

ASPECTOS GEOQUIMICOS DEL COMPLEJO OFIOLITICO TORTUGA EN LA CORDILLERA PATAGONICA DEL SUR, CHILE

MANUEL SUÁREZ D.

Instituto de Investigaciones Geológicas, Casilla 10465, Santiago, Chile

RESUMEN

Los contenidos de elementos mayores y en trazas de 30 muestras de rocas ígneas, apoyan la hipótesis de que las rocas máficas del Jurásico Superior-Cretácico Inferior, que forman la parte superior de una secuencia ofiolítica (Complejo Tortuga) al sur de Tierra del Fuego, se formaron a lo largo de una dorsal expansiva. Esta dorsal se localizó inicialmente bajo una cadena volcánica ensiálica que bordea el margen continental Pacífico, lo cual provocó la partición de dicha cadena, alejándose hacia el Pacífico una parte con volcanismo activo (arco frontal) de una parte extinta (arco remanente) adosada al continente. Una cuenca marginal angosta se desarrolló entre el arco frontal y el remanente.

La abundancia relativamente alta de algunos elementos incompatibles sugiere o un origen por bajo grado de fusión parcial o un origen en un manto enriquecido en elementos incompatibles relativo a aquel de las toleitas oceánicas típicas. Diques doleríticos intruidos en las turbiditas volcanoclásticas (Formación Yahgan) que sobrevacen al complejo máfico son comparables geoquímicamente a él sugiriendo que sean pulsos tardíos, post-expansión, del magmatismo básico.

ABSTRACT

Trace and major element analyses of 30 specimens support the hypothesis that the Upper Jurassic-Lower Cretaceous mafic igneous rocks, which form the upper part of an ophiolite sequence (Tortuga Complex) south of Tierra del Fuego was formed at a spreading axis which developed below an active ensialic island arc forming a narrow marginal basin (up to 100 km wide). Low degrees of partial melting or an incompatible element enriched mantle source relative to that of typical oceanic tholeiites is suggested by the relatively high abundances of some incompatible elements. Dolerite dykes intruded into volcanoclastic turbidites (Yahgan Formation) deposited on top of the mafic complex are post-spreading late pulses of the basic magmatism.

INTRODUCCION

Un complejo máfico (Complejo Tortuga) del Jurásico Superior-Cretácico Inferior, que representaría la parte superior de una secuencia ofiolítica (gabros, sistema de diques y basaltos de almohadillas) emplazado a lo largo del margen continental en la Cordillera Patagónica del sur, ha sido interpretado como el producto de una dorsal de expansión que creó una cuenca marginal comparable a aquellas del Pacífico occidental actual (Katz, 1972, 1973; Dalziel, 1974; Dalziel y otros, 1974; Suárez y Pettigrew, 1976).

Estas rocas máficas afloran a lo largo de una franja discontinua que se extiende al sur de los 51° Lat. S (Dalziel y otros, 1975; Suárez, 1976a) y que está limitada a lo largo de su lado Pacífico por una franja de rocas volcánicas y plutónicas que representan los productos de un sistema de arco de islas volcánicas ensiálicas del Mesozoico Superior, en parte preofiolitas y en parte post-ofiolitas. Por otra parte, a lo largo de su lado oriental y norte las rocas del complejo máfico también están limitadas por volcanitas preofiolitas.

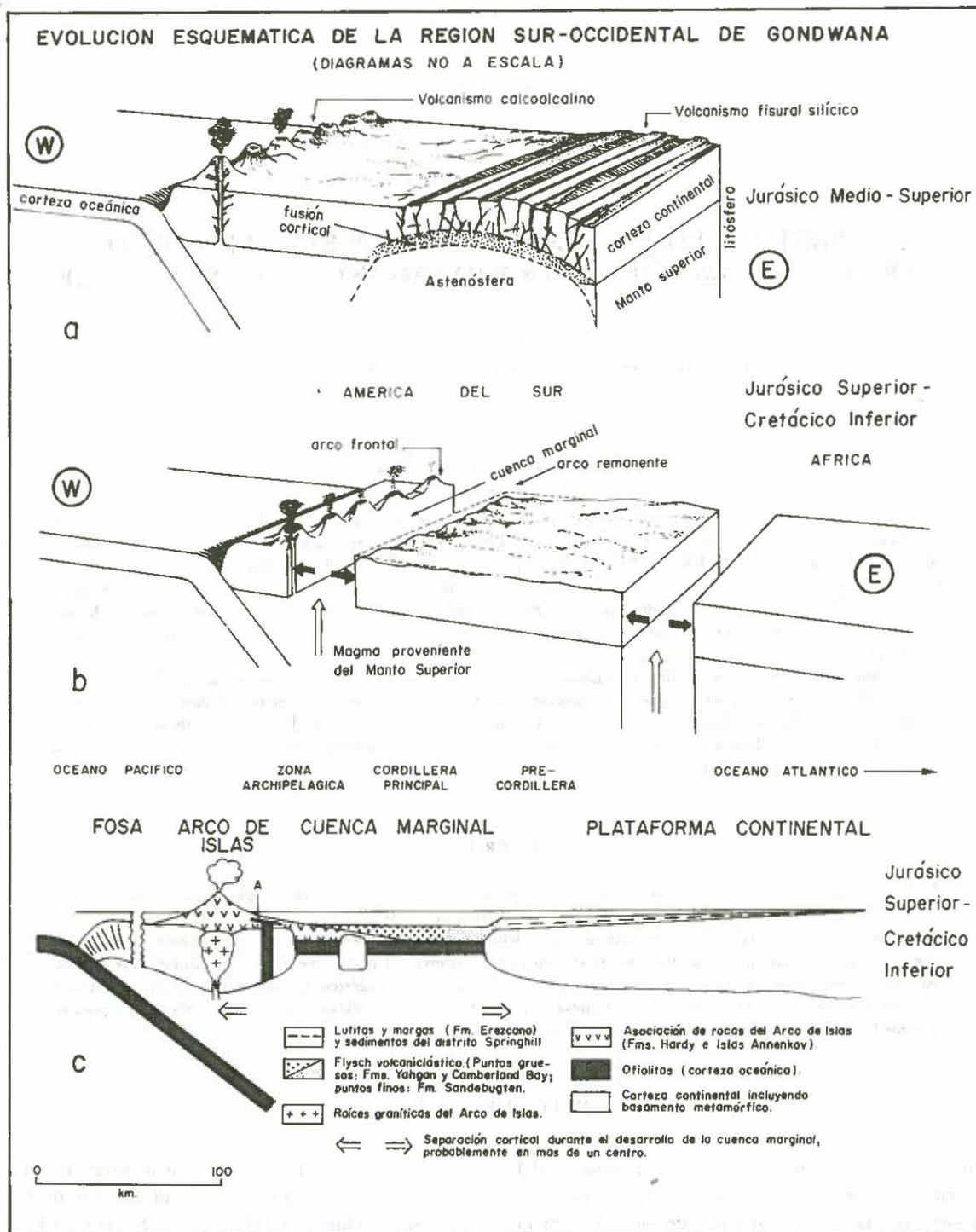


Fig. 1. Evolución esquemática de la región sur-occidental de Gondwana (según Suárez, en preparación).

- a. Jurásico Medio a Superior. Volcanismo calcoalcalino asociado a convergencia de placas en el oeste y volcanismo fisural ácido asociado a anatexis de corteza continental en zona en extensión en el este.
- b. Jurásico Superior-Cretácico Inferior. Partición de la cadena volcánica calcoalcalina y creación de una

cuenca marginal con fondo de corteza semioceánica. Alejamiento del arco frontal activo del arco remanente extinguido y adosado al continente. La apertura del Atlántico sur también está esbozada.

- c. El área sombreada indica el "arc-trench gap", que incluye en parte un complejo de subducción del Paleozoico Superior-Mesozoico Inferior (modificado de Suárez y Pettigrew, 1976). A, pillow lavas y doleritas posiblemente relacionadas al Complejo Tortuga.

Estas relaciones estratigráficas indicarían que el complejo máfico se habría emplazado a lo largo de una cadena volcánica preexistente que se habría partido en dos: una parte con volcanismo activo (arco frontal) se alejó hacia el Pacífico dejando una parte ya sin actividad volcánica (arco remanente) adosado al resto del continente sudamericano (Fig. 1; Suárez, en preparación).

El complejo máfico formó parte del fondo de una cuenca marginal relativamente angosta (hasta alrededor de 100 km de ancho), donde durante el Jurásico Superior-Cretácico Inferior,

se depositaron turbiditas volcanoclásticas derivadas principalmente del arco volcánico frontal y en parte del arco volcánico remanente.

Al igual que en otros complejos ofiolíticos, las rocas básicas experimentaron metamorfismo (facies de zeolita a anfibolita) en un sistema geotérmico de "subfondo oceánico" (*sub-sea-floor*) (Stern y otros, 1976; Suárez y Pettigrew, 1976). Esta asociación de rocas de la cuenca marginal fue deformada durante el meso-Cretácico (Halpern y Rex, 1972; Dalziel y otros, 1974; Suárez y Pettigrew, 1976).

GEOQUIMICA

Esta nota presenta los resultados de los análisis de elementos mayores y trazas de 30 muestras de rocas (tabla 1), que son parte de o están relacionadas con el Complejo Tortuga (Suárez, 1976b) expuesto al sur de Tierra del Fuego (Fig. 2). Las muestras analizadas fueron tomadas de basaltos almohadillados, diques doleríticos, gabros y metabasitas expuestas en las áreas del canal Beagle occidental, bahía Yendegaia, cerro Tortuga, península Hardy e isla Wollaston (Fig. 3). Las rocas volcánicas del Complejo Tortuga son toleitas de olivino (Fig. 4; Suárez, 1976 b)

en oposición a las toleitas principalmente cuarzo-normativas descritas por Tarney y otros (1977) en el Complejo Sarmiento, el equivalente hacia el norte (alrededor de Lat. 51° S) del Complejo Tortuga.

La correlación química existente entre los análisis de todas las variedades de rocas básicas del área al sur de Tierra del Fuego, y a pesar de su fuerte alteración, apoyan un mismo ambiente tectónico para su emplazamiento y un origen común.

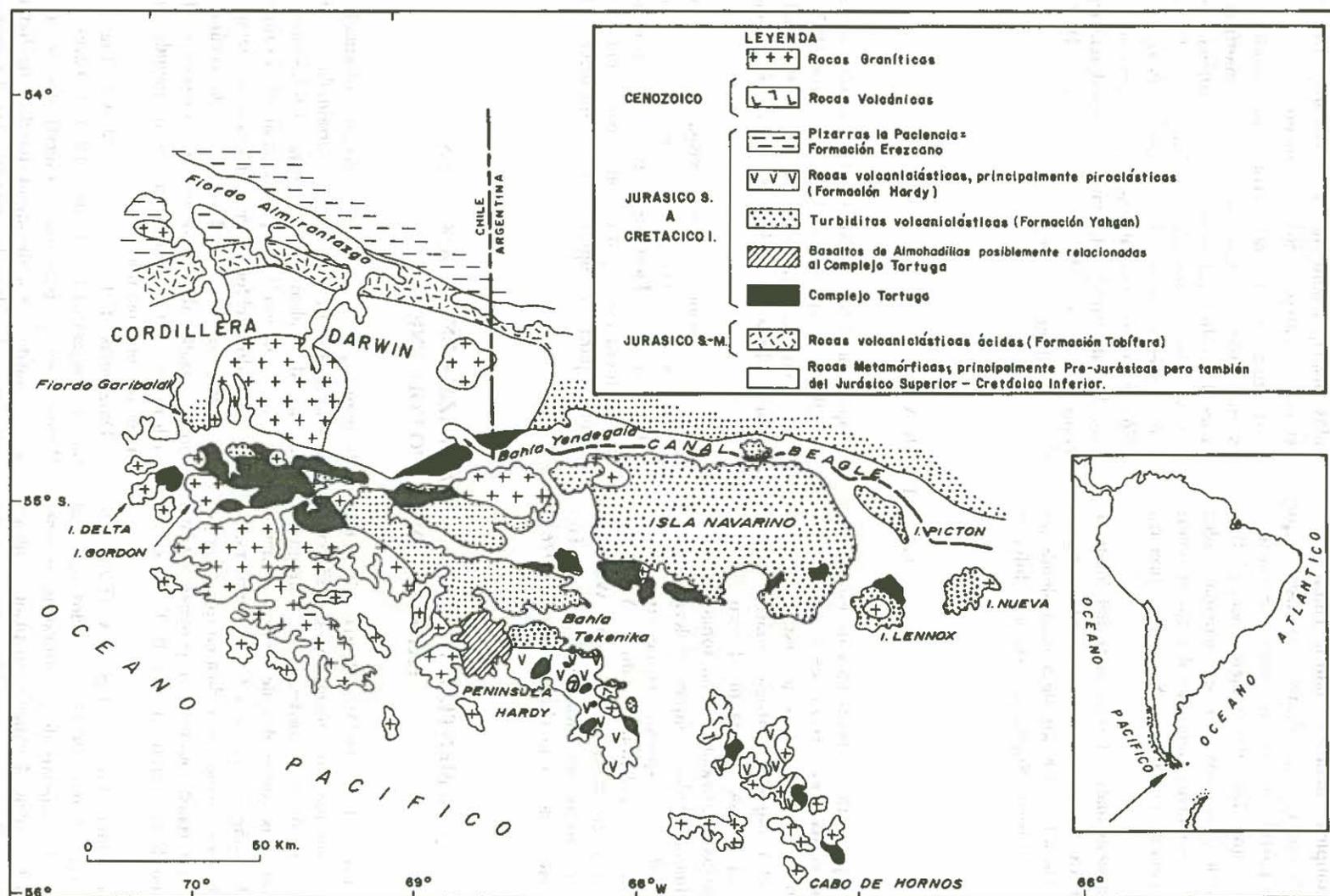
AMBIENTE TECTONICO DE EMPLAZAMIENTO: DORSAL EN EXPANSION VS. ARCO VOLCANICO

Pearce y Cann (1971, 1973) y Pearce (1975) han propuesto que basaltos generados en diferentes ambientes tectónicos pueden ser distinguidos comparando sus contenidos de ciertos elementos trazas tales como Ti, Zr, Y y Cr. La importancia del uso de estos elementos radica en que ellos parecen no ser redistribuidos por procesos de metamorfismo de bajo grado (Cann, 1970; Bloxam y Lewis, 1972).

Los diagramas Ti-Zr-Y (Fig. 5) y Ti-Zr (Fig. 6) de Pearce y Cann (1973) son usados aquí. En la figura 5 los análisis de las muestras pertenecientes al Complejo Tortuga caen principalmente en el *campo B*, lo que permitiría descartar un origen de intraplaca para estas rocas básicas. Sin embargo, el diagrama Ti-Zr-Y no permite

distinguir por sí solo entre basaltos originados en una dorsal oceánica de rocas originadas en un arco de islas volcánicas. En la figura 6 las muestras del Complejo Tortuga se restringen al campo de los basaltos del fondo oceánico y al campo en que se yuxtaponen los basaltos del fondo oceánico con los basaltos de arco de islas y los basaltos calcoalcalinos. Esto favorece en cierta medida un origen de fondo oceánico.

Diagramas Ti-Cr y otro de Zr-Cr (Fig. 7) fueron propuestos por Pearce (1975) y Tarney y Weaver (en preparación), respectivamente, como un medio para distinguir basaltos de fondo oceánico de basaltos de arco de islas. La mayor parte de las muestras analizadas del Complejo Tortuga caen en el campo de los basaltos de fondo



oceánico, sugiriendo por tanto para ellas un origen a lo largo de una dorsal en expansión.

Sr y K han sido empleados en otros diagramas discriminatorios por Pearce y Cann (1973) y Pearce y otros (1975), respectivamente. Sin embargo, ellos deben ser utilizados con gran precaución al interpretarse el ambiente tectónico de rocas tan alteradas como las del Complejo Tortuga, dado que estos elementos parecen ser fácilmente movilizados por alteración (Pearce y Cann, 1973; Pearce, 1975). Teniendo esto presente, se observa que en el diagrama $TiO_2-K_2O-P_2O_5$ (Fig. 8) la mayoría de los puntos caen en el campo de los basaltos de fondo oceánico y en el diagrama Ti-Zr-Sr (Fig. 9) ellos se agrupan a través de los campos de los basaltos oceánicos y de los basaltos de arco de islas, evitando aquel de los basaltos calcoalcalinos.

En consecuencia, basándose en los diagramas discriminatorios usados arriba, se concluye que el Complejo Tortuga probablemente se formó ya sea a lo largo de una dorsal en expansión o durante las primeras etapas de desarrollo de un arco de islas. En general estos diagramas favorecerían la primera hipótesis. Esta alternativa está apoyada también por la existencia en el Complejo Tortuga de un sistema de diques (*sheeted dykes*) cuya formación es difícil de explicar en otro ambiente que no sea en el campo tensional de una dorsal en expansión (*cf.* Moores y Vine, 1971; Gass y otros, 1975; Smewing y otros, 1975).

Sin embargo, en relación con otros elementos menores, las rocas del Complejo Tortuga en estudio, difieren de los basaltos toleíticos abisales típicos. En comparación con las toleitas abisales típicas (Engel y otros, 1965; Tatsumoto y otros, 1965; Hart, 1971; Erlank y Kable, 1976) las rocas del Complejo Tortuga son deficitarias en Ni y están enriquecidas en algunos elementos incompatibles, notablemente en Ba y también en Sr, La, Ce y levemente en K y Rb. Las rocas del Complejo Tortuga tienen una menor razón de Nb/Y (*cf.* Floyd y Winchester, 1975, figura 2), K/Rb y K/Ba que las toleitas oceánicas típicas y razones mayores de Ba/Sr, Ba/Rb y La/Y que aquellas (*cf.* Engel y otros, 1965; Tatsumoto y otros, 1965; Hart, 1971; Erlank y Kable, 1976).

En los análisis realizados se observa un buen grado de correlación de Ni y Cr con Fe^{2+}/Mg^{2+} , lo que puede explicarse por remoción de olivino, Cr-espínela y piroxena durante el fraccionamiento (Fig. 10). También se observa una buena

correlación de Ti e Y con Zr, lo que indica una cristalización fraccionada y/o variación en el grado de fusión parcial durante el desarrollo del complejo (Figs. 6 y 10 c; *cf.* Tarney y otros, 1977). La remoción de olivino, piroxena y plagioclasa también es sugerida por los gabros tipo "cúmulos" de esa mineralogía y por los fenocristales de plagioclasa presentes en algunos basaltos de almohadillas. Ce, La y P_2O_5 se comportan geoquímicamente en forma análoga a Ti, Zr e Y en estas rocas (Suárez, 1976b), siendo concentrados en el líquido residual por procesos de fraccionamiento (*cf.* Weaver y otros, 1972).

Si bien parte del enriquecimiento en elementos incompatibles puede deberse a procesos de alteración, el orden de magnitud de la concentración de Ba, por ejemplo, es sumamente alto como para ser causado sólo por alteración. Se estima que este enriquecimiento, así como empobrecimiento de Ni, en las rocas del Complejo Tortuga en comparación con las toleitas abisales típicas no está asociado sólo a fraccionamiento, puesto que la razón FeO/MgO y el contenido de Cr en las rocas del Complejo Tortuga no sugieren una etapa de fraccionamiento más avanzado para ellas. Por lo tanto, esto parecería estar relacionado ya sea a un bajo porcentaje de fusión parcial en el manto o a una fuente para estas rocas en una zona del manto enriquecida en litófilos.

Recientemente se ha reconocido que los basaltos de dorsales en expansión de tras-arco, difieren de las toleitas abisales típicas en el contenido de algunos elementos menores. Por ejemplo, los basaltos de la dorsal de tras-arco de las islas Sandwich del Sur, están ligeramente enriquecidos en elementos litófilos y en tierras raras livianas, y tienen razones iniciales $87Sr/86Sr$ más altas que los basaltos oceánicos típicos (Tarney y otros, 1977). Estudios geoquímicos de rocas expuestas en la Cordillera Sarmiento (Lat. $51^{\circ} 30' S$) que representan el equivalente hacia el norte del Complejo Tortuga, también indican que son rocas toleíticas afines a basaltos abisales típicos pero enriquecidos en tierras raras livianas respecto a ellos (Tarney y otros, 1977). Incluso en las etapas iniciales de partición de un arco volcánico y de formación de una cuenca marginal, como lo indicarían los estudios de las islas del estrecho Bransfield, en la Península Antártica, los basaltos entonces creados son geoquímicamente transicionales entre calcoalcalinos

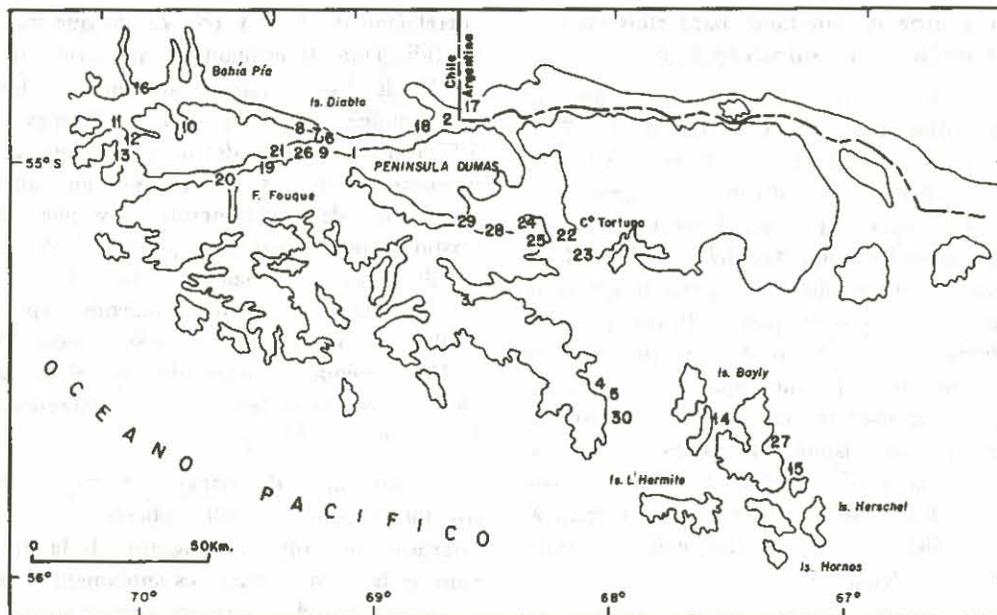


Fig. 3. Mapa de ubicación de las muestras de rocas analizadas.

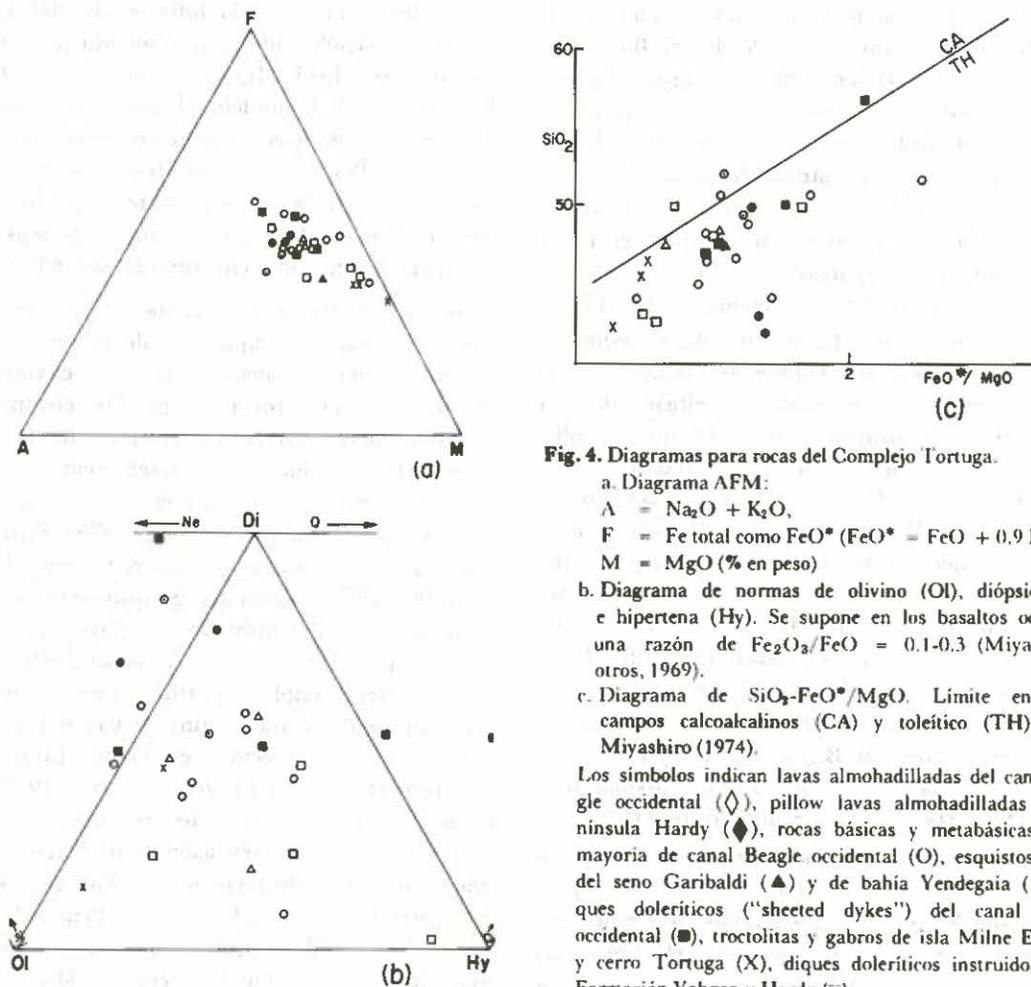


Fig. 4. Diagramas para rocas del Complejo Tortuga.

a. Diagrama AFM:

A = $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$,

F = Fe total como FeO^* ($\text{FeO}^* = \text{FeO} + 0.9 \text{Fe}_2\text{O}_3$),

M = MgO (% en peso)

b. Diagrama de normas de olivino (Ol), diópsido (Di) e hipertena (Hy). Se supone en los basaltos oceánicos una razón de $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO} = 0.1-0.3$ (Miyashiro y otros, 1969).

c. Diagrama de $\text{SiO}_2\text{-FeO}^*/\text{MgO}$. Limite entre los campos calcoalcinos (CA) y toleítico (TH), según Miyashiro (1974).

Los símbolos indican lavas almohadilladas del canal Beagle occidental (\diamond), pillow lavas almohadilladas de península Hardy (\blacklozenge), rocas básicas y metabásicas en su mayoría de canal Beagle occidental (O), esquistos verdes del seno Garibaldi (\blacktriangle) y de bahía Yendegaia (\triangle), diques doleríticos ("sheeted dykes") del canal Beagle occidental (\blacksquare), troctolitas y gabros de isla Milne Edwards y cerro Tortuga (X), diques doleríticos instruidos en la Formación Yahgan y Hardy (\square).

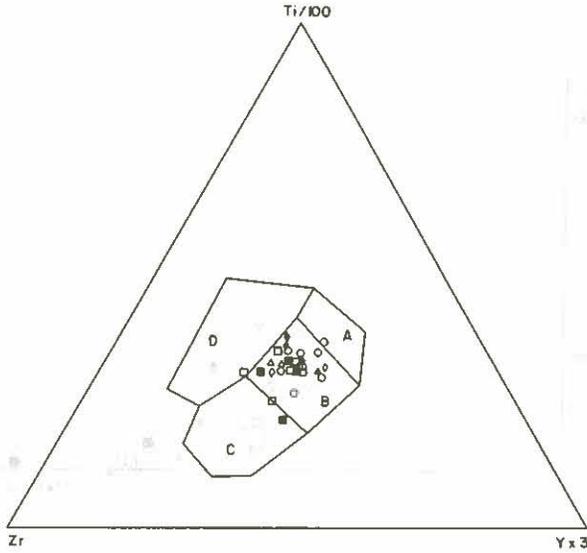


Fig. 5. Muestras del Complejo Tortuga ploteadas en el diagrama Ti-Zr-Y de Pearce y Cann (1973). Basaltos de fondo oceánico plotean en el campo B, basaltos de arco de islas en los campos A y B, basaltos calcoalcalinos en campos B y C y basaltos de intraplaca en campo D. Símbolos como en Fig. 4.

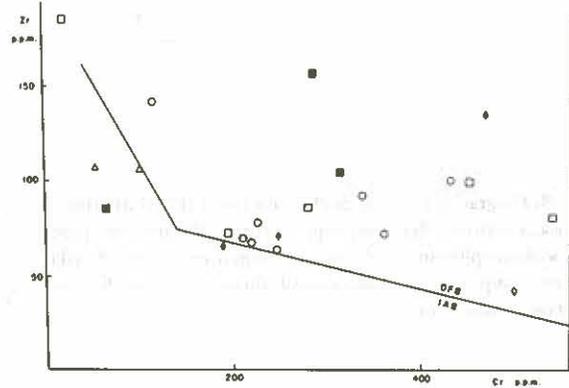
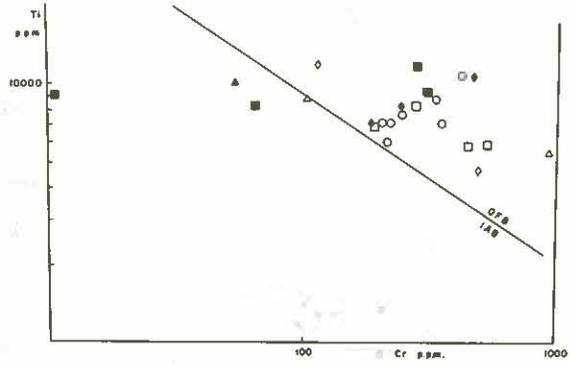


Fig. 7. Muestras de rocas máficas del Complejo Tortuga ploteadas en el diagrama Ti-Cr de Pearce (1975) y en el diagrama Zr-Cr de Tarney y Weaver (en preparación). OFB campo de los basaltos de fondo oceánico, IAB campo de los basaltos de arco de islas. Símbolos como en Fig. 4).

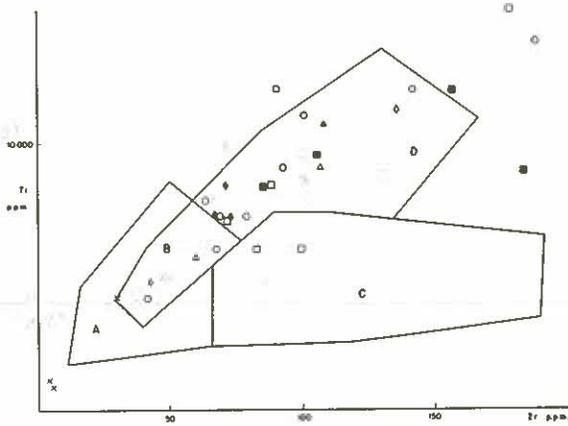
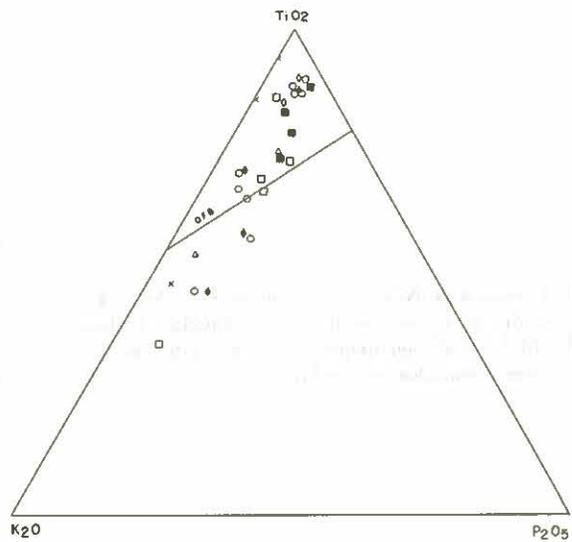


Fig. 6. Diagrama Ti - Zr para rocas máficas del Complejo Tortuga. Basaltos de fondo oceánico plotean en los campos D y B, basaltos de arco de islas en los campos A y B y basaltos calcoalcalinos en los campos C y B (Pearce y Cann, 1973). Símbolos como en Fig. 4)

Fig. 8. Diagrama $TiO_2-K_2O-P_2O_5$ para rocas máficas del Complejo Tortuga. Basaltos de fondo oceánico plotean en el campo OFB (Pearce y otros, 1975). Símbolos como en Fig. 4.



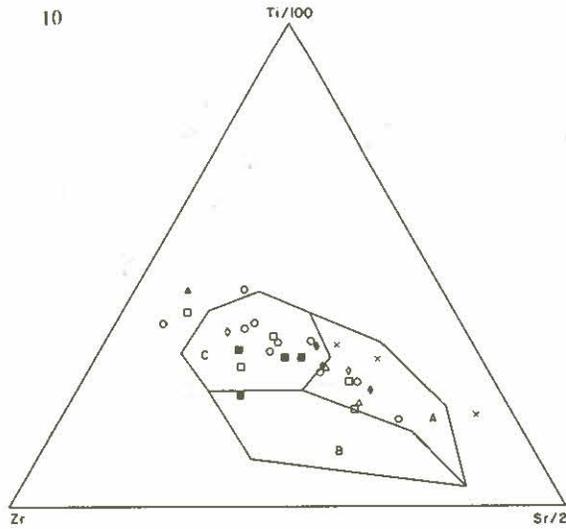


Fig. 9. Diagrama Ti-Zr-Sr de Pearce y Cann (1973) mostrando rocas máficas del Complejo Tortuga. Basaltos de fondo oceánico plotean en el campo C, basaltos de arco de islas en campo A y basaltos calcoalcálicos en campo B. Símbolos como en Fig. 4).

ASPECTOS GEOQUIMICOS COMPLEJO TORTUGA

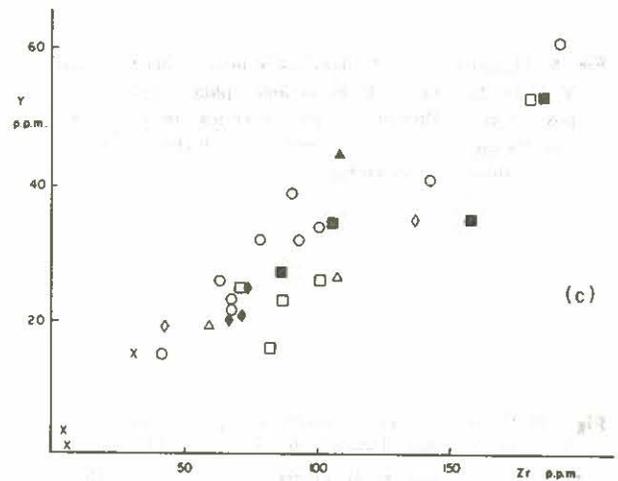
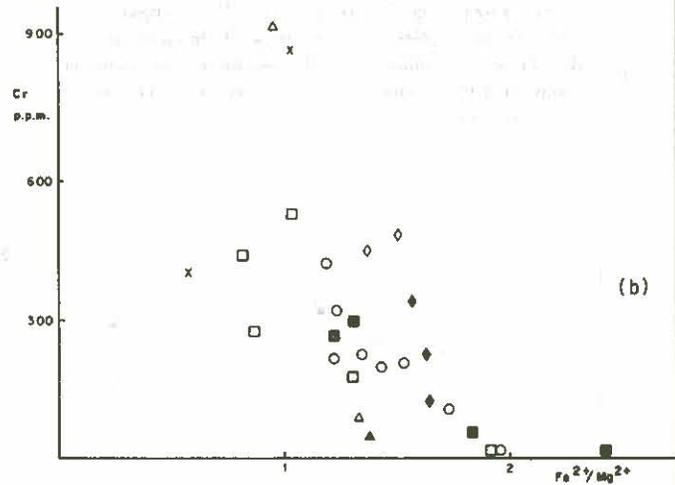
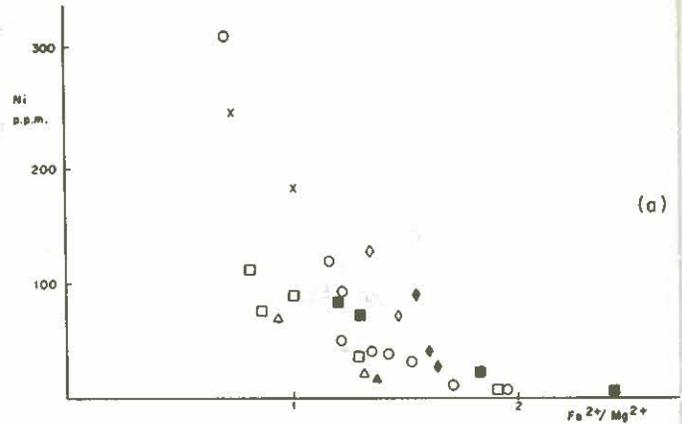


Fig. 10. Diagrama de Ni y Cr vs. la razón Fe^{2+}/Mg^{2+} y de Y vs. Zr, para rocas máficas del Complejo Tortuga. Fe^{2+}/Mg^{2+} y Zr son usados aquí como índice de fraccionamiento. Símbolos como en Fig. 4.

y toleítas abisales (Tarney y otros, 1977). Parecería, por lo tanto, que habría que distinguir entre dorsales en expansión mesoocéánicas de dorsales de tras-arco. Incluso estas últimas se forman en dos ambientes geotectónicos distintos: detrás de cadenas volcánicas desarrolladas ya sea sobre corteza continental (ensialicas) o sobre corteza oceánica (ensimáticas). Considerando el ambiente tectónico de emplazamiento de las rocas del Complejo Tortuga, no deberían sorprender las diferencias geoquímicas que presenta respecto a basaltos abisales; el Complejo Tortuga se formó sobre manto subcontinental posiblemente diferente del suboceánico más frecuentemente reciclado (Tarney y Thorpe,

en preparación) y debajo de una cadena volcánica asociada a procesos de subducción.

La existencia de pulsos tardíos postexpansión, del magmatismo ofiolítico, está sugerida por diques doleríticos intruidos en las formaciones Hardy y Yahgan y que son geoquímicamente comparables con el Complejo Tortuga.

AGRADECIMIENTOS. Este trabajo fue realizado en la Universidad de Birmingham, con una beca del Consejo Británico. Se agradece a los Drs. R.J. Adie, E. López, A. D. Saunders, S. D. Weaver, F. Hervé y J. Tarney por su guía y provechosas discusiones. Agradezco al Dr. G. Hendry por los análisis de fluorescencia de rayos X.

TABLA I

Muestra N°	Tipo de roca y localidad
1. 242	Basalto de almohadilla de la costa norte de península Dumas.
2. 213	Basalto de almohadilla de un islote ubicado en el centro del canal Beagle, frente a bahía Yendegaia.
3. 536	Basalto de almohadilla del fiordo este de la costa sur de bahía Tekenika.
4. 684	Basalto de almohadilla de la costa norte de bahía Rice. Comparar con 30.
5. 684-1	Basalto de almohadilla de la misma localidad que la muestra anterior.
6. 493	Filita verde de la parte este de la isla Gordon.
7. 430	Filita verde de zona adyacente a la de la muestra anterior.
8. 432	Filita verde de zona adyacente a la de la muestra anterior.
9. 425	Metagabro de la costa sureste de isla Gordon.
10. 492	Roca básica de la costa este de bahía Tres Brazos, isla Gordon.
11. 7/338	Metadolerita de isla Delta.
12. 7/357	Metadolerita de isla Delta.
13. 7/343	Metagabro de isla Delta.
14. 7/664	Dolerita de isla Bayly.
15. 633	Basalto de la costa sureste de isla Wollaston.
16. 811	Esquisto verde de la costa sureste del fiordo Garibaldi.
17. 745	Esquisto verde de la entrada este de bahía Yendegaia.
18. 760	Esquisto verde de la entrada oeste de bahía Yendegaia.
19. 263	Corneana dolerítica de bahía Penhoat.
20. 297	Corneana dolerítica de la costa noreste de fiordo Fouque.
21. 398	Dolerita de la entrada este de bahía Fleurais, isla Gordon.
22. 204-1	Dolerita empíazada en el metagabro 204.
23. 204	Metagabro de la costa oeste del cerro Tortuga.
24. 502-A	Troctolita de la isla Milne-Edwards.
25. 6/501	Troctolita de la isla Milne-Edwards.
26. 494-1	Dique basáltico en la Formación Yahgan. De la parte este de isla Gordon.
27. 653	Dique dolerítico emplazado en la Formación Hardy en la costa norte de bahía Hately, isla Wollaston.
28. 7/501	Dolerita intruida en la Formación Yahgan en la costa norte de la península Pasteur.
29. 7/503	Dique dolerítico intruido en la Formación Yahgan en la costa norte de península Pasteur.
30. 686	Dique dolerítico intruido en la Formación Hardy en la costa norte de bahía Rice. Comparar con 8 y 9.

La abundancia de elementos traza en ppm y de óxidos mayores en % en peso. Las muestras fueron analizadas por espectrometría de fluorescencia de rayos X en la Universidad de Birmingham (espectrómetro Philips PW1 450).

FE0*: Fe total como FeO = FeO + 0.9 Fe₂O₃

La mayor parte de las muestras están metamorfozadas en bajo grado, siendo los carbonatos una importante fase mineralógica. En consecuencia se infiere un alto contenido en volátiles, lo que explicaría que los totales de elementos mayores sean inferiores a 100.

TABLA 1: Análisis químico de rocas básicas expuestas al sur de Tierra del Fuego

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO ₂	52.4	49.5	50.0	42.0	43.0	45.2	50.7	44.2	48.4	51.7	50.7	46.6	44.2	46.9	48.8
TiO ₂	1.87	0.8	1.2	1.2	1.4	1.84	2.3	2.0	1.2	2.0	1.3	1.5	0.7	1.2	1.0
Al ₂ O ₃	13.6	15.3	13.4	10.9	12.6	12.3	11.0	12.2	12.3	12.3	10.7	12.2	9.9	14.2	15.9
FeO*	8.5	8.6	8.9	8.2	11.0	11.4	14.0	15.0	10.8	13.0	9.6	11.7	10.8	10.6	9.6
MnO	0.2	0.14	0.2	0.26	0.2	0.2	0.3	0.24	0.2	0.4	0.2	0.2	0.24	0.2	0.17
MgO	7.2	6.6	6.6	5.7	7.8	11.0	8.1	10.1	10.1	5.3	8.2	10.8	16.8	8.5	7.2
CaO	7.0	14.2	12.3	18.4	11.0	13.5	3.4	5.4	11.0	5.3	13.9	10.0	10.7	8.5	10.8
Na ₂ O	5.2	3.0	3.2	2.6	2.9	1.0	1.5	2.2	2.5	3.4	3.1	1.9	1.0	3.5	3.4
K ₂ O	0.2	0.8	0.4	1.1	0.7	0.08	2.2	0.8	0.04	1.0	0.1	0.1	0.04	0.4	0.4
P ₂ O ₅	0.12	0.05	0.1	0.3	0.3	0.13	0.5	0.2	0.1	0.5	0.1	0.1	0.06	0.1	0.15
Total	97.2	99.9	97.3	91.6	92.1	97.9	95.5	94.0	97.8	96.4	99.0	96.4	95.6	95.3	98.5

ELEMENTOS TRAZA

Ni	132	72	91	24	40	122	—	9	51	—	40	91	312	38	28
Cr	467	498	361	189	248	431	—	116	227	—	246	339	1.335	212	220
Ce	15	10	13	15	23	10	39	31	15	25	12	15	8	22	17
La	10	8	11	13	16	13	32	27	12	22	14	18	13	16	19
Zr	136	43	73	67	71	101	189	142	79	91	64	93	42	69	68
Nb	2	2	—	3	1	3	4	5	—	2.5	—	1	0.5	3	2
Y	36	19	25	20	21	34	61	41	33	39	27	32	15	21	23
Sr	134	160	207	313	201	419	67	237	215	108	169	118	77	93	412
Rb	3	10	8	21	12	1	38	17	—	23	—	—	—	4	6
Th	—	—	2	—	1	—	3	5	1	—	1	—	—	1	—
Ga	10	12	13	13	21	18	19	23	19	18	14	17	14	20	16
Ba	103	53	90	85	62	61	273	185	35	307	51	98	40	83	116

RAZONES DE ELEMENTOS

K/Rb	553	664	415	434	484	664	481	391	—	361	—	—	—	830	553
Ba/Rb	34	5	11	4	5	61	7	11	—	13	—	—	—	21	29
K/Ba	16	125	37	107	94	11	67	36	9	27	16	8	9	40	29
K/Sr	12	42	16	29	29	1.6	272	28	1	77	5	7	4	36	8
Rb/Sr	0.02	0.06	0.04	0.07	0.05	0.002	0.56	0.07	—	0.2	—	—	—	0.04	0.02

Tabla 1 (continuación)

	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
SiO ₂	47.5	48.4	48.0	56.7	47.7	50.2	47.0	45.6	42.4	46.7	50.0	48.0	50.1	43.0	42.7
TiO ₂	1.8	1.5	1.0	1.5	1.6	1.4	2.0	0.7	0.16	8.2	1.0	1.2	2.5	1.0	1.4
Al ₂ O ₃	11.7	12.0	12.8	12.4	14.0	12.0	13.9	10.5	4.8	14.7	13.3	14.0	12.7	12.7	12.6
FeO*	13.1	10.6	9.5	10.7	10.7	12.2	10.3	11.0	15.5	9.3	9.7	10.5	12.6	12.0	10.8
MnO	0.2	0.15	0.2	0.2	0.2	0.3	0.16	0.2	0.26	0.15	0.4	0.2	0.3	0.3	0.2
MgO	10.8	9.1	11.6	5.1	9.4	7.7	9.6	17.0	30.9	13.5	11.0	9.4	7.5	17.0	14.2
CaO	5.4	10.9	9.5	6.3	9.0	10.5	11.2	10.0	5.5	12.4	6.8	10.8	3.7	5.6	8.2
Na ₂ O	3.5	2.6	2.6	3.6	3.6	2.2	2.2	0.95	0.4	1.5	2.5	2.0	4.3	1.3	1.5
K ₂ O	0.1	0.3	0.7	0.2	0.2	0.3	0.06	0.7	0.01	0.03	1.6	0.4	0.5	0.3	0.2
P ₂ O ₅	0.15	0.2	0.1	0.2	0.14	0.2	0.2	0.06	0.001	0.001	0.26	0.2	0.5	0.2	0.07
Total	95.8	97.0	97.0	96.9	97.7	98.4	97.7	97.9	101.6	99.5	97.6	97.9	96.1	94.7	93.0
ELEMENTOS TRAZA															
Ni	17	21	72	2	74	21	85	247	403	184	90	36	—	113	77
Cr	55	102	938	11	312	65	284	1.031	406	891	542	193	—	450	280
Ce	21	20	14	36	17	17	23	5	6.2	8	33	16	35	18	14
La	17	17	14	26	14	70	20	12	16	11	26	17	28	20	12
Zr	108	107	60	183	106	86	157	31	6	5	83	73	178	100	87
Nb	2.3	4.6	2.6	4	1	2	7	0.7	1.3	—	6	0.4	0.9	4	2.2
Y	45	27	19	53	35	27	35	15	2	4	16	25	54	26	23
Sr	47	437	168	238	211	200	187	107	32	90	312	268	91	130	143
Rb	1	4	11	3	3	1	—	17	—	—	36	9	6	5	3
Th	—	1	—	2	1	1	2	1	—	1	5	2	2	1	—
Ga	21	18	17	18	17	16	22	11	4	11	17	18	23	15	20
Ba	75	76	202	111	60	241	74	109	16	44	572	84	133	140	69
RAZONES DE ELEMENTOS															
K/Rb	1.245	622	528	553	553	2.490	498	342	—	—	369	369	692	498	443
Ba/Rb	75	19	18	37	20	241	73	6	—	—	16	9	22	28	23
K/Ba	17	33	29	15	28	10	7	53	5	6	23	40	31	18	19
K/Sr	26	6	35	7	8	12	3	54	3	3	43	12	46	19	9
Rb/Sr	0.02	—	0.06	0.01	0.01	—	0.005	0.16	—	—	0.1	0.03	0.07	0.04	0.02

REFERENCIAS

- BLOXAM, T.W. and LEWIS, A.D. 1972. Ti, Zr and Cr in some British pillow lavas and their petrogenetic affinities. *Nature Phys. Sci.* **237**, 134-136.
- CANN, J.R. 1970. Rb, Sr, Zr and Nb in some ocean floor basaltic rocks. *Earth and Planet. Sci. Lett.* **10**, 1-11.
- DALZIEL, I.W.D. 1974. Evolution of the margins of the Scotia Sea. In: C.A. Burk y C.L. Drake, eds.: *The geology of continental margins*. 567-569, New York, Springer Verlag.
- DALZIEL, I.W.D.; DE WIT, M.F. and PALMER, K.F. 1974. Fossil marginal basin in the southern Andes. *Nature, London.* **250** (5464), 291-294.
- DALZIEL, I.W.D.; DE WIT, M.F. and RIDLEY, W.I. 1975. Structure and petrology of the Scotia Arc and the Patagonian Andes: R/V HERO cruise 75-4. *Antarct. Jnt. U.S.* **10** (6), 307-310.
- ENGEL, A.E.J.; ENGEL, C.G. and HAVEN, R.G. 1965. Chemical Characteristics of oceanic basalts and the upper mantle. *Geol. Soc. Am. Bull.* **76**, 719-734.
- ERLANK, A.J. and KABLE, E.J.D. 1976. The significance of incompatible elements in Mid-Atlantic Ridge Basalts from 45°N with particular reference to Zr/Nb. *Contrib. Mineral. Petrol.* **54**, 281-291.
- FLOYD, P.A. and WINCHESTER, J.A. 1975. Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements. *Earth and Planet. Sci. Lett.* **27**, 211-218.
- GASS, I.G.; NEARY, C.R.; PLANT, J.; ROBERTSON, A.H.F.; SIMONIAN, K.O.; SMEWING, J.D.; SPOONER, E.T.C. and WILSON, R.M.A. 1975. Comments on "The Troodos ophiolitic complex was probably formed in an island arc", by A. Miyashiro and subsequent correspondence by A. Hynes and A. Miyashiro. *Earth and Planet. Sci. Lett.* **25**, 236-238.
- HART, S.R. 1971. K, Rb, Cs, Sn and Ba contents and Sr isotope ratios of ocean floor basalts. *Phil. Trans. Roy. Soc. London.* **268**, 573-588.
- HALPERN, M. and REX, D.C. 1972. Time of folding of the Yahgan Formation and age of the Tekenika Beds, southern Chile, South America. *Bull. Geol. Soc. Am.* **83**, 1881-1886.
- KATZ, H.R. 1972. Plate tectonic and orogenic belts in the south-east Pacific. *Nature, London.* **237** (5354), 331-332.
- KATZ, H.R. 1973. Contrasts in tectonic evolution of orogenic belts in the south-east Pacific. *J.R. Soc. N.Z.* **3** (3), 333-362.
- MIYASHIRO, A. 1974. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *Am. J. Sci.* **274**, 331-355.
- MIYASHIRO, A.; SHIDO, F. and EWING, M.E. 1969. Diversity and origin of abyssal tholeiite from the Mid-Atlantic Ridge near 24° and 30° North latitude. *Contr. Miner. Petrol.* **23**, 38-52.
- MOORES, E.M. and VINE, F.J. 1971. The Troodos Massif, Cyprus, and other ophiolites as oceanic crust: evaluation and implications. *Phil. Trans. Roy. Soc. London.* **A268**, 443-466.
- PEARCE, J.A. 1975. Basalt geochemistry used to investigate post tectonic environments on Cyprus. *Tectonophysics.* **25**, 41-68.
- PEARCE, J.A. and CANN, J.R. 1971. Ophiolite origin investigated by discrimination analysis using Ti, Zr and Y. *Earth and Planet. Sci. Lett.* **12**, 339-349.
- PEARCE, J. A. and CANN, J. R. 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analysis. *Earth and Planet. Sci. Lett.* **19**, 290-300.
- PEARCE, T.H.; GORMAN, P.E. and BIRKETT, T.C. 1975. The TiO₂-K₂O-P₂O₅ diagram: a method of discriminating between oceanic and non oceanic basalts. *Earth and Planet. Sci. Lett.* **24**, 419-426.
- SMEWING, J.D.; SIMONIAN, K.O. and GASS, I.G. 1975. Metabasalts from the Troodos Massif, Cyprus: genetic implication deduced from petrography and trace element geochemistry. *Contr. Miner. Petrol.* **51**, 49-64.
- 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.
- SUÁREZ, M. 1976a. La Cordillera Patagónica: su división y relación con la Península Antártica. *Ans. Inst. Patagonia.* **7**, 105-113.
- SUÁREZ, M. 1976b. The geology of the southern Andes. Tesis de Doctorado, Univ. of Birmingham, 222 pp. Birmingham.
- 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**, 305-400.
- TARNEY, J.; SAUNDERS, A.D. and WEAVER, S.D. 1977. Geochemistry of volcanic rocks from the island arcs and marginal basin of the Scotia Arc region. *En: Vol. 1, Maurice Ewing Series, Island arcs, deep sea trenches and back arc basins.* Washington, *Am. Geophys. Un.*
- TATSUMOTO, M.; HEDGE, C.E. and ENGEL, A.E.J. 1965. Potassium, rubidium, strontium, thorium, uranium and the ratio of strontium-87 to strontium-86 in oceanic tholeiitic basalt. *Science*, **150** (886), 888.
- WEAVER, S. D.; SCEAL, J. S. C. and GIBSON, I. L. 1972. Trace-element data relevant to the origin of trachytic and pateritic lavas in the east African Rift system. *Contr. Miner. Petrol.* **36**, 181-194.