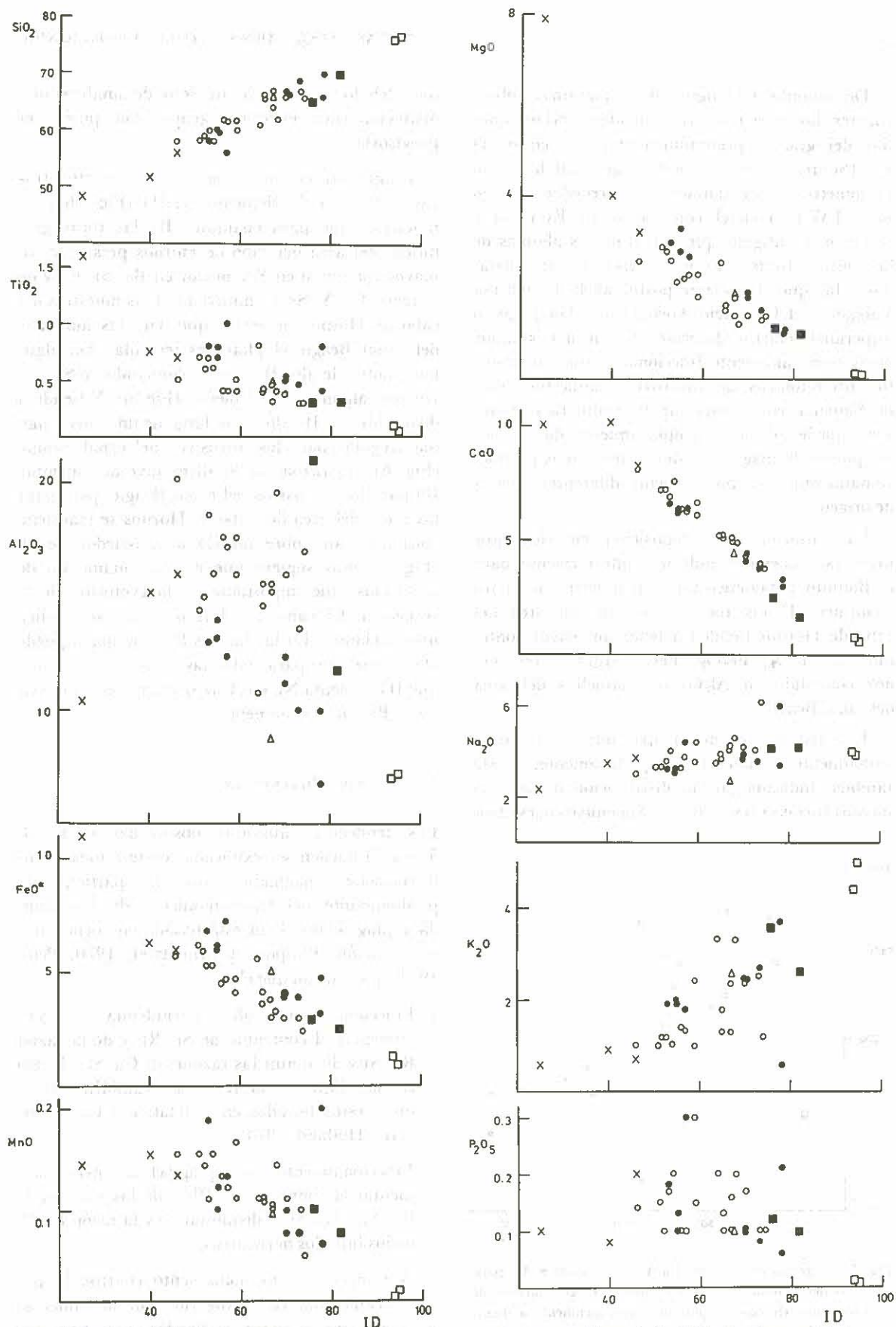


Fig. 4. Diagramas de los óxidos mayores (porcentaje en peso) vs. el índice de diferenciación (ID) de Thornton-Tuttle (1960) de rocas del Batolito Patagónico.

De acuerdo a la figura 4 y diagramas subsecuentes, las rocas más "fraccionadas" serían aquellas del granito pretectónico expuesto en bahía Pia (Suárez, 1976a), muestras del cual han sido radiométricamente datadas en alrededor de 160 m.a. (I.W.D. Dalziel, com. personal). Estas rocas serían más antiguas que por lo menos algunas de las otras rocas graníticas menos "fraccionadas", las que claramente postdatan la Formación Yahgan y el Complejo Tortuga de edad Jurásico Superior-Cretácico Inferior. En forma similar, otras rocas altamente fraccionadas son los granitos pretectónicos de muscovita expuestos cerca de Yamana, en la costa sur de cordillera Darwin. Esto puede indicar el emplazamiento de diferentes pulsos de magma en diferentes etapas de fraccionamiento y de posiblemente diferentes fuentes de origen.

La variación de composición en elementos mayores y menores indicada anteriormente para el Batolito Patagónico también muestra que para cualquier ID las rocas graníticas del área del cabo de Hornos tienden a tener un mayor contenido de TiO_2 , Fe_2O_3 , FeO , MgO y un menor contenido en Al_2O_3 que aquellas del área del canal Beagle.

La existencia de dos grupos intrusivos, provisionalmente diferentes químicamente, está también indicada por la distribución de los elementos trazas (Figs. 5, 6 y 7). Sin embargo, es obvio

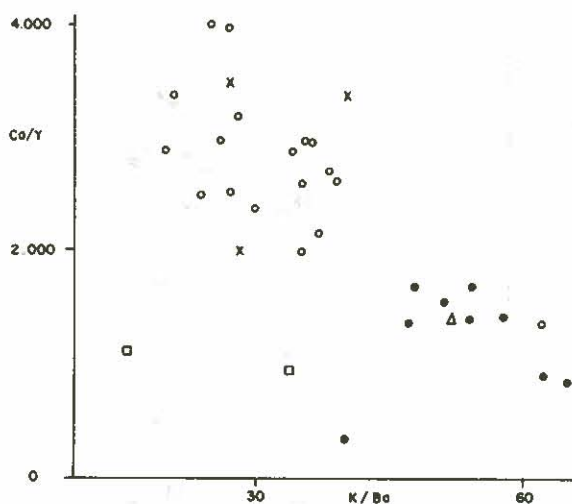


Fig. 5. Diagrama de la razón Ca/Y vs. la razón K/Ba para rocas del Batolito Patagónico. Nótese el agrupamiento de los puntos en dos campos, uno correspondiente a muestras de la región occidental del canal Beagle y el otro a muestras de la zona del cabo de Hornos.

que debido al limitado número de análisis una distinción entre estos dos grupos sólo puede ser provisoria.

Diagramas de variación entre elementos trazas y razones de elementos vs. ID (Figs. 6 y 7) muestran que para cualquier ID las rocas graníticas del área del cabo de Hornos presentan un mayor contenido en Y y menor en Ba, Sr, Cr y de la razón Ca/Y . Sr disminuye para las muestras del cabo de Hornos, mientras que para las muestras del canal Beagle el ploteo es irregular con algunos puntos de alto ID con un contenido de Sr mayor que algunos de ID menor (Fig. 6). Y tiende a disminuir con ID altos a lo largo de una curva algo más regular para los intrusivos del canal Beagle (Fig. 6). La razón Ca/Sr disminuye al aumentar ID para los intrusivos del canal Beagle, pero para las rocas del área del cabo de Hornos se mantiene constante por sobre un ID de alrededor de 69 (Fig. 7; esto sugiere que el fraccionamiento de plagioclasa fue importante en la evolución de la secuencia del cabo de Hornos, como se explica más adelante). En las figuras 6 y 7 también puede observarse que para todas las muestras a medida que ID aumenta Ni, Cr, Ca/Sr y Ca/Y disminuyen y Rb, Ba y Rb/Sr aumentan.

Cristalización fraccionada

Las tendencias químicas observadas (Figs. 4, 5, 6 y 7) pueden ser explicadas en términos de diferenciación magmática con la participación predominante del fraccionamiento de hornblenda y plagioclasa. Esto está basado en coeficientes de partición (Philpotts y Schnetzler, 1970; Peto, 1973) que indican que el:

1. Fraccionamiento de hornblenda debiera aumentar el contenido de Sr, Rb y de la razón Rb/Sr y disminuir las razones de Ca/Sr y K/Rb en los líquidos derivados. También empobrece estos líquidos en Y relativo a Ca (Lambert y Holland, 1974).
2. Fraccionamiento de plagioclasa debe aumentar el contenido de Rb y de las razones de Rb/Sr y Ca/Sr , y disminuir Sr y la razón K/Rb en los líquidos derivados.

Aún más, un fraccionamiento controlado por hornblenda también es sugerido por la tendencia mostrada por las rocas analizadas en el diagrama $CaO-Y$ (Fig. 8) de Lambert y Holland (1974).

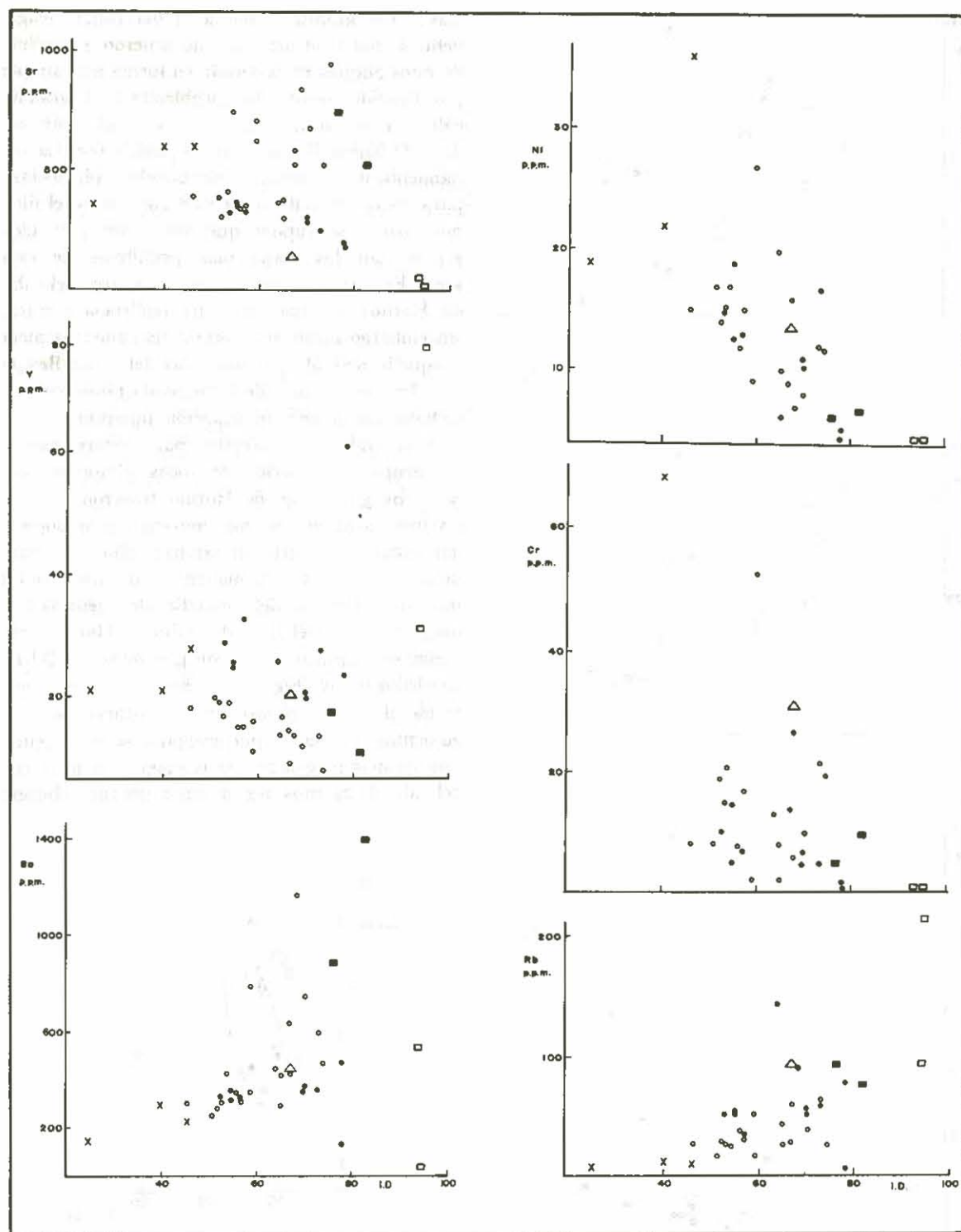


Fig. 6. Diagramas de Sr, Y, Ba, Ni, Cr y Rb vs. el índice de diferenciación (ID) de Thornton-Tuttle (1960) para rocas del Batolito Patagónico.

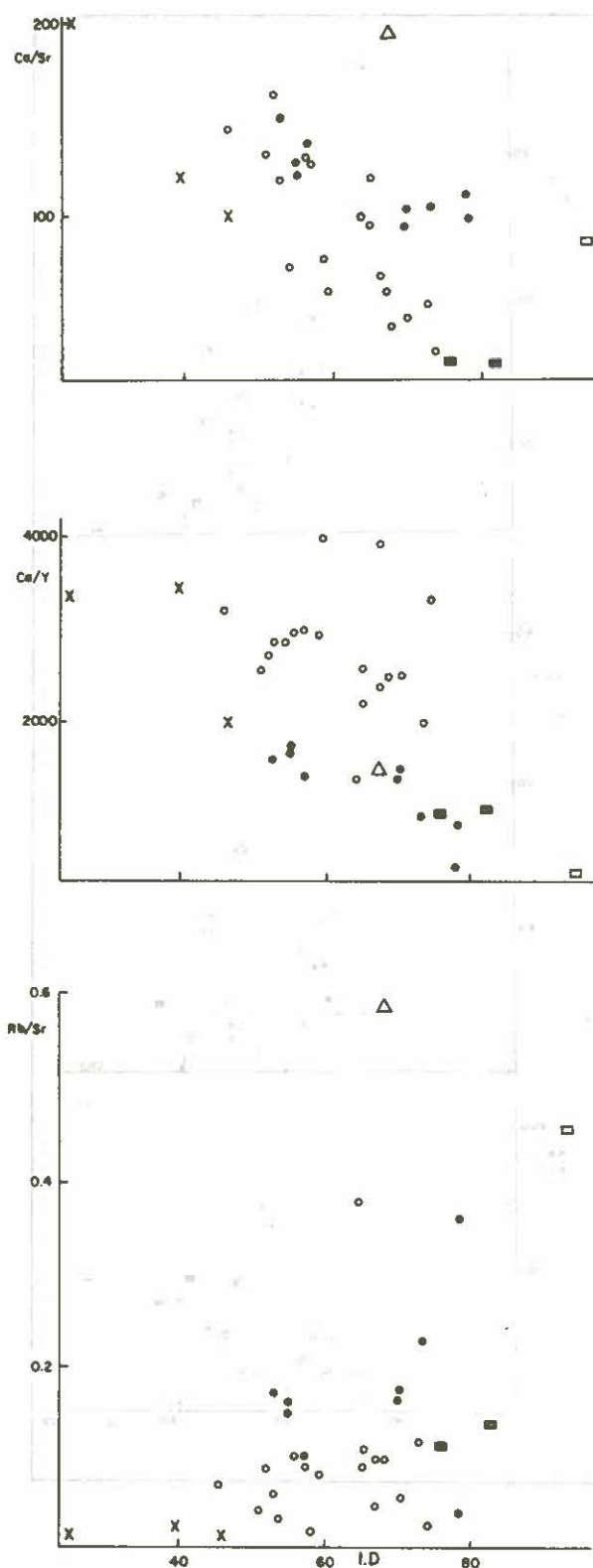


Fig. 7. Diagrama de las razones Ca/Sr , Ca/Y y Rb/Sr vs. el índice de diferenciación (ID) de Thornton-Tuttle (1960) para rocas del Batolito Patagónico.

Las rocas graníticas del área del canal Beagle definen una tendencia que de acuerdo al modelo de estos autores es explicada en forma más simple por fraccionamiento de hornblenda (y/o granate cálcico y/o apatita) para rocas con un contenido de CaO bajo el 8 por ciento en peso, y por fraccionamiento de piroxena u hornblenda y plagioclasa para rocas con CaO sobre el 8 por ciento; el último caso si se supone que los gabros plateados representan las rocas más primitivas de esta serie. En este diagrama las rocas del área del cabo de Hornos no muestran una tendencia precisa, sin embargo puede reconocerse una zona paralela a aquella definida por las rocas del canal Beagle y el fraccionamiento de hornblenda también puede haber tenido una participación importante.

Más trabajo se necesita para determinar si los grupos provisionarios de rocas plutónicas del canal Beagle y cabo de Hornos tuvieron diferentes fuentes de origen. Sin embargo, si se supone una fuente de origen similar para ellos, el hecho de que la razón Ca/Sr disminuye al aumentar ID para los intrusivos del canal Beagle mientras que para las rocas del área del cabo de Hornos esta razón se mantiene constante por sobre un ID de alrededor de 69 (Fig. 7) y el hecho de que el contenido de Sr disminuye en las últimas rocas al aumentar ID (Fig. 6), puede explicarse por la remoción de más plagioclasa en el magma de las rocas del cabo de Hornos que en aquel del canal Beagle

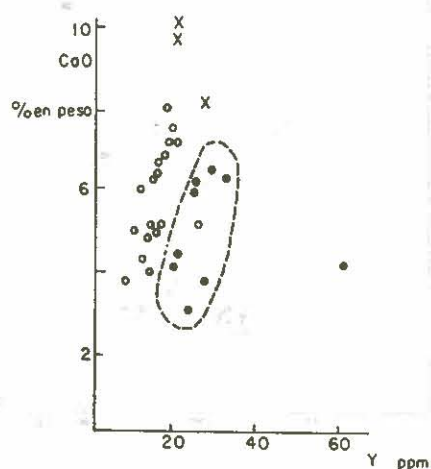


Fig. 8. Contenido de CaO e Y en rocas del Batolito Patagónico. Nótese el agrupamiento de puntos en dos campos: con bajo contenido de Y para las muestras del área del canal Beagle relativo a las muestras del área del cabo de Hornos. Obsérvese la tendencia a un tipo J (relativo al estándar) de Lambert y Holland (1974).

donde el fraccionamiento de hornblenda posiblemente era predominante.

La y Ce son las únicas tierras raras analizadas durante este estudio, pero si se considera que el comportamiento de Y refleja aquel de las tierras raras pesadas se podrá plotear estos datos en un diagrama de tierras raras normalizadas en relación a la abundancia de estos elementos en condritas (Fig. 9). Si bien este diagrama es incompleto, es posible inferir una fuerte tendencia de fraccionamiento en estas rocas, que sería mayor en las muestras de la región del canal Beagle que en aquellas de la región del cabo de Hornos.

Estudios de coeficientes de partición de tierras raras indican que granate (Schnetzler y Philpotts, 1970) y hornblenda concentran fuertemente las tierras raras pesadas (Arth y Barker, 1976). En consecuencia, el empobrecimiento en tierras raras pesadas en las muestras analizadas, representadas por Y, indicarían tentativamente que hornblenda y/o granate han participado en la génesis de estas rocas, ya sea en procesos de cristalización fraccionada o como fases residuales durante procesos de fusión parcial. Si bien, los datos presentados son insuficientes para decidir acerca del papel jugado por estos dos minerales en la génesis de estas rocas, es posible suponer tentativamente que el de la hornblenda fue el más importante, puesto que inclusiones abundantes en anfíbola son comunes en estos tipos de magmas silíceos mientras que inclusiones granatíferas y eclogíticas son rara vez observadas en ellos (cf. Arth y Barker, 1976).

Según Arth y Barker (1976), si hornblenda es una fase residual importante en la producción de magmas tonalíticos (trondjemíticos y dacíticos), éstos deben originarse en la región de la corteza y el manto en la cual la hornblenda está en equilibrio estable con líquidos tonalíticos (a trondjemíticos). Estudios experimentales, como los de Lambert y Wyllie (1974), sugieren que hornblenda es inestable en líquidos de composición tonalítica a presiones mayores que alrededor de 20 Kb (60 km). En consecuencia, Arth y Barker (1976) señalan que si tonalitas (trondjemitas y dacitas) se forman por cristalización fraccionada de hornblenda de un magma parental gabroico, este proceso debe ocurrir a profundidades menores de 60 km, aun cuando el líquido gabroico pudo originarse a mayor profundidad. Si, por otra parte, los magmas silíceos (sódicos

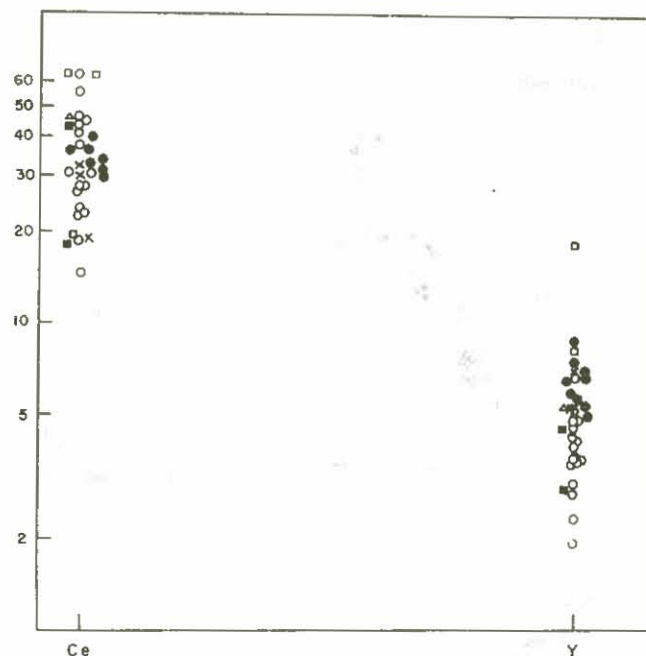


Fig. 9. Diagrama de Ce e Y (en el lugar de Yb) normalizados en relación a la abundancia de estos elementos en condritas de muestras del Batolito Patagónico.

en el caso de Arth y Barker, 1976) se formaron por fusión parcial directa en la que hornblenda es una fase residual, esto debería ocurrir en el manto superior a una profundidad menor de 60 km o en la corteza inferior. La posibilidad de un origen en la corteza inferior estaría, por ahora, descartada en base al contenido de Ba y Sr como se indica más adelante.

Rb y Ba en todas las rocas analizadas varía positivamente con K_2O (Figs. 10a y b), y Cr con Ni (Fig. 10c). Las razones Rb/Sr y K/Rb se plotean contra Rb en las Figs. 11a y b.

Tetraedro sálico

Las rocas graníticas analizadas contienen Ab-An-Or-Qz normativo en exceso de 80 por ciento; por lo tanto el sistema Ab-An-Or-Qz- H_2O (ej. Presnall y Bateman, 1973) es una buena aproximación de las rocas expuestas y por consiguiente de los magmas de los cuales cristalizaron.

La Fig. 12a muestra las cantidades normativas de Qz, Ab y Or normalizadas a 100 por ciento. Si suponemos que la mayoría de los análisis de las

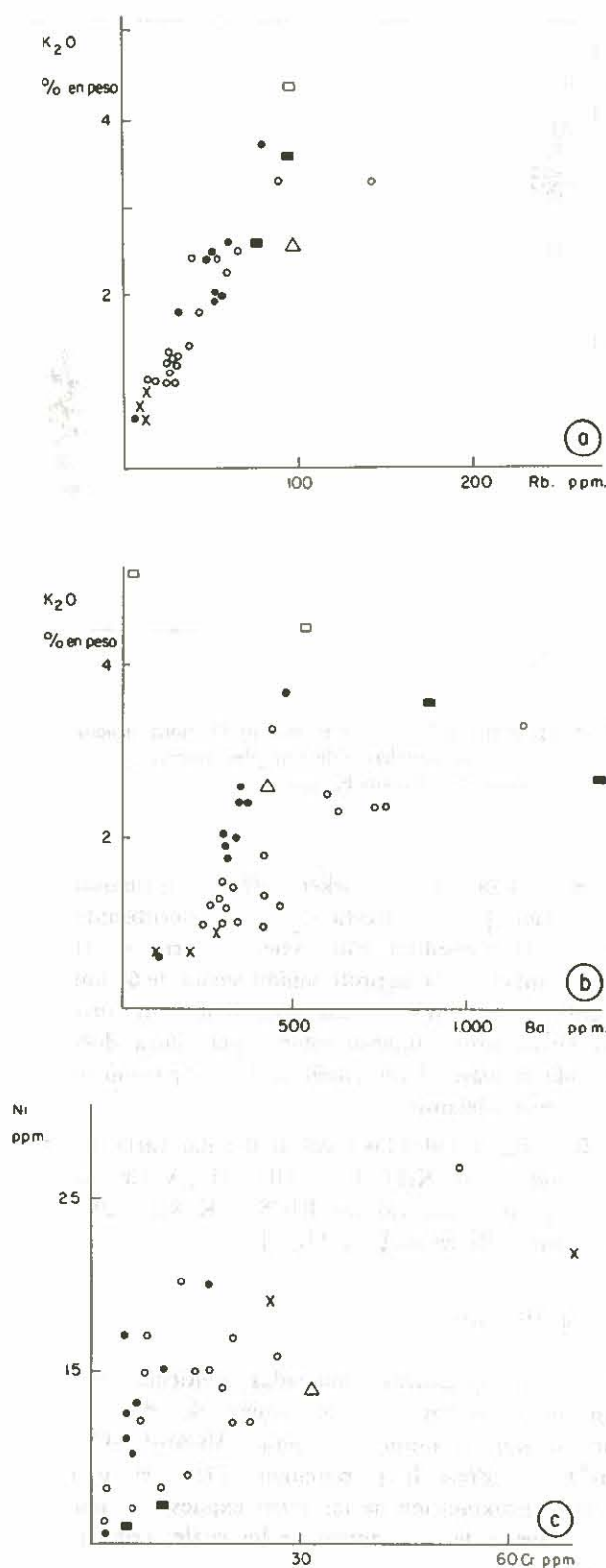


Fig. 10. Diagramas de K_2O vs. Rb, K_2O vs. Ba y Ni vs. Cr. para rocas del Batolito Patagónico.

rocas graníticas del área del cabo de Hornos son representativas de las rocas graníticas de esa zona, esta figura ilustra que ellas tienen un rango composicional más restringido que aquellas del canal Beagle y un contenido mayor de Or normativa. En este diagrama las rocas del área del cabo de Hornos y del plutón de península Dumas definen un campo a lo largo del locus del mínimo isobárico a presiones de agua intermedias entre 0,5 y 7 Kbar (Luth y otros, 1964), que sugiere cristalización dentro de ese rango de presiones de agua. En la figura 12a también puede observarse que el granito de bahía Pía posiblemente se originó bajo condiciones de menor presión de agua que el resto de las rocas graníticas analizadas.

Las figuras 12b y c muestran otras vistas del tetraedro Ab-An-Or-Qz ocupado por las rocas graníticas. En la figura 12b las muestras del cabo de Hornos definen un campo de contenido de Or

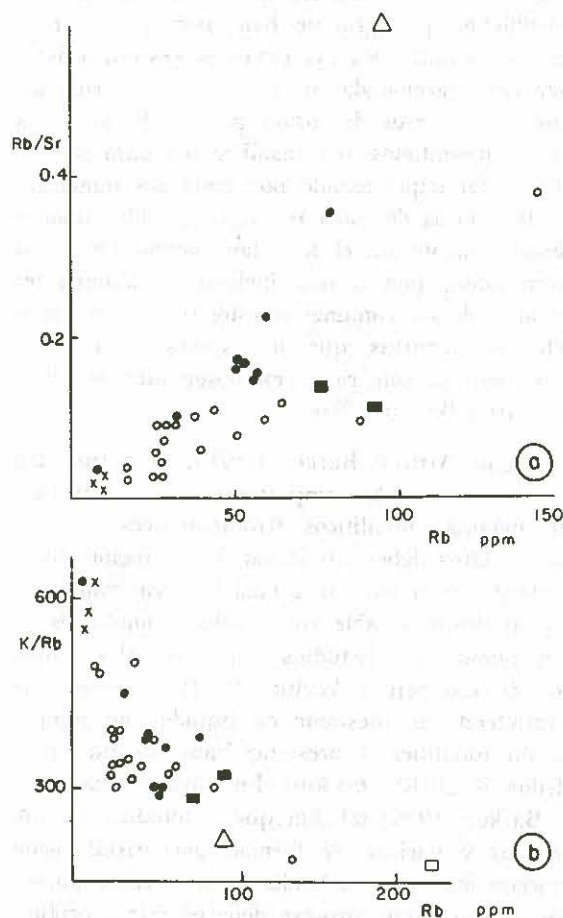


Fig. 11. Diagramas de la razón Rb/Sr (a) y de la razón K/Rb (b) vs. Rb en rocas del Batolito Patagónico.

aproximadamente constante a lo largo del cual el Qz aumenta al disminuir la plagioclasa, y en la figura 12c puede observarse que la razón Ab/Or se mantiene más o menos constante al disminuir An. Los diagramas de la figura 12 son proyecciones de las rocas graníticas en las caras del tetraedro Ab-An-Or-Qz, lo cual aumenta la dispersión real de los puntos. De estos diagramas es posible estimar que las muestras analizadas definen un campo de buzamiento fuerte dentro del tetraedro sálico, comparable al mostrado por Presnall y Bateman (1973) para el Batolito de Sierra Nevada, pero quizás más inclinado hacia el vértice de An. Estos autores interpretaron sus datos como el resultado de repetidos episodios de fusión en equilibrio seguida por cristalización fraccionada del agregado de cristales y líquidos generado.

Origen del Batolito Patagónico

La frecuente asociación de batolitos con zonas de subducción marginales a continentes ha llevado a numerosos autores a sugerir un origen por fusión parcial de la corteza oceánica subescurrida (Green y Ringwood, 1968), por fusión parcial del manto sobreyaciendo a la zona de subducción y percolado por agua proveniente de la zona de subducción (McBirney, 1969; Kushiro, 1974), o por una combinación de estos procesos (Ringwood, 1974). La contribución de sedimentos oceánicos subescurridos en la generación de magmas calcoalcalinos (Armstrong, 1971) no puede ser mayor del 2 por ciento en base al contenido de elementos trazas e isótopos del Sr (Oversby y Ewart, 1972; Church, 1973; Gill, 1974).

Sin embargo, el hecho de que los batolitos parecen estar restringidos a áreas infrayacidas por corteza continental ha sugerido a otros autores (ej. Presnall y Bateman, 1973) que la fusión de la corteza inferior participa en su origen, posiblemente desencadenada por el calor de magmas ascendentes de la zona de subducción o del manto.

El último argumento parece debilitar la posibilidad de un origen de los batolitos sólo en la zona de subducción debido a que la composición de la corteza oceánica subescurrida, y por consiguiente de cualquier magma derivado de ella, debe ser similar tanto bajo una cadena volcánica desarrollada sobre corteza oceánica como sobre corteza continental. Sin embargo, como ahora existe abundante información indicando tanto una

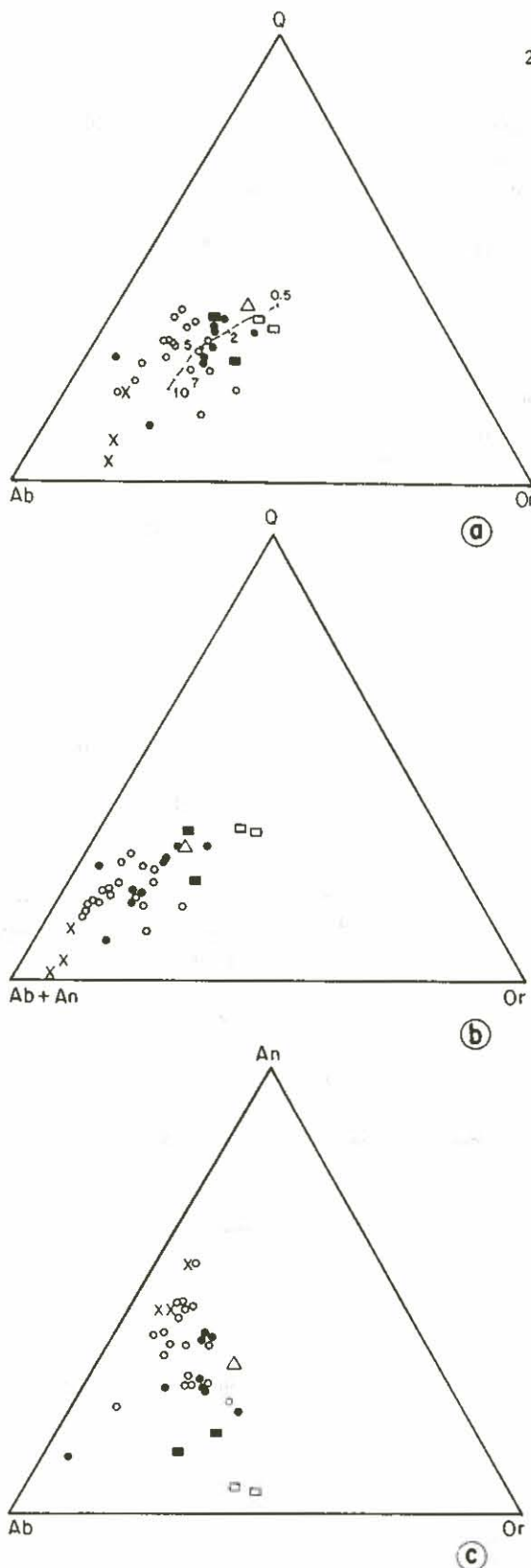


Fig. 12 Diagramas de cuarzo normativo (Q), ortoclasa (Or), Albita (Ab) y anortita (An) para rocas del Batolito Patagónico. Se indican las posiciones del mínimo ternario a 0,5, 2,7 y 10 kb. de presión de agua (Tuttle y Bowen, 1958; Luth y otros, 1964).

heterogeneidad vertical como lateral en el manto (Ito, 1974; Jordan, 1975; Sun y Hanson, 1975; Tarney y Thorpe, en preparación) un argumento similar al anterior no se contrapone con un origen de los batolitos en el manto. Es posible suponer que, en general, el manto bajo los continentes está enriquecido en elementos litófilos relativo al manto suboceánico. Este último habría experimentado mayor circulación convectiva, lo que habría impedido su enriquecimiento en elementos litófilos como sería el caso del manto estabilizado bajo un continente (Tarney y Thorpe, en preparación).

Muchos autores (ej. Fyfe, 1970, 1973) consideran que los extensos terrenos metamórficos de facies de granulitas representan la fracción refractaria residual de un proceso de fusión parcial durante metamorfismo profundo que removió líquidos anatócticos conteniendo elementos incompatibles y que se emplazaron en las partes altas de la corteza (Moorbath, 1975). Por consiguiente, anatexis de corteza continental daría líquidos con mayor contenido de elementos incompatibles (ej. Ba y Sr) que los presentes en terrenos metamórficos de facies de granulitas. Por lo tanto, es difícil reconciliar el bajo contenido de Ba y Sr (Fig. 13) de las rocas del Batolito Patagónico analizadas con un origen por anatexis de corteza continental que hubiese dejado relictos de terrenos de facies de granulita y anfibolita tales como los gneises Arcaicos de Escoria (Sheraton y otros, 1973), de mayor contenido de Ba y Sr y una razón Ba/Sr también mayor (la que generalmente aumenta durante el fraccionamiento; Tarney y Thorpe, en preparación). Consecuentemente, basado en el contenido relativo de Ba y Sr parece improbable que procesos de fusión parcial de corteza continental hayan participado en forma importante en el origen del Batolito Patagónico.

Escasas razones iniciales de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0,7049 (dos muestras de edad Jurásico Superior-

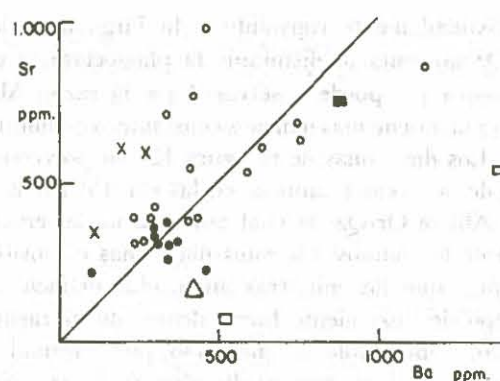


Fig. 13. Contenido de Ba y Sr en rocas de Batolito Patagónico.

Cretácico Inferior) y 0,707 (una muestra de edad Terciaria) de muestras del Batolito Patagónico al norte del área estudiada (Halpern, 1973) sugieren su derivación de una fuente de bajo contenido de Rb-Sr tal como el manto o corteza oceánica subescorrida.

AGRADECIMIENTOS. Agradezco a los Drs. L. López, J. Tarney, R.B. Wyeth y R.J. Adie por fructíferas discusiones.

Los análisis por fluorescencia de rayos X fueron realizados por el Dr. G. Hendry, del Department of Geological Sciences, de la Universidad de Birmingham, Inglaterra, en un espectrómetro automático, Philips PW 1450, de fluorescencia de rayos X.

El trabajo de terreno, realizado a comienzos de 1972, es parte del programa de estudios geológicos que el IIG realiza en Chile Austral. Agradezco la colaboración en terreno del geólogo señor H. Etchart y del señor M. Rivera y tripulación del cutter Iván. La elaboración de los datos se hizo en la Universidad de Birmingham con una beca del Consejo Británico.

TABLA 1
ANÁLISIS QUÍMICOS DE ROCAS DEL BATOLITO PATAGÓNICO

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	63.7	65.7	60	61.6	58.3	66.7	59.3	60.7	59.7	51.8	67.4	58
TiO ₂	0.47	0.38	0.5	0.4	0.7	0.3	0.6	0.8	0.7	0.75	0.3	0.5
Al ₂ O ₃	17.6	18.0	18.0	18.8	17.2	17.8	17.5	15.5	19.3	17.6	16.8	20.7
Fe ₂ O ₃	2.1	1.8	2.6	2.4	3.0	2.1	2.8	2.3	2.7	3.3	1.5	2.9
FeO	1.9	1.5	2.3	1.9	3.5	1.2	3.3	3.5	2.9	3.4	1.7	3.06
MnO	0.1	0.12	0.17	0.12	0.16	0.1	0.15	0.12	0.12	0.16	0.1	0.16
MgO	1.8	1.4	1.8	2.3	2.9	1.4	2.8	2.6	2.6	6.0	1.3	2.6
CaO	5.0	4.3	6.7	6.1	7.2	5.0	7.2	5.2	6.9	10.2	4.0	8.1
Na ₂ O	4.2	4.2	3.5	4.4	3.3	4.1	3.3	3.5	3.6	3.5	4.1	3.0
K ₂ O	2.3	2.4	2.4	1.0	1.0	1.3	1.2	3.3	1.2	0.9	2.5	1.0
P ₂ O ₅	0.16	0.17	0.3	0.15	0.15	0.1	0.1	0.2	0.17	0.08	0.1	0.14
Total	99.33	99.921	98.33	99.2	97.5	100.0	98.3	97.64	99.9	98.7	99.7	100.16

	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
SiO ₂	61.5	61.7	66	48.4	65.9	56.2	57.7	65.4	65.5	76.9	76.3	65.0
TiO ₂	0.4	0.4	0.4	1.6	0.4	0.7	0.6	0.3	0.5	0.04	0.09	0.3
Al ₂ O ₃	18.6	18.8	17.3	15.2	17.8	18.0	18.0	18.5	14.4	13.6	13.5	20.5
Fe ₂ O ₃	2.8	2.3	2.2	4.8	2.0	1.5	2.6	1.8	2.1	0.35	0.9	2.4
FeO	2.2	2.5	2.2	6.8	1.8	4.6	3.0	0.8	3.2	0.6	0.5	0.7
MnO	0.13	0.14	0.12	0.15	0.12	0.14	0.16	0.06	0.1	0.03	0.02	0.1
MgO	2.3	2.2	1.5	7.9	1.6	3.2	2.1	1.4	1.9	0.03	0.08	1.1
CaO	6.3	6.4	5.1	10.0	5.2	8.2	7.6	3.8	4.5	0.6	0.7	2.5
Na ₂ O	3.7	3.3	3.8	2.3	3.7	3.7	4.0	6.2	2.8	3.9	4.0	4.1
K ₂ O	1.3	1.4	1.3	0.6	1.8	0.7	1.0	1.2	2.6	5.0	4.4	3.6
P ₂ O ₅	0.1	0.1	0.13	0.1	0.1	0.2	0.2	0.1	0.1	0.002	0.012	0.12
Total	99.3	99.2	100.0	97.9	100.4	97.2	96.7	99.6	97.8	100.5	100.5	100.5

	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35
SiO ₂	69.5	56.2	68.5	66.4	70.1	66.2	60.0	59.8	66.9	58.4	62.1
TiO ₂	0.3	1.0	0.46	0.8	0.4	0.5	0.8	0.7	0.5	0.8	0.4
Al ₂ O ₃	15.9	16.2	15.0	13.4	15.0	15.6	17.0	16.6	16.2	16.5	19.8
Fe ₂ O ₃	1.8	2.9	2.3	2.2	1.7	2.2	3.5	2.5	2.3	3.0	1.9
FeO	0.9	4.6	1.9	2.7	1.7	2.0	3.0	3.7	1.8	4.1	1.7
MnO	0.08	0.14	0.08	0.2	0.07	0.08	0.1	0.13	0.1	0.19	0.15
MgO	1.0	2.7	1.5	1.1	1.0	1.9	3.1	2.8	1.8	3.0	1.2
CaO	1.7	6.4	3.8	3.3	3.0	4.4	6.2	6.2	4.1	6.6	4.9
Na ₂ O	4.1	4.4	3.6	6.0	3.4	3.7	6.2	3.1	3.7	3.2	4.6
K ₂ O	2.6	1.8	2.6	0.6	3.7	2.4	2.0	2.0	2.4	1.9	3.3
P ₂ O ₅	0.1	0.3	0.08	0.2	0.06	0.01	0.13	0.01	0.01	0.018	0.2
Total	98.0	96.7	99.7	96.9	100.0	99.0	99.2	97.6	99.9	97.9	100.2

NORMAS

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Q	17.4	20.8	14.8	15.8	16.1	25.1	16.2	13.6	15.0	3.7	23.0	14.6
C	—	0.95	—	—	—	0.7	—	—	0.00	0.00	0.21	0.22
Or	13.67	14.2	14.4	6.0	6.0	7.7	7.2	20.0	7.1	5.6	14.8	5.9
Ab	35.8	35.5	30.1	37.5	28.6	34.6	28.4	30.3	30.5	30.9	34.8	25.3
Am	22.5	20.6	26.7	28.8	29.9	24.4	29.9	16.9	33.0	31.0	19.5	39.4
Di	1.4	—	4.3	0.78	4.8	—	4.8	6.8	0.3	17.2	—	—
Hy	4.9	4.3	4.1	6.5	8.3	3.7	7.9	6.9	8.6	4.9	4.8	9.2
Mt	3.1	2.6	3.9	3.6	4.5	3.0	4.2	3.4	3.9	4.9	2.1	4.2
Il	0.9	0.72	0.96	0.76	1.36	0.6	1.2	1.6	1.33	1.49	0.57	0.95
Hm	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ap	0.38	0.4	0.7	0.36	0.14	0.24	0.48	0.24	0.24	0.47	0.36	0.3

	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
Q	17.9	19.4	25.3	1.2	23.5	9.5	12.6	14.8	26.6	33.0	34.3	20.4
C	—	0.38	0.62	—	0.47	—	0.00	0.22	—	0.67	0.86	5.41
Or	7.73	8.5	7.7	3.6	10.6	4.3	6.1	6.9	15.7	29.3	25.9	21.2
Ab	31.5	28.1	32.1	19.9	31.2	32.2	34.9	52.7	24.2	32.7	33.7	34.5
Am	30.5	31.5	24.6	30.0	25.2	31.3	29.0	18.7	19.5	2.9	3.5	12.0
Di	0.38	—	—	16.1	—	7.7	7.1	—	2.3	—	—	—
Hy	6.9	7.7	5.4	18.7	5.1	10.9	4.7	3.5	7.3	0.9	0.3	2.7
Mt	4.0	3.4	3.2	7.1	2.9	2.2	3.9	2.0	3.2	0.5	1.2	1.8
Il	0.76	0.8	0.76	3.1	0.76	1.37	1.17	0.57	1.0	0.1	0.17	0.57
Hm	—	—	—	—	—	—	—	0.44	—	—	—	1.17
Ap	0.24	0.44	0.3	0.49	0.2	0.24	0.23	0.24	0.28	0.03	0.49	0.24

	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35
Q	31.3	7.2	27.4	22.2	27.8	23.6	16.2	16.6	24.6	14.6	10.2
C	3.39	0.00	—	—	0.03	0.00	—	0.00	0.24	—	0.05
Or	15.7	11.0	15.4	3.7	21.8	14.3	11.8	12.1	14.2	11.5	19.4
Ab	35.4	38.5	30.5	52.4	28.7	31.6	27.3	26.8	31.3	27.7	38.8
Am	8.4	19.8	17.1	8.1	14.6	19.0	26.4	26.0	19.9	25.6	23.4
Di	—	9.1	1.1	6.2	—	2.0	3.1	4.0	—	5.5	—
Hy	2.5	7.3	4.1	2.1	3.7	5.0	8.4	9.0	5.2	9.1	4.1
Mt	2.4	4.4	3.3	3.3	2.4	3.2	5.1	3.8	3.4	4.4	2.7
Il	0.58	1.96	0.9	1.6	0.76	0.96	1.5	1.36	0.95	1.6	0.76
Hm	0.12	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ap	0.72	0.49	0.19	0.31	0.24	0.24	0.24	0.4	0.24	—	0.73

COORDENADAS DE LOS DIAGRAMAS TRIANGULARES

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
FeO	31	28	38	35	46	31	44	37	42	41	27	46
MgO	45	13	15	19	22	14	21	17	20	34	12	21
Na ₂ O + K ₂ O	54	60	48	46	32	55	34	45	38	25	61	33
Q	26	29	25	27	32	37	31	21	28	9	32	32
Or	20	20	24	10	12	11	14	31	14	14	20	13
Ab	54	50	51	63	56	51	55	47	58	77	48	55
Q	19	23	17	18	20	27	20	17	17	5	25	17
Or	15	16	17	7	8	8	9	25	8	8	16	7
Ab + An	65	62	66	75	73	64	71	58	74	87	59	76
An	19	20	20	8	9	12	11	30	10	8	21	8
Or	50	51	42	52	44	52	43	45	43	46	50	36
Ab	31	29	38	40	46	37	46	25	47	46	28	56

	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
FeO	39	39	39	50	34	46	43	22	41	9	13	25
MgO	19	19	14	36	15	23	17	13	15	0.3	0.8	9
Na ₂ O + K ₂ O	42	41	47	13	51	31	40	66	44	91	86	66
Q	31	35	39	5	36	21	24	20	40	35	37	27
Or	13	15	12	15	16	9	11	9	24	31	28	28
Ab	55	50	49	80	48	70	65	71	36	34	36	45
Q	20	22	28	2	26	12	15	16	31	34	35	23
Or	9	10	9	7	12	6	7	7	18	30	27	24
Ab + An	71	68	63	91	62	82	77	77	51	36	38	53
An	11	12	12	7	16	6	9	9	26	45	41	31
Or	45	41	50	37	47	48	50	67	41	50	53	51
Ab	44	46	38	56	38	46	42	24	33	5	6	18

	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35
FeO	25	45	34	38	28	33	42	43	33	45	27
MgO	10	17	13	9	9	16	23	20	15	20	10
Na ₂ O + K ₂ O	66	38	54	53	63	51	36	37	52	34	64
Q	38	34	37	28	35	34	29	30	35	27	15
Or	19	19	21	5	28	21	21	22	20	22	28
Ab	43	68	42	67	37	45	49	48	45	52	57
Q	34	9	30	26	30	27	20	20	27	18	11
Or	17	4	17	4	23	16	14	15	16	15	21
Ab + An	48	76	53	70	47	57	66	65	57	67	68
An	26	16	24	6	33	22	18	19	22	18	24
Or	60	56	48	82	44	49	42	41	48	43	48
Ab	14	29	27	13	22	29	40	40	30	40	29

ELEMENTOS TRAZAS

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Ni	16	8	9	27	17	9	14	20	15	22	12	15
Cr	26	10	2	54	8	14	19	13	15	70	22	8
Ce	33	41	40	25	20	24	25	56	22	26	17	20
La	20	30	26	18	15	17	18	35	18	19	15	15
Zr	134	124	123	119	128	85	92	266	115	57	93	92
Nb	9	9	6	6	6	5	6	11	5	6	8	4
Y	14	12	16	11	20	9	19	26	17	21	14	18
Sr	606	691	642	719	390	536	314	375	422	601	539	396
Rb	60	40	52	17	17	28	29	144	26	12	65	28
Th	16	13	10	4	4	5	8	28	4	2	10	3
Pb	17	15	8	5	6	9	7	17	9	6	22	9
Ga	17	17	16	17	15	12	13	16	13	22	13	15
Ba	631	735	775	337	236	407	260	445	295	277	585	293

	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
Ni	15	12	6	19	10	37	17	12	14	0.3	1	6
Cr	17	8	2	26	8	80	21	20	32	—	—	5
Ce	13	27	40	17	36	28	27	17	42	55	54	39
La	11	19	30	17	23	18	18	10	26	29	32	22
Zr	96	84	99	54	106	145	129	118	124	58	105	149
Nb	3	5	4	4	7	7	5	4	9	11	10	10
Y	15	15	14	21	17	28	19	8	21	77	32	18
Sr	358	350	308	351	388	611	768	966	164	11	58	764
Rb	32	38	28	9	44	10	26	28	97	226	96	94
Th	3	10	6	4	12	3	4	5	13	25	22	11
Pb	9	12	4	5	11	8	10	11	18	25	16	23
Ga	10	13	9	16	10	18	19	14	9	6	5	17
Ba	299	331	280	124	406	209	419	464	415	29	533	888

	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35
Ni	7	13	17	4	5	11	19	13	10	15	7
Cr	10	7	5	—	2	5	17	5	7	10	6
Ce	17	32	32	29	27	26	29	26	29	35	49
La	11	22	21	20	16	18	18	19	18	19	32
Zr	87	102	164	157	151	138	153	116	129	117	158
Nb	8	3	4	4	5	6	4	4	4	5	11
Y	11	33	28	62	24	21	25	25	20	29	14
Sr	541	330	263	214	220	305	349	369	315	312	861
Rb	77	33	60	8	80	52	56	55	52	53	91
Th	3	3	12	4	11	11	11	4	9	10	20
Pb	24	3	6	2	10	8	18	8	8	16	24
Ga	15	21	9	13	6	11	15	12	11	16	23
Ba	1381	315	350	124	472	346	302	343	366	312	1154

RAZONES DE ELEMENTOS

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
K/Rb	318	498	383	488	488	385	343	190	383	623	319	297
Ba/Rb	11	18	15	20	14	15	9	3	11	23	9	10
K/Ba	30	27	26	25	35	27	38	62	34	27	35	28
K/Sr	32	29	31	12	21	20	32	73	24	12	39	21
Rb/Sr	0.099	0.06	0.08	0.02	0.04	0.05	0.09	0.38	0.06	0.02	0.12	0.07
Ca/Sr	59	44	75	61	132	67	164	99	117	121	53	146
Ca/Y	2383	2562	2994	3965	2574	3972	2710	1430	2900	3470	2043	3217

	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
K/Rb	337	310	385	553	340	581	319	344	223	185	385	318
Ba/Rb	9	9	10	14	9	21	16	17	4	0.1	6	9
K/Ba	36	36	39	40	37	28	20	21	52	1431	69	34
K/Sr	30	34	35	14	39	10	11	10	132	3773	630	39
Rb/Sr	0.09	0.11	0.09	0.26	0.11	0.016	0.03	0.03	0.59	—	1.64	0.12
Ca/Sr	126	131	118	204	96	96	71	28	196	390	86	23
Ca/Y	3003	3050	2605	3400	2180	2090	2860	3390	1530	56	156	990

	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	34	35
K/Rb	280	453	360	623	384	383	294	302	383	298	301	
Ba/Rb	18	10	6	16	6	7	5	6	7	6	13	
K/Ba	16	47	62	40	65	58	54	48	54	51	24	
K/Sr	40	45	82	23	140	65	47	45	63	50	31	
Rb/Sr	0.14	0.10	0.23	0.04	0.36	0.17	0.16	0.15	0.16	0.17	0.10	
Ca/Sr	22	139	104	110	98	103	127	120	93	151	41	
Ca/Y	1100	1400	970	381	894	1498	1770	1770	1466	1627	2500	

1. 225 Granodiorita (península Dumas)
2. 219 Granodiorita (península Dumas)
3. 212 Melagranodiorita (península Dumas)
4. 280 Tonalita (fiordo Fouque)
5. 291 Tonalita (fiordo Fouque)
6. 293 Tonalita (fiordo Fouque)
7. 301 Tonalita (fiordo al oeste de fiordo Fouque)
8. 304 Cuarzo-Monzodiorita (fiordo al oeste de fiordo Fouque)
9. 312 Tonalita (noroeste de isla Hoste)
10. 321 Diorita híbrida (bahía Rafagales)
11. 332 Granodiorita (noroeste de isla Gordon)
12. 335 Tonalita (isla Gordon, costa oeste)
13. 336 Tonalita (isla Gordon, costa oeste)
14. 347 Tonalita (isla Gordon, costa oeste)
15. 353 Tonalita (isla Gordon, costa oeste)
16. 356 Diorita (isla Gordon, costa oeste)
17. 364 Granodiorita (isla Gordon, costa suroeste)
18. 277 Tonalita híbrida? (isla Hoste, costa norte)
19. 458 Tonalita (bahía Romanche)
20. 790 Tonalita (costa sur de la cordillera Darwin)
21. 792 Granito Gneissico (costa sur de la cordillera Darwin)
22. 800 Granito (pretectónico, bahía Pia)
23. 808 Dique Granítico pretectónico (bahía al oeste de bahía Pia)
24. 764 Granodiorita milonítica de muscovita (costa norte de canal de Beagle, al este de isla Diablo)
25. 768 Granodiorita milonítica de muscovita (costa norte de canal de Beagle, al este de isla Diablo)
26. 677 Cuarzo diorita (bahía Oración)
27. 612 Granito (isla L'Hermite)
28. 607 Tonalita (bahía San Martín, isla L'Hermite)
29. 618 Granodiorita (isla L'Hermite)
30. 619 Granodiorita (isla L'Hermite)
31. 625 Melagranodiorita granofírica (isla Hornos)
32. 626 Granodiorita (isla Hornos)
33. 7/614 Granodiorita (isla Herschel)
34. 7/668 Tonalita (isla Bayly)
35. 730 Leuco-cuarzo-monzodiorita (caleta Pescado, isla Nueva).

REFERENCIAS

- ARMSTRONG, R.L. 1971. Isotopic and chemical constraints on models of magma genesis in volcanic arcs. *Earth and Planet. Sci. Lett.* **12**, 137-42.
- ARTH, J. G. and BARKER, F. 1976. Rare-earth partitioning between hornblende and dacitic liquid and implications for the genesis of trondhjemitic tonalitic magmas. *Geology* **4**, 534-536.
- CECIONI, G. 1955. Noticias preliminares sobre el hallazgo del Paleozoico Superior en el Archipiélago Patagónico. *Bol. Inst. Geol., Fac. Cienc. Fis. Matem., Univ. Chile*, **6**, 241-55.
- CHAYES, F. 1962. Numerical correlation and petrographic correlation. *J. Geol.* **70**, 44-52.
- CHURCH, S.E. 1973. Limits of sediment involvement in the genesis of orogenic volcanic rocks. *Contr. Miner. Petrol.* **39**, 17-32.
- DALZIEL, I.W.D. 1974. Evolution of the margins of the Scotia Sea. (En Burk, C.A. and C.L. Drake, eds. *The geology of continental margins*. New York, Springer-Verlag, 567-79.
- DALZIEL, I.W.D.; de Wit, M.F. and PALMER, K.F. 1974. a. Fossil marginal basin in the southern Andes. *Nature, Lond.* **250** (5464), 291-94.
- DALZIEL, I.W.D.; DOTT, R.H. Jr.; WINN, R.D. Jr. and BRUHN, R.L. 1975. Tectonic relations of South Georgia island to the southernmost Andes. *Bull. Geol. Soc. Am.* **86**, 1034-40.
- FARRAR, E.; CLARK, A. H.; HAYNES, S. J.; QUIRT, G. S.; CONN, H. and ZENTILLI, M. 1970. K-Ar evidence for the post-Paleozoic migration of granitic intrusion foci in the Andes of northern Chile. *Earth and Planet. Sci. Lett.* **1** (10), 60-66.
- FERUGLIO, E. 1949. Descripción geológica de la Patagonia: Tomo I. Dir. Gen. Yac. Petrol. Fisc., Buenos Aires.
- FYFE, W.S. 1970. Some thoughts on granitic magmas. En Newell, G. y N. Rast, ed. *Mechanism of igneous intrusion. Geol. Jour. Special Issue*, N° 2, 201-216.
- FYFE, W.S. 1973. The granulite facies, partial melting and the Archaean crust. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. Ser. A* **273**, 457-462.
- GILL, J.B. 1974. Role of underthrust oceanic crust in the genesis of a Fijian calc-alkaline suite. *Contr. Miner. Petrol.* **43**, 29-45.
- GONZÁLEZ, E. 1965. La cuenca petrolífera de Magallanes. *Rev. Minerale*, **91**, 1-19.
- GREEN, T.H. and RINGWOOD, A.E. 1968. Genesis of the calc-alkaline igneous suite. *Contr. Miner. Petrol.* **18**, 105-62.
- HALPERN, M. 1967. Geologic significance of isotopic age measurements of rocks from Tierra del Fuego, Chile. UNESCO IUGS Symposium on Continental Drift, Montevideo, 1967.
- HALPERN, M. 1973. Regional geochronology of Chile south of 50° latitude. *Geol. Soc. Am. Bull.* **84** (7), 2407-22.
- ITO, K. 1974. Petrological models of the oceanic lithosphere: geophysical and geochemical tests. *Earth and Planet. Sci. Lett.* **21**, 169-80.
- JORDAN, T.H. 1975. Lateral heterogeneity and mantle dynamics. *Nature, Lond.* **257**, 745-50.
- KATZ, H.R. 1961. Algunas notas acerca de la intrusión granítica en la cordillera del Paine, provincia de Magallanes. *Rev. Minerale*, **74**, 1-15.
- KATZ, H.R. 1972. Plate tectonics and orogenic belts in the south-east Pacific. *Nature, Lond.* **237**, 331-332.
- KATZ, H.R. 1973. Contrasts in tectonic evolution of orogenic belts in the south-east Pacific. *J.R. Soc. N. Z.* **3**, 333-361.
- KRANGK, E.H. 1932. Geological investigations in the Cordillera of Tierra del Fuego. *Acta geogr., Helsingf.* **4** (2), 231 pp.
- KUSHIRO, I. 1974. The system Fo-An-Ab-SiO₂-H₂O at 15 kb and the genesis of andesitic magmas in the upper mantle. *Carnegie Inst. Washington Year Book.* **73**, 244-48.
- LAMBERT, R. St. J. and HOLLAND, J.G. 1974. Yttrium geochemistry applied to petrogenesis utilizing calcium-yttrium relationships in mineral and rocks. *Geochim. cosmochim. Acta*, **38** (9), 1393-1413.
- LAMBERT, I.B. and WYLLIE, P.J. 1974. Melting of tonalite and crystallization of andesite liquid with excess water to 30 kilobars. *J. Geol.* **82**, 88-97.
- LUTH, W.C.; JAHNS, R.H. and TUTTLE, O.F. 1964. The granite system at pressures of 4 to 10 kilobars. *J. geophys. Res.* **69**, 759-773.
- Mapa Geológico de Chile. 1968. Escala 1:1.000.000. Instituto de Investigaciones Geológicas, Santiago.
- MCNUTT, R.H.; CROCKET, J.H.; CLARK, A.H.; CAELLES, J.C.; FARRAR, E. and HAYNES, S.J. 1975. Initial ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr ratios of plutonic and volcanic rocks of the Central Andes between latitudes 26° y 29° south. *Earth and Planet. Sci. Lett.* **27**, 305-313.
- MCBIRNEY, A.R. 1969. Compositional variations in Cenozoic calc-alkaline suites of Central America. En: *Proceeding of the Andesite Conference, International Upper Mantle Project, Scientific Rept.* 16: State of Oregon Bull. **65**, 185-89.
- MOORBATH, S. 1975. The geological significance of Early Precambrian rocks. *Proc. Geol. Ass.* **86**, (3), 259-79.
- OVERSBY, V.M. and EWART, A. 1972. Lead isotopic compositions of Tonga-Kermadec volcanics and their petrogenetic significance. *Contr. Miner. Petrol.* **37**, 181-210.
- PETO, P. 1973. Petrochemical study of the Similkameen Batholith, British Columbia. *Geol. Soc. Am. Bull.* **84**, (12), 3977-84.
- PHILPOTTS, J.A. and SCHNETZLER, C.C. 1970. Phenocryst-matrix partition coefficients for K, Rb, Sr and Ba with applications to anorthosite and basalt genesis. *Geochim. cosmochim. Acta*, **34**, 307-22.
- PITCHER, W. S. and BERGER, A. R. 1972. *The Geology of Donegal. A study of granite emplacement and unroofing*. New York, London, Sydney, Toronto, Wiley Interscience.
- PRESNALL, D.C. and BATEMAN, P.C. 1973. Fusion relations in the system NaAlSi₃O₈ - CaAl₂Si₂O₇ - KAlSi₃O₈ - SiO₂ - H₂O and generation of granitic magmas in the Sierra Nevada Batholith. *Geol. Soc. Am. Bull.* **84**, (10), 3181-3202.
- QUENSEL, P.D. 1911. Geologisch-petrographische studien in der patagonischen Cordillera. *Bull. geol. Instrn. Univ. Upsala*. **11** (for 1912), 1-114.
- RINGWOOD, A.E. 1974. The petrological evolution of island arc systems. *J. Geol. Soc. Lond.* **130**, 183-204.

- SCHNETZLER, C.C. and PHILPOTTS, J.A. 1970. Partition coefficients of rare-earth elements between igneous matrix material and rock-forming mineral phenocrysts. II: *Geochim. et Cosmochim. Acta*, **34**, 331-340.
- SAUNDERS, A.D.; WEAVER, S.D. and TARNEY, J. (En prensa). The pattern of Antarctic Peninsula plutonism. Third Symposium on Antarctic Geology and Geophysics. Madison 1977, Wisconsin, U.S.A.
- SHERATON, J. E.; SKINNER, A. C. and TARNEY, J. 1973. The geochemistry of the Scourian gneisses of the Assynt district. En: Park, R. G. and J. Tarney, ed. *The Early Precambrian of Scotland and related rocks of Greenland*. University of Keele.
- STERN, CH.; de Wit, M.J. and LAWRENCE, J.R. 1976. Igneous and metamorphic processes associated with the formation of Chilean ophiolites and their implication for ocean floor metamorphism, seismic layering, and magnetism. *J. Geophys. Res.* **81**, 4370-4380.
- STEWART, J.; CRUZAT, A.; PAGE, B.; SUÁREZ, M. y STAMBUK, V. 1971. Estudio geológico económico de la Cordillera Patagónica entre los paralelos 51°00' y 53°00' S, provincia de Magallanes. Informe inédito. Inst. Invest. Geológicas, Chile.
- SUÁREZ, M. 1976a. The geology of the Southern Andes. Tesis de doctorado, Univ. de Birmingham.
- SUÁREZ, M. 1976b. La Cordillera Patagónica: su división y relación con la Península Antártica, *Anales del Instituto de la Patagonia*.
- SUÁREZ, M. 1976. (este volumen). Aspectos geoquímicos del Complejo ofiolítico Tortuga en la Cordillera Patagónica del Sur, Chile.
- SUÁREZ, M. and PETTIGREW, T.H. 1976. An Upper Mesozoic island-arc—back-arc system in the southern Andes and South Georgia. *Geol. Mag.* **113**, N° 4, 304-328.
- SUN, S.S. and HANSON, G.N. 1975. Origin of Ross Island basanitoids and limitations upon the heterogeneity of mantle sources for alkali basalts and nephelinites. *Contr. Miner. Petrol.* **52**, 77-106.
- TARNEY, J.; SAUNDERS, A.D. and WEAVER, S.D. 1977. Geochemistry of volcanic rocks from the island arcs and marginal basins of the Scotia Arc region. En Vol. 1, Maurice Ewing Series, Island arcs, deep sea trenches and back arc basins. Washington, Am. geophys. Un.
- THORNTON, C.P. and TUTTLE, O.F. 1960. Chemistry of Igneous rocks. pt. 1 differentiation index. *Am. J. Sci.* **258**, 664-84.
- TUTTLE, O. F. and BOWEN, M. L. 1958. Origin of granite in the light of experimental studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{KAlSi}_3\text{O}_8 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$. *Geol. Soc. Am. Mem.* **74**.