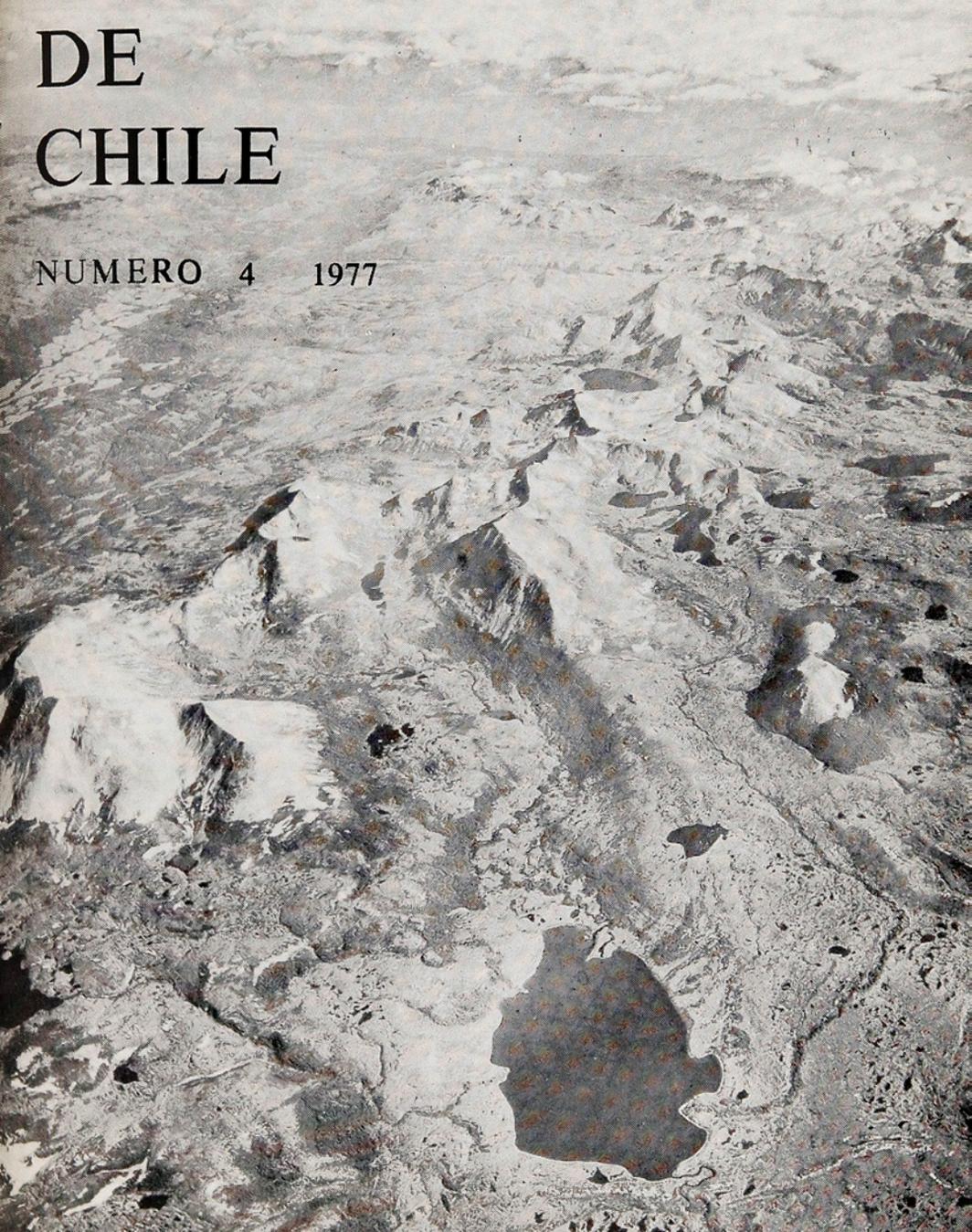


12 (433a)

REVISTA GEOLOGICA DE CHILE

NUMERO 4 1977



Editada por:

INSTITUTO DE INVESTIGACIONES GEOLOGICAS

Con el auspicio de:

SOCIEDAD GEOLOGICA DE CHILE

DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA, UNIVERSIDAD DE CHILE

DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA, UNIVERSIDAD DEL NORTE

Editor:

Vladimir Covacevich C.

Comité Editor:

José Corvalán D., U. de Chile

Reynaldo Charrier G., U. de Chile

John Davidson M., U. de Chile

Eduardo González P., ENAP

Hugo Henríquez A., IIG

Francisco Hervé A., U. de Chile

Edgard Kausel V., U. de Chile

Leopoldo López E., U. de Chile

Cedomir Marangunić D., U. de Chile

Rubén Martínez P., U. de Chile

Carlos Ruiz F., Santiago

Manuel Suárez D., IIG

Enrique Tidy F., CODELCO

Alvaro Tobar B., CODELCO

Mario Vergara M., U. de Chile

REVISTA GEOLOGICA DE CHILE - Número 4

© Instituto de Investigaciones Geológicas, 1977. Inscripción N° 47950. Impreso en los talleres de Editorial Universitaria, Santiago Chile.

Instituto de Investigaciones Geológicas: Agustinas 785, 6° piso. Casilla 10465. Santiago Chile.
Luis Kaiser Schmidt, Director Ejecutivo.

REVISTA GEOLOGICA DE CHILE

NUMERO 4 1977

INSTITUTO DE INVESTIGACIONES GEOLOGICAS

INDICE

Aspectos geoquímicos del Complejo ofiolítico Tortuga en la Cordillera Patagónica del Sur, Chile. <i>M. Suárez</i>	3 - 14
Notas geoquímicas preliminares del batolito patagónico al sur de Tierra del Fuego, Chile. <i>M. Suárez</i>	15 - 33
Antecedentes geocronológicos de rocas intrusivas y volcánicas en la cordillera de los Andes comprendida entre la sierra Moreno y el río Loa y los 21° y 22° Lat. Sur, II Región, Chile. <i>C. Huete; V. Maksaeu; R. Moscoso; C. Ulriksen y H. Vergara</i>	35 - 41
Geología del área de emplazamiento de los depósitos de cuarzo Olla Blanca, provincia de Cachapoal. <i>F. Camus</i>	43 - 54

Portada: Parte central de Isla Navarino, Magallanes, Chile (XII Región).

Se observan rocas de la Formación Yaghan (Jurásico Superior - Cretácico Inferior) intruidas por stocks graníticos y filones doleríticos. Trimetrogon, 506.L.136, vista hacia el norte.

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 volcánicas (Formación Yahgan) que sobreyacen al complejo máfico son comparables geoquímicamente a el 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.

EVOLUCION ESQUEMATICA DE LA REGION SUR-OCCIDENTAL DE GONDWANA
(DIAGRAMAS NO A ESCALA)

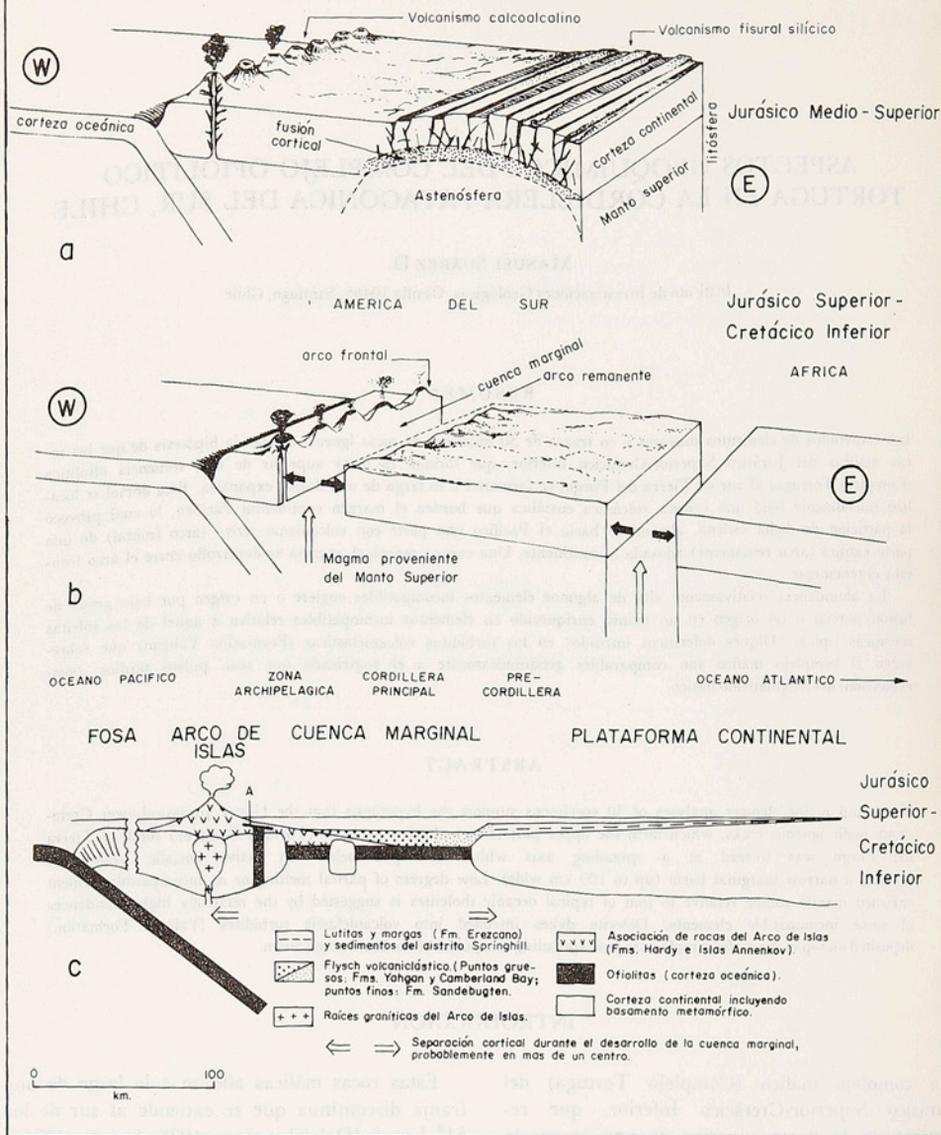


Fig. 1. Evolución esquemática de la región sur-occidental de Gondwana (según Suárez, en preparación).

- 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.
- 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.

- 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 volcánoclasticas 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

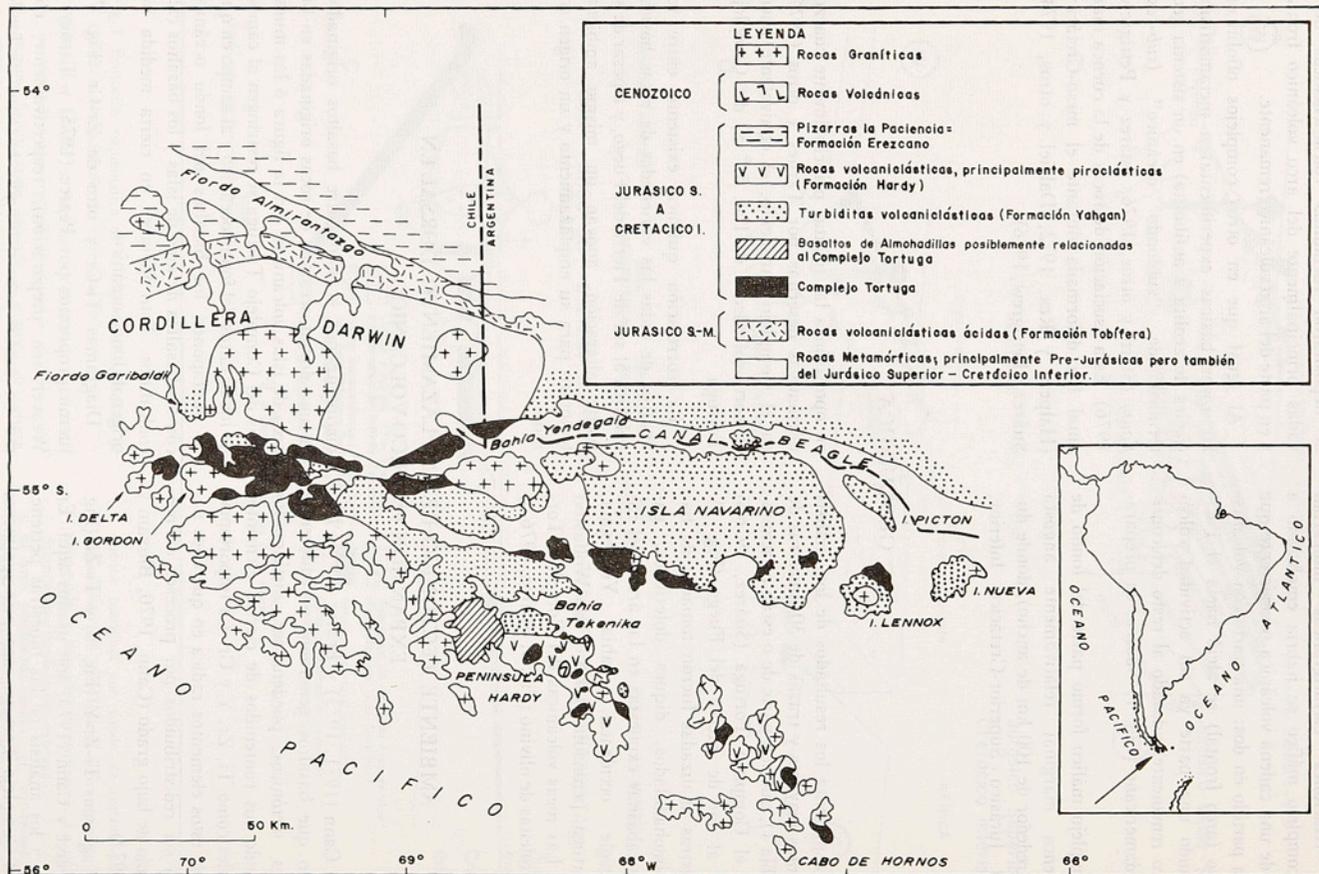


Fig. 2. Mapa geológico simplificado del área entre Tierra del Fuego y Cabo de Hornos, Andes del Sur, Chile (según Suárez y Pettigrew, 1976, Fig. 3).

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 discriminitorios 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 discriminitorios 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-espinela 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

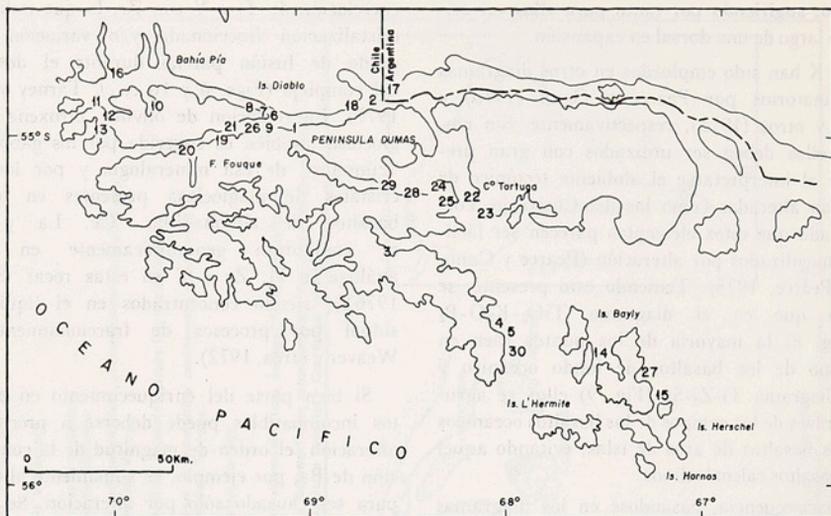


Fig. 3. Mapa de ubicación de las muestras de rocas analizadas.

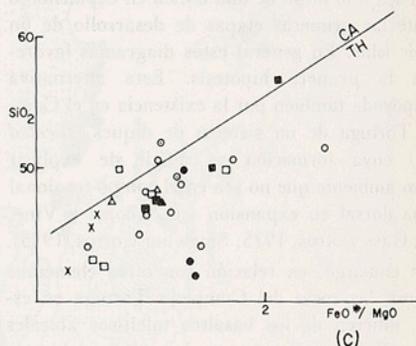
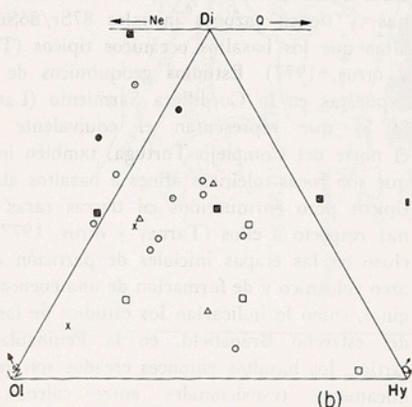
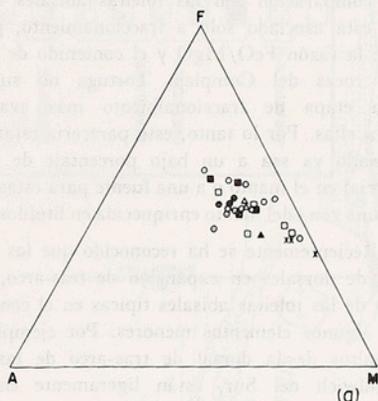


Fig. 4. Diagramas para rocas del Complejo Tortuga.

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 calcoalcalinos (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).

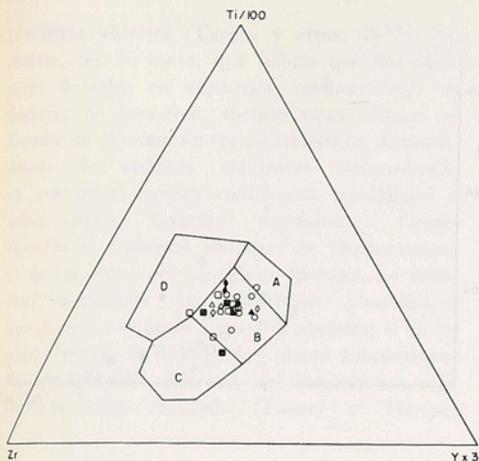


Fig. 5. Muestras del Complejo Tortuga ploteadas en el diagrama Ti-Zr-Y de Pearce y Cann (1973). Basaltos de fondo oceánico plotean en el campo B, basaltos de arco de islas en los campos A y B, basaltos calcoalcalinos en campos B y C y basaltos de intraplaca en campo D. Símbolos como en Fig. 4.

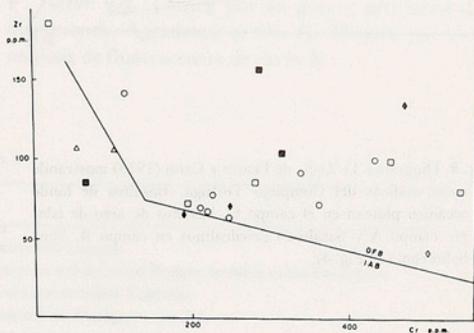
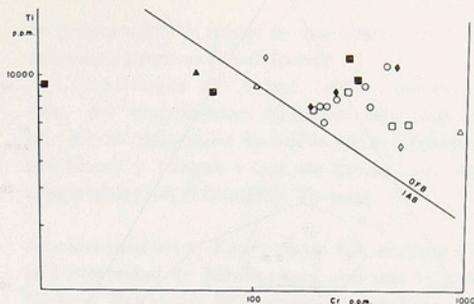


Fig. 7. Muestras de rocas máficas del Complejo Tortuga ploteadas en el diagrama Ti-Cr de Pearce (1975) y en el diagrama Zr-Cr de Tarney y Weaver (en preparación). OFB campo de los basaltos de fondo oceánico, IAB campo de los basaltos de arco de islas. Símbolos como en Fig. 4).

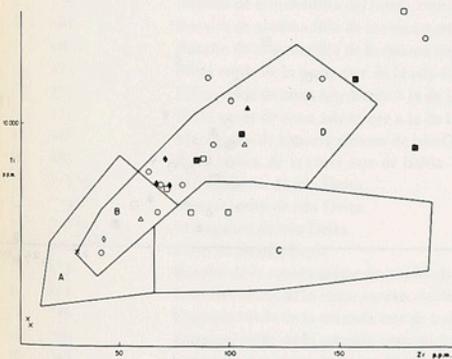


Fig. 6. Diagrama Ti - Zr para rocas máficas del Complejo Tortuga. Basaltos de fondo oceánico plotean en los campos D y B, basaltos de arco de islas en los campos A y B y basaltos calcoalcalinos en los campos C y B (Pearce y Cann, 1973). Símbolos como en Fig. 4)

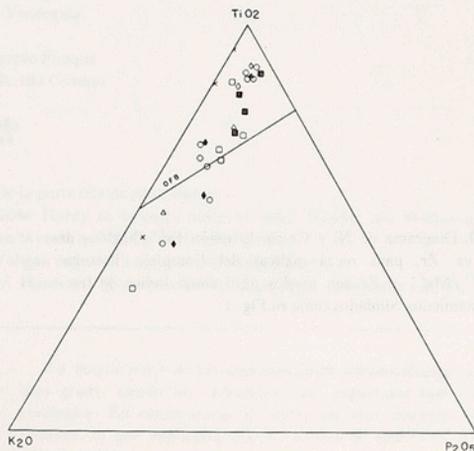


Fig. 8. Diagrama $TiO_2-K_2O-P_2O_5$ para rocas máficas del Complejo Tortuga. Basaltos de fondo oceánico plotean en el campo OFB (Pearce y otros, 1975). Símbolos como en Fig. 4.

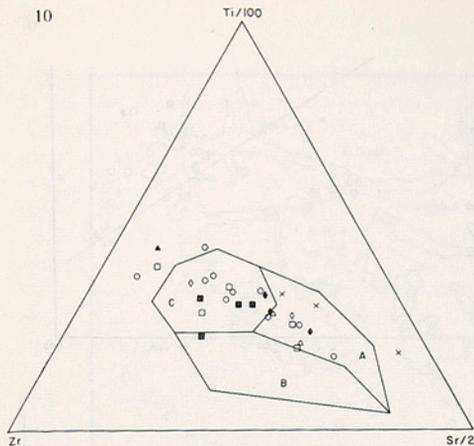


Fig. 9. Diagrama Ti-Zr-Sr de Pearce y Cann (1973) mostrando rocas máficas del Complejo Tortuga. Basaltos de fondo oceánico plotean en el campo C, basaltos de arco de islas en campo A y basaltos alcalocalinos en campo B. Símbolos como en Fig. 4).

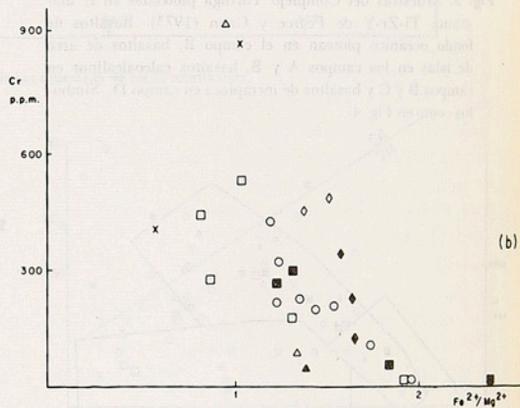
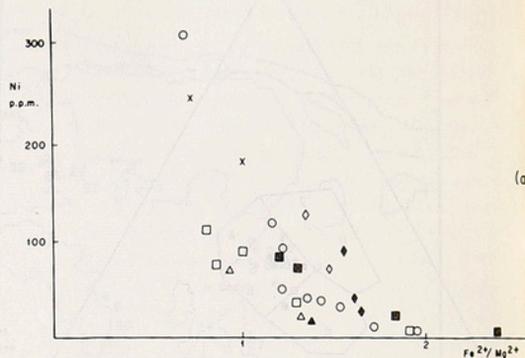
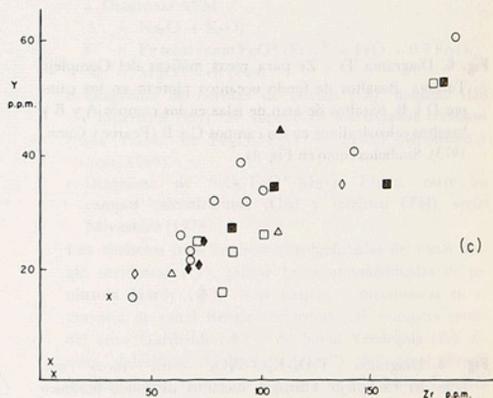


Fig. 10. Diagrama de Ni y Cr vs. la razón Fe^{2+}/Mg^{2+} y de Y vs. Zr, para rocas máficas del Complejo Tortuga. Fe^{2+}/Mg^{2+} y Zr son usados aquí como índice de fraccionamiento. Símbolos como en Fig. 4.



y toleitas abisales (Tarney y otros, 1977). Pa-recería, por lo tanto, que habría que distinguir entre dorsales en expansión mesoocénicas 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 (ensíalicas) o sobre corteza oceánica (ensimáticas). Consi-derando el ambiente tectónico de emplazamiento de las rocas del Complejo Tortuga, no debe-rían 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 postexpan-sión, del magmatismo ofiolítico, está sugerida por diques doleríticos intruidos en las formacio-nes 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 1

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	Comeana dolerítica de bahía Penhoat.
20. 297	Comeana dolerítica de la costa noreste de fiordo Fouque.
21. 398	Dolerita de la entrada este de bahía Fleurais, isla Gordon.
22. 204-1	Dolerita empazada 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 ma-yores en % en peso. Las muestras fueron analizadas por espec-trometría de fluorescencia de rayos X en la Universidad de Birmingham (espectrómetro Philips PW1 450).

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

La mayor parte de las muestras están metamorfizadas en bajo grado, siendo los carbonatos una importante fase mi-neralógica. En consecuencia se infiere un alto contenido en volátiles, lo que explicaría que los totales de elementos ma-yores 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

	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. Jnl. 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 pantelleritic lavas in the east African Rift system. *Contr. Miner. Petrol.* **36**, 181-194.

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 provisorios 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 subscurrída.

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 granat 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

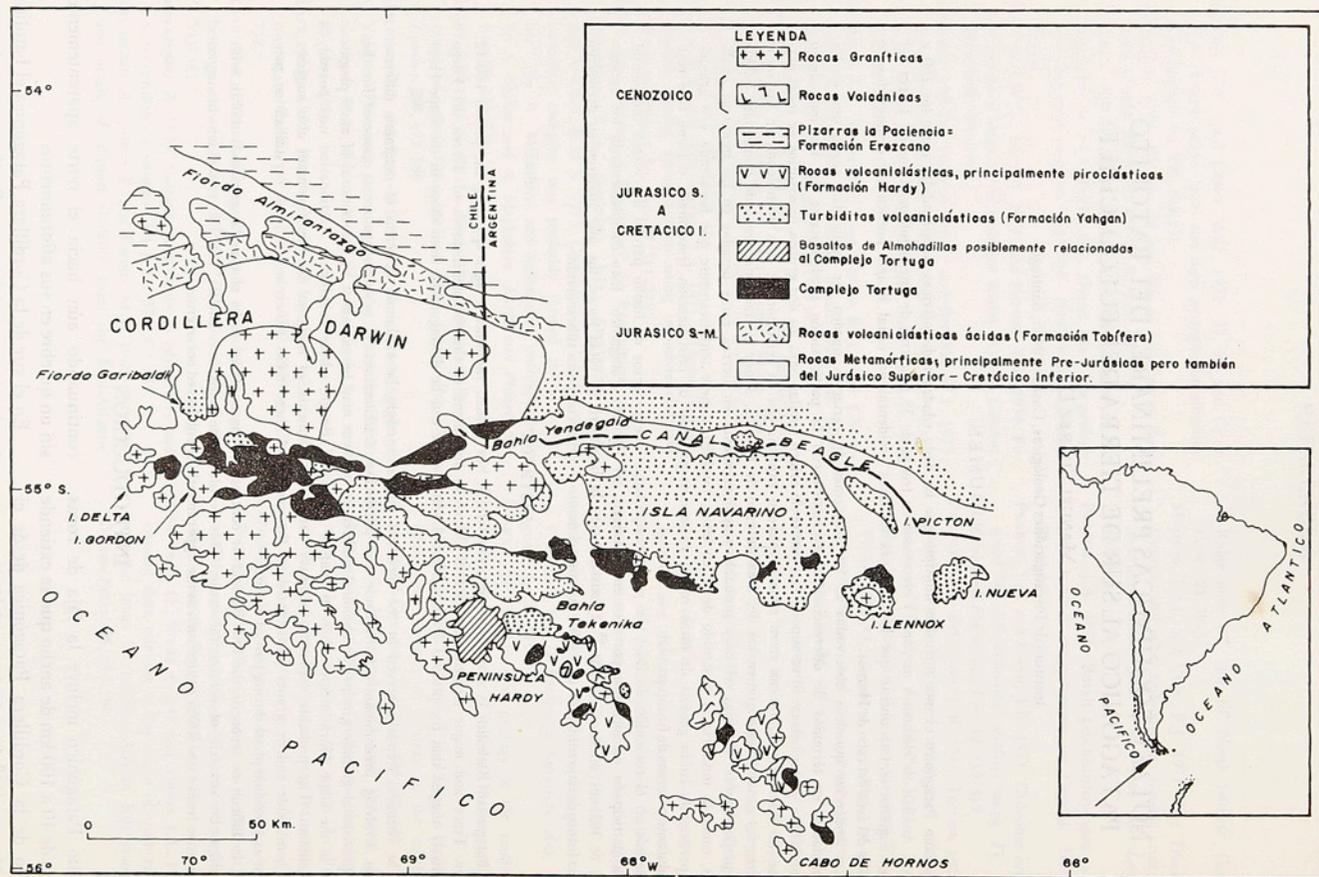


Fig. 1. Mapa geológico simplificado del área entre Tierra del Fuego y el cabo de Hornos, Cordillera Patagónica del Sur (según Suárez, 1976a; Suárez y Pettigrew, 1976, Fig. 3).

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. Muniñaga, 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 volcánicoclásticas (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

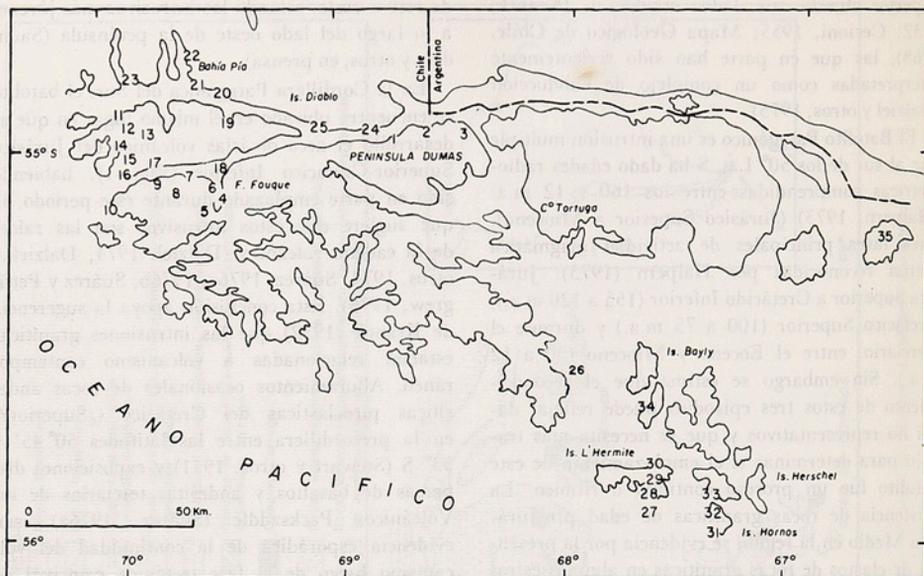


Fig. 2. Mapa de ubicación de las muestras de rocas graníticas analizadas al sur de Tierra del Fuego.

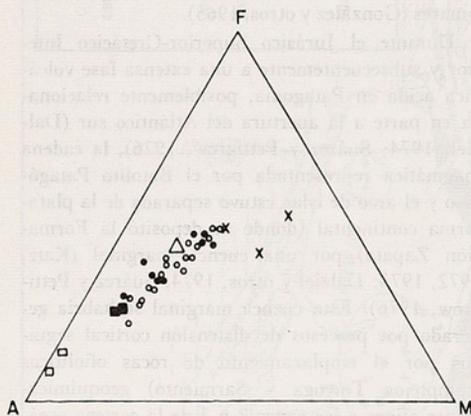


Fig. 3. Diagrama AFM para rocas del Batolito Patagónico. $A = \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, $F = \text{FeO} + 0,9 \text{Fe}_2\text{O}_3$, $M = \text{MgO}$ (porcentaje en peso). Los símbolos son: (x) dioritas de mezcla del canal Beagle occidental, (o) tonalitas, granodioritas y algunas cuarzo-monzodioritas del canal Beagle occidental, (●) tonalitas y granodioritas del área del cabo de Hornos, (□) granito de bahía Pía (pre-tectónico), (■) granito pre-tectónico de muscovita de la costa norte del canal Beagle, entre isla Diabolo y bahía Yendegaia, (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 ($ID = \%$ en peso de cuarzo-albita-ortoclasa-nefelina-leucita-kalsita).

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.

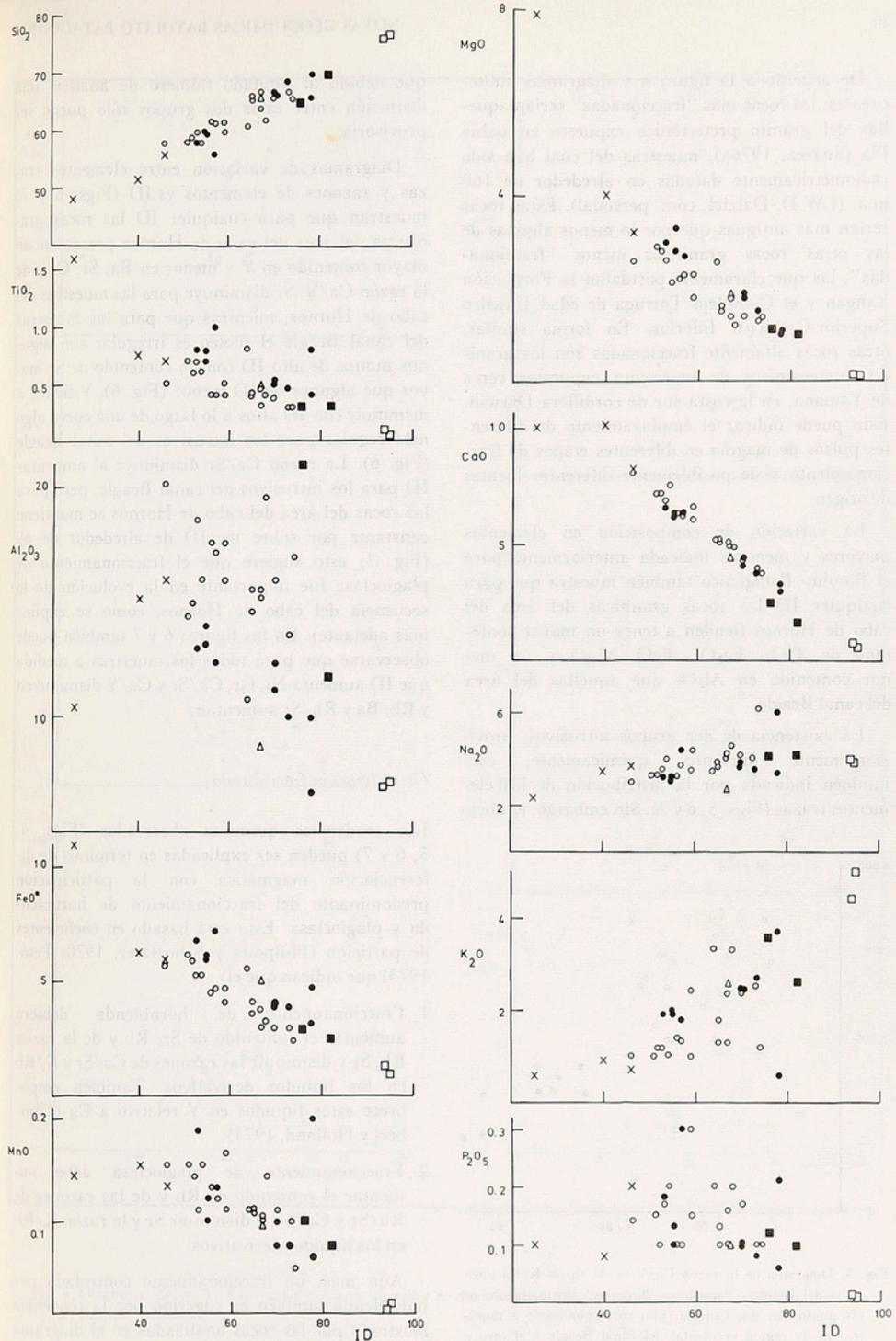


Fig. 4. Diagramas de los óxidos mayores (porcentaje en peso) vs. el índice de diferenciación (ID) de Thornton-Tuttle (1960) de rocas del Batolito Patagónico.

De acuerdo a la figura 4 y diagramas subsecuentes, las rocas más "fraccionadas" serían aquellas del granito pretectónico expuesto en bahía Pía (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

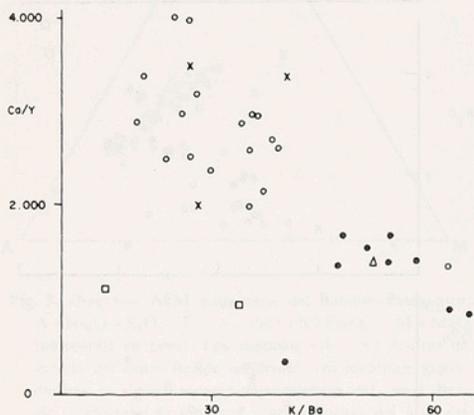


Fig. 5. Diagrama de la razón Ca/Y vs. la razón K/Ba para rocas del Batolito Patagónico. Nótese el agrupamiento de los puntos en dos campos, uno correspondiente a muestras de la región occidental del canal Beagle y el otro a muestras de la zona del cabo de Hornos.

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 derivativos. 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 derivativos.

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).

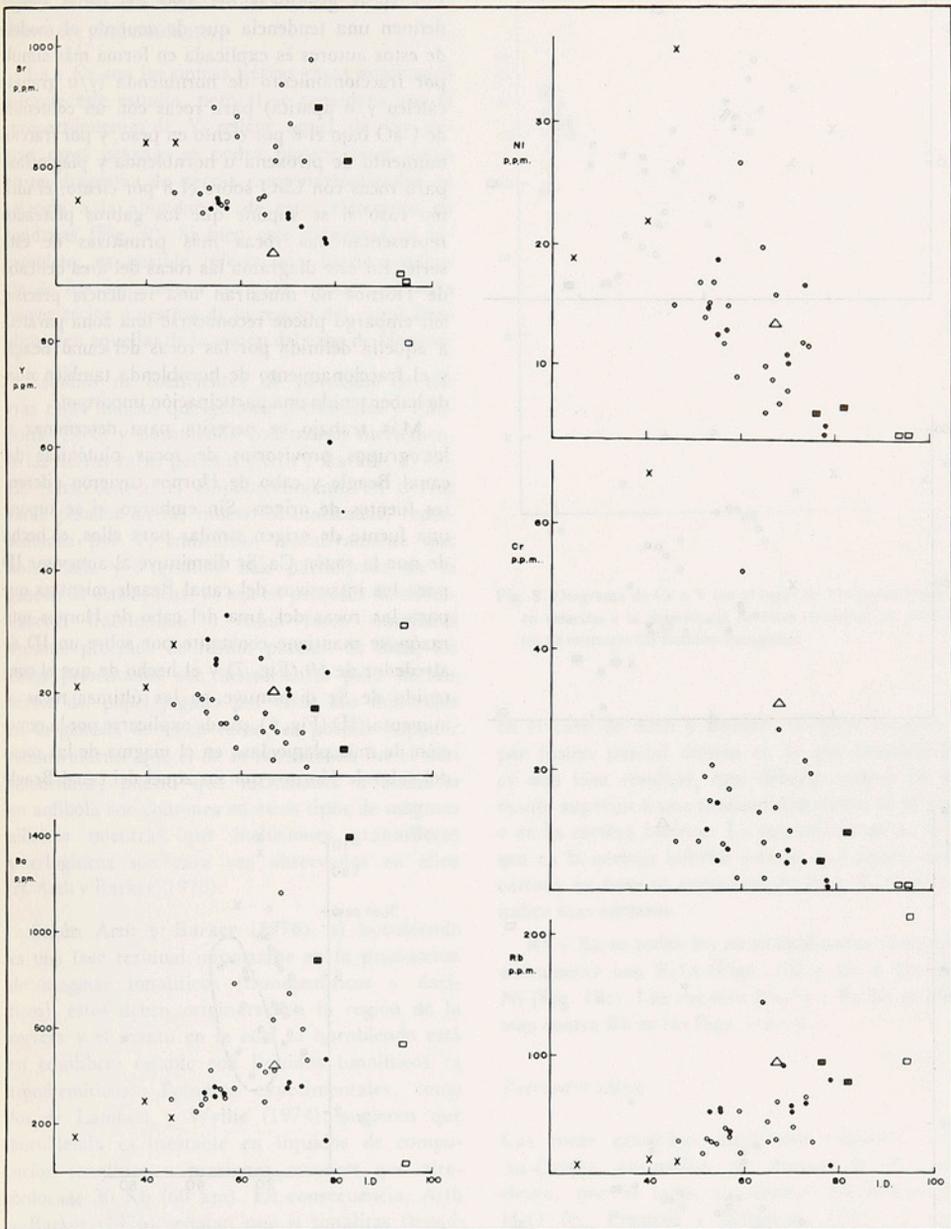


Fig. 6. Diagramas de Sr, Y, Ba, Ni, Cr y Rb vs. el índice de diferenciación (ID) de Thornton-Tuttle (1960) para rocas del Batolito Patagónico.

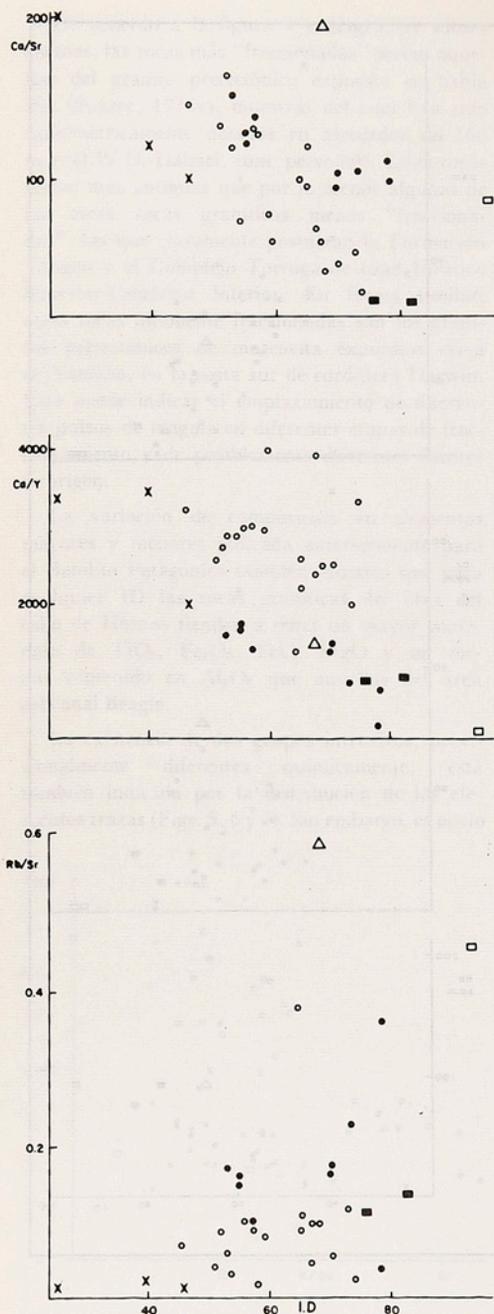


Fig. 7. Diagrama de las razones Ca/Sr, Ca/Y y Rb/Sr vs. el índice de diferenciación (ID) de Thornton-Tuttle (1960) para rocas del Batolito Patagónico.

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.

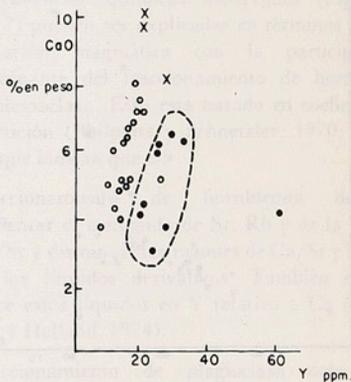


Fig. 8. Contenido de CaO e Y en rocas del Batolito Patagónico. Nótese el agrupamiento de puntos en dos campos: con bajo contenido de Y para las muestras del área del canal Beagle relativo a las muestras del área del cabo de Hornos. Obsérvese la tendencia a un tipo J (relativo al estándar de Lambert y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

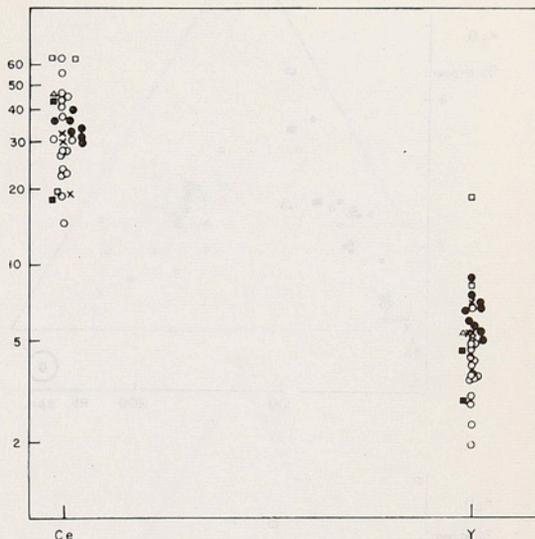


Fig. 9. Diagrama de Ce e Y (en el lugar de Yb) normalizados en relación a la abundancia de estos elementos en condritas de muestras del Batolito Patagónico.

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

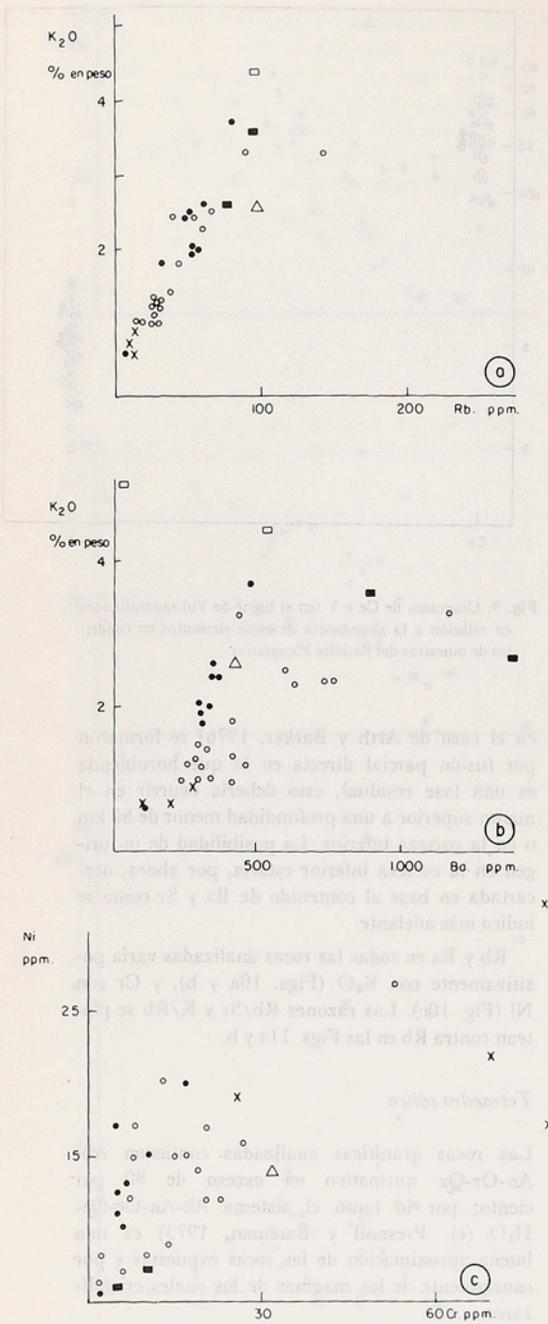


Fig. 10. Diagramas de K_2O vs. Rb, K_2O vs. Ba y Ni vs. Cr. para rocas del Batolito Patagónico.

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

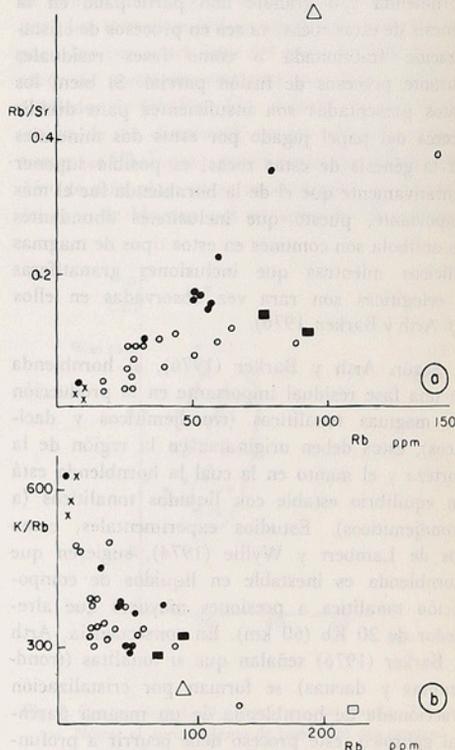


Fig. 11. Diagramas de la razón Rb/Sr (a) y de la razón K/Rb (b) vs. Rb en rocas del Batolito Patagónico.

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

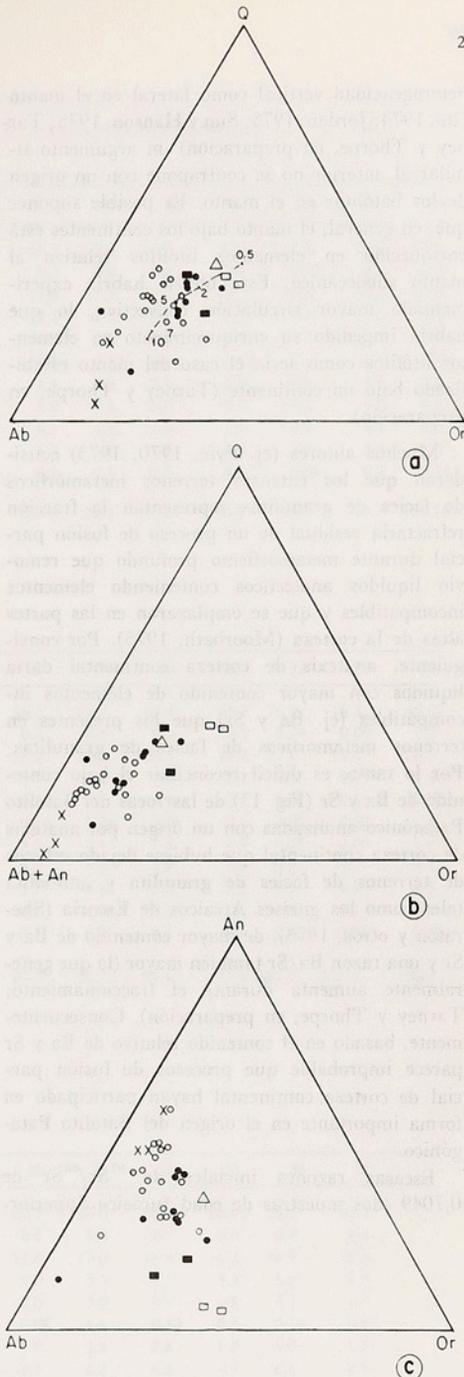


Fig. 12 Diagramas de cuarzo normativo (Q), ortoclasa (Or), Albita (Ab) y anortita (An) para rocas del Batolito Patagónico. Se indican las posiciones del mínimo ternario a 0,5, 2,7 y 10 kb. de presión de agua (Tuttle y Bowen, 1958; Luth y otros, 1964).

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 anatéticos 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-

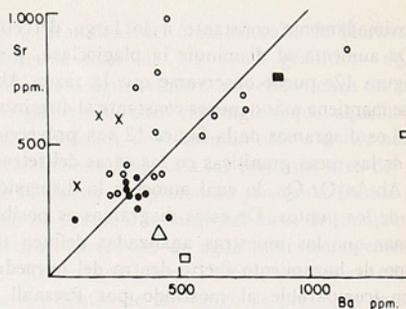


Fig. 13. Contenido de Ba y Sr en rocas de Batolito Patagónico.

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 suboccurrida.

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
ANALISIS QUIMICOS DE ROCAS DEL BATOLITO PATAGONICO

	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	

- 225 Granodiorita (península Dumas)
- 219 Granodiorita (península Dumas)
- 212 Melagranodiorita (península Dumas)
- 280 Tonalita (fiordo Fouque)
- 291 Tonalita (fiordo Fouque)
- 293 Tonalita (fiordo Fouque)
- 301 Tonalita (fiordo al oeste de fiordo Fouque)
- 304 Cuarzo-Monzodiorita (fiordo al oeste de fiordo Fouque)
- 312 Tonalita (noroeste de isla Hoste)
- 321 Diorita híbrida (bahía Rafagales)
- 332 Granodiorita (noroeste de isla Gordon)
- 335 Tonalita (isla Gordon, costa oeste)
- 336 Tonalita (isla Gordon, costa oeste)
- 347 Tonalita (isla Gordon, costa oeste)
- 353 Tonalita (isla Gordon, costa oeste)
- 356 Diorita (isla Gordon, costa oeste)
- 364 Granodiorita (isla Gordon, costa suroeste)
- 277 Tonalita híbrida? (isla Hoste, costa norte)
- 458 Tonalita (bahía Romanche)
- 790 Tonalita (costa sur de la cordillera Darwin)
- 792 Granito Gneissico (costa sur de la cordillera Darwin)
- 800 Granito (pretectónico, bahía Pia)
- 808 Dique Granítico pretectónico (bahía al oeste de bahía Pia)
- 764 Granodiorita milonítica de muscovita (costa norte de canal de Beagle, al este de isla Diablo)
- 768 Granodiorita milonítica de muscovita (costa norte de canal de Beagle, al este de isla Diablo)
- 677 Cuarzo diorita (bahía Oración)
- 612 Granito (isla L'Hermite)
- 607 Tonalita (bahía San Martín, isla L'Hermite)
- 618 Granodiorita (isla L'Hermite)
- 619 Granodiorita (isla L'Hermite)
- 625 Melagranodiorita granofórica (isla Hornos)
- 626 Granodiorita (isla Hornos)
- 7/614 Granodiorita (isla Herschel)
- 7/668 Tonalita (isla Bayly)
- 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 Newall, 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. Minerales*, **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. Minerales*, **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.
- KRANCK, 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 anorthositic 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 — CaAl₂Si₂O₈ — 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. Instn. 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 rockforming 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 an 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 de 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. I 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**.

II CONGRESO GEOLOGICO CHILENO

1ª Circular - Arica, agosto 1979

El II Congreso Geológico Chileno se realizará en la ciudad de Arica entre los días 6 y 11 de agosto de 1979, organizado por el Instituto de Investigaciones Geológicas. Estará dedicado a la memoria del profesor Ing. Jorge Muñoz Cristi, ex Director del Instituto de Geología de la Universidad de Chile y pionero de las investigaciones geológicas en el país. El Comité Organizador está integrado por los señores: Raúl Salas O., Carlos Huete L., Manuel Suárez D., Hugo Henríquez A. y Vladimir Covacevich C. La sede oficial del Congreso corresponde al Instituto de Investigaciones Geológicas, Sede Arica.

PARTICIPACION E INSCRIPCION

Podrán participar en este Congreso todas las personas vinculadas con las Ciencias de la Tierra que lo deseen y que cancelen la cuota de inscripción. Ello dará derecho a la recepción de las Actas del Congreso. Esta cuota es de US\$ 30, o su equivalente en m/n, para los participantes nacionales y extranjeros, y de US\$ 10, o su equivalente en m/n, para los estudiantes.

TEMARIO E IDIOMAS

El II Congreso Geológico Chileno estará abierto a todos los temas en las ciencias de la Tierra. Los trabajos que presenten los autores locales deberán estar redactados de preferencia en castellano. Los autores extranjeros podrán presentar sus contribuciones en inglés o portugués. No habrá traducción simultánea. Los trabajos de autores ausentes no serán leídos en las sesiones pero serán incluidos en las actas.

NORMAS PARA LA PRESENTACION DE LOS TRABAJOS AL CONGRESO

1. Los trabajos deberán ser originales e inéditos, considerándose también como tales los informes de circulación interna en instituciones y empresas públicas o privadas. No se aceptarán contribuciones que presenten meras descripciones o cuyo contenido no represente un significativo aporte al conocimiento científico o técnico.
2. Los artículos, incluyendo el resumen en castellano e inglés, no podrán exceder de 20 páginas tamaño carta (27 x 21 cm), incluyendo las figuras, escritos a máquina con espacio simple. El título, nombre de los autores y su precedencia deberán colocarse en la primera página del texto (no en página aparte).
3. El texto en cada página deberá estar contenido en una caja (superficie) de 15,5 x 22 cm.
4. Las figuras podrán presentarse en papel corriente o transparente y deberán dibujarse con tinta negra, cumpliéndose además con el formato carta y una calidad apropiada. La leyenda y explicaciones deberán estar contenidas en ese espacio. Se imprimirán únicamente fotografías de buena calidad.
5. Los artículos deberán ajustarse a las normas generales de publicaciones internacionales aceptadas (véase *Revista Geológica de Chile*).
6. Los autores deberán entregar el artículo compaginado, con las figuras ubicadas en su lugar correspondiente. Este orden se mantendrá en la publicación.
7. Los autores de los artículos deberán ser miembros del Congreso. Recibirán 20 separatas de su trabajo sin costo adicional.
8. El Comité Editorial se reserva el derecho de rechazar o devolver a los autores para su revisión los manuscritos que no se ajusten a las condiciones estipuladas. Todo trabajo aceptado por este comité será publicado en las actas.

FECHAS DE PRESENTACION

La fecha de recepción de los Resúmenes ha sido fijada para el 30 de marzo de 1979, y la de los Manuscritos, el 15 de mayo de 1979.

CORRESPONDENCIA

Secretaría, II Congreso Geológico Chileno, Instituto de Investigaciones Geológicas, Casilla 10465, Santiago de Chile.

ANTECEDENTES GEOCRONOLOGICOS DE ROCAS INTRUSIVAS Y VOLCANICAS EN LA CORDILLERA DE LOS ANDES COMPRENDIDA ENTRE LA SIERRA MORENO Y EL RIO LOA, Y LOS 21° y 22° LAT. SUR, II REGION, CHILE

C. HUETE, V. MAKSAEV, R. MOSCOSO, C. ULRIKSEN, H. VERGARA.

Instituto de Investigaciones Geológicas. Casilla 10465. Santiago, Chile.

RESUMEN

Como resultado de un programa de exploración minera en la cordillera de los Andes del norte de Chile entre los 21° y 22° Lat. Sur se colectaron 27 muestras para ser datadas por el método K/Ar. Estos resultados unidos a similares obtenidos por otros autores, permiten distinguir varios ciclos intrusivos y volcánicos en el área.

La actividad intrusiva está documentada en el Paleozoico (Ordovícico-Silúrico, Carbonífero y Pérmico), en el meso-Cretácico, en el límite Cretácico-Terciario y en el Terciario inferior. Durante el Oligoceno se reconocen fases de alteración y mineralización cuprífera de importancia.

El volcanismo andesítico aparece bien desarrollado en el Cretácico inferior y en el Eoceno. El volcanismo ácido se iniciaría en el meso-Cretácico con rocas subvolcánicas, para ser claramente efusivo en el Oligoceno y principalmente en el Mioceno Superior.

La distribución de los intrusivos y de las rocas volcánicas sugiere más bien una superposición en el tiempo, que una zonación o migración de la actividad magmática para esta zona.

ABSTRACT

As a result of a mineral exploration program in the Northern Chilean Andes between 21° and 22° Lat. S., 27 samples were collected for K/Ar dating. These results and those obtained from other works permit to distinguish several intrusive and volcanic cycles in this area.

Intrusive activity appears during the Paleozoic (Ordovician-Silurian, Carboniferous and Permian), mid-Cretaceous, the Cretaceous-Tertiary boundary and Lower Tertiary. During the Oligocene hydrothermal alteration and mineralization of importance occurred.

Andesitic volcanism is well developed in the Lower Cretaceous and in the Eocene. Acid volcanism which would have started in the mid-Cretaceous with hypabissal rocks is clearly effusive in the Oligocene but mainly in the Upper Miocene.

Intrusive and volcanic rock distributions suggest a superposition in time rather than a migration or zonation of the magmatic activity in this area.

INTRODUCCION

Como parte de un programa de exploración de yacimientos tipo cobre porfídico, realizado en conjunto por el Instituto de Investigaciones Geológicas (IG) y la Metal Mining Agency (MMAJ) de Japón, en una franja de la cordillera andina entre los yacimientos de El Abra y Quebrada Blanca,

se colectaron 27 muestras para ser datadas por el método potasio-argón (K/Ar).

Estas dataciones fueron necesarias debido a que en la zona afloran gran cantidad de rocas intrusivas y volcánicas a las que era difícil asignar una edad determinada. Los únicos antecedentes

publicados sobre esta región corresponden al Mapa Geológico de Chile 1:1.000.000 (UG, 1968).

Aunque en este trabajo sólo se discute la actividad ígnea, creemos que los resultados

obtenidos, unidos a los aportados por otros autores, serán de utilidad para correlacionar etapas tectónicas, magmáticas y metalogénicas con otros sectores de la cuenca andina.

PROCEDIMIENTOS ANALITICOS

Las muestras fueron analizadas por el método K/Ar en el Centro de Pesquisas Geocronológicas de la Universidad de São Paulo (23) y en el Instituto de Geofísica de la Universidad de Tokio (4).

En São Paulo se analizaron de acuerdo al método descrito en detalle por Amaral y otros (1966). Entre 0,2 y 5 gr de concentrado de mineral o de la roca total se funden por inducción en un horno de alto vacío, para extraer el argón. Se empleó Ar³⁸ como trazador. La determinación de Ar se hizo utilizando un espectrómetro de masa tipo Reynolds y la determinación de K por absorción atómica. Las constantes empleadas fueron:

$$\begin{aligned}\lambda_{\text{Total}} &= 0.539 \times 10^{-9} \text{ años}^{-1} \\ \lambda_{\text{e}} &= 0.585 \times 10^{-10} \text{ años}^{-1} \\ 40_{\text{K/K}} &= 0.0119 \text{ atom \%}\end{aligned}$$

En la Universidad de Tokio se analizaron por un método similar cuatro muestras, en roca total, usando las siguientes constantes:

$$\begin{aligned}\lambda_{\text{Total}} &= 0.548 \times 10^{-9} \text{ años}^{-1} \\ \lambda_{\text{K}} &= 0.575 \times 10^{-10} \text{ años}^{-1} \\ 40_{\text{K/K}} &= 0.0118 \text{ atom \%}\end{aligned}$$

La diferencia en las constantes empleadas no incide mayormente en el rango de edades obtenidas. Para asignar las edades se usó la Geological Society Phanerozoic time-scale (1964).

RESULTADOS

Los resultados obtenidos se indican en la tabla 1 y la geología simplificada del área para las rocas intrusivas y volcánicas, con la ubicación y edad de las muestras, se entrega en la figura 1.

La distribución de las rocas y sus edades potasio-argón permiten separar diversos ciclos intrusivos y volcánicos que se describen a continuación.

Cronología de ciclos intrusivos

Paleozoico. Los intrusivos paleozoicos tienen gran distribución areal y constituyen junto a las rocas metamórficas, a las que intruyen en parte, el basamento del área. Corresponden a granitoides en los que predominan los granitos de muscovita y las granodioritas. Las edades K/Ar indican tres rangos: Ordovícico-Silúrico, Carbonífero y Pérmico, que podrían corresponder a distintos ciclos intrusivos. Sin embargo, no fue posible separar en terreno las rocas pertenecientes a cada ciclo.

En un granito de muscovita que intruye a esquistos y gneisses en el extremo norte del área

se obtuvo una edad de 431 ± 10 m.a. (N° 27) lo que indica una edad Ordovícico Superior-Silúrico Inferior. Esta edad es la más antigua obtenida en Chile por el método K/Ar. Granitos ordovícicos se han datado por el método Pb/ α , al sur de esta área, en Monturaqui (487 ± 50 m.a. y Aguada el Leoncito (467 ± 50 m. a.) (UG, 1972).

Cuatro muestras tienen edades que fluctúan entre 318 y 287 m. a. (N° 2, 14, 16, 22), este último valor en roca total. Estos resultados indican actividad intrusiva en el Carbonífero. Una muestra de esquistos micáceos aparentemente intruido por estos granitoides, fue datado en 292 ± 17 m. a. (N° 26), lo que evidenciaría un evento térmico asociado a los intrusivos en el Carbonífero Superior.

Por otra parte resultados de 5 muestras indican edades correspondientes al Pérmico entre 272 y 232 m. a. (N° 3, 13, 15, 18, 25). Las biotitas en las muestras N° 13, 15, 18 están parcialmente alteradas a clorita por lo que podrían interpretarse como edades mínimas.

La muestra N° 8, correspondiente a un granitoide fuertemente alterado, con cuarzo y serici-

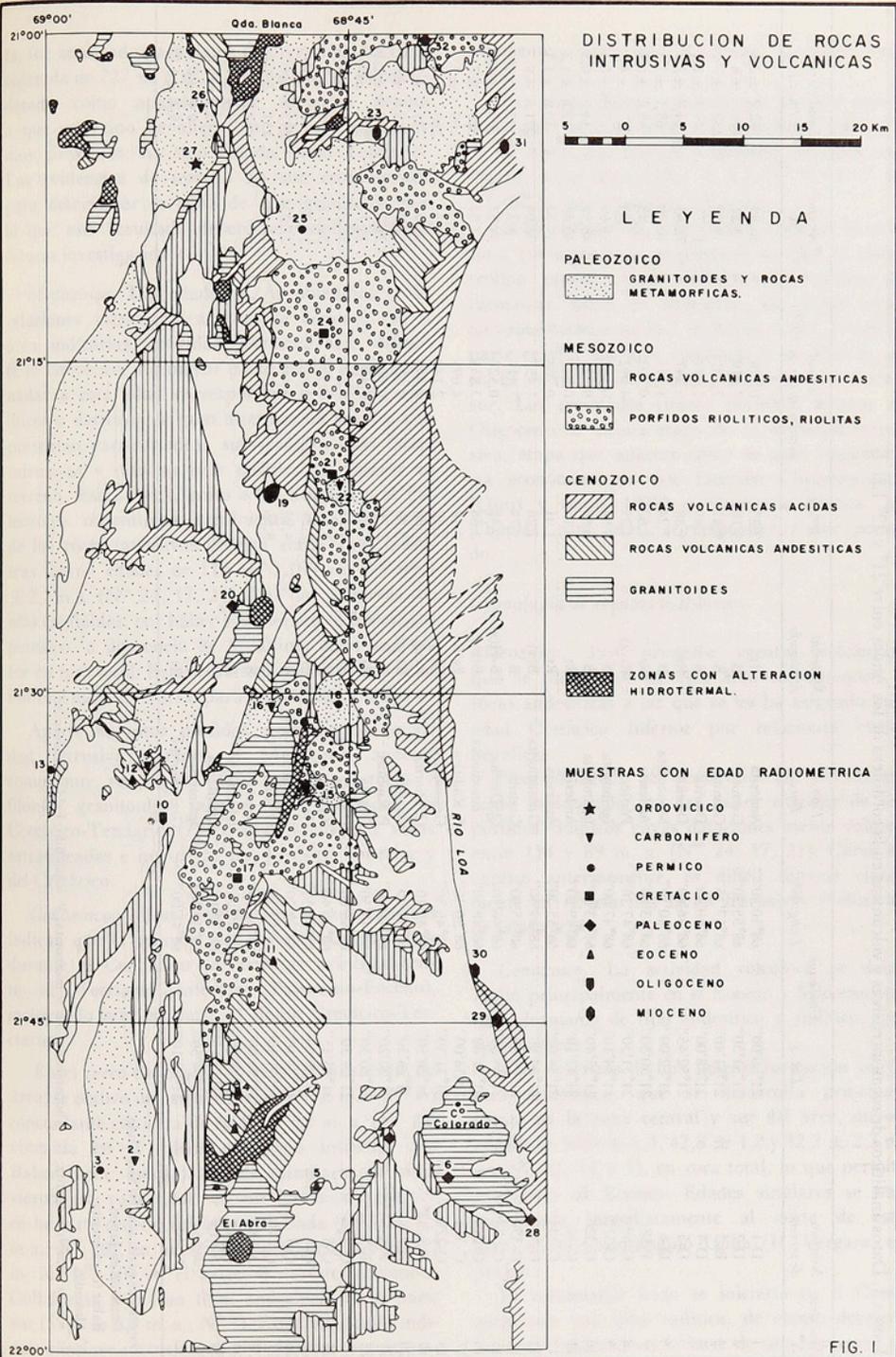


TABLA 1. Datos analíticos de rocas intrusivas y volcánicas en la cordillera de los Andes entre 21° y 22° Lat. S.

Muestra N°	Número de terreno	Ubicación		Tipo de Roca	Material Analizado	K%	⁴⁰ Ar rad (cm ³ xstp/gr × 10 ⁻⁵)	⁴⁰ Ar atm %	Edad y error (m.a.)
		Lat. S.	Long. W.						
1	D-1	21°50'00"	68°50'40"	Andesita	Rt	2,23	0,378	56,99	42,2 ±2,3
2	D-2	21°51'30"	68°55'30"	Granito	B	5,78	7,619	3,21	305 ±8
3	D-3	21°51'40"	68°57'15"	Granito	B	7,47	7,331	9,89	232 ±7
4	D-4	21°48'00"	68°50'30"	Diorita	B	5,49	1,089	17,75	49,1 ±1,2
5	D-5	21°52'45"	68°46'40"	Diorita	Rt	1,38	0,247	72,83	44,7 ±2,5
6	D-6	21°52'00"	68°40'10"	Monzonita	B	7,24	1,911	10,29	65,1 ±1,8
7	P-18	21°50'30"	68°43'00"	Andesita	Rt	1,62	0,302	77,43	55,6 ±6,9
8	C-89	21°31'30"	68°47'10"	Pórfido	Rt(x)	4,25	4,092	4,03	227 ±8
9	C-372	21°34'10"	68°47'00"	Ignimbrita	B	5,52	0,162	51,69	7,34 ±0,37
10	C-326	21°35'40"	68°53'50"	Ignimbrita	B	6,68	0,933	48,59	34,7 ±0,8
11	C-36	21°42'10"	68°49'00"	Andesita	Rt	3,15	0,543	40,88	42,8 ±1,2
12	C-331	21°34'00"	68°55'30"	Andesita	Rt	1,01	0,208	55,54	50,6 ±1,3
13	C-330	21°34'00"	68°59'30"	Granodiorita	B(x)	1,26	1,457	26,04	271 ±8
14	C-350	21°33'20"	68°55'00"	Granito	B	5,79	7,411	3,3	297 ±10
15	C-373	21°34'20"	68°46'40"	Q. Diorita	B-H(x)	0,45	0,527	54,77	272 ±23
16	C-224	21°21'30"	68°48'50"	Granodiorita	B(x)	2,88	3,833	7,04	318 ±7
17	C-334	21°38'00"	68°50'40"	P. Riolítico	Feld.	9,18	4,095	21,01	109 ±2
18	C-228	21°31'30"	68°45'30"	Granodiorita	B(x)	1,92	2,142	8,51	260 ±4
19	11S-B3*	21°20'50"	68°49'40"	Q. Diorita	R(x)	2,80	0,349	76,9	31,7 ±2,2
20	22P-S2*	21°26'30"	68°50'40"	Granito	Rt	3,15	0,821	22,7	65,8 ±1,7
21	10X-S4*	21°20'20"	68°46'00"	P. Riolítico	Rt	2,76	0,988	21,7	89,8 ±2,3
22	10X-S1*	21°20'30"	68°45'50"	Diorita	Rt	1,08	1,304	25,7	287 ±7
23	Q-2	21°04'30"	68°43'00"	Dacita	B	6,47	0,657	57,24	25,3 ±0,5
24	Q-3	21°13'45"	68°46'40"	Riolita	Feld	3,17	1,493	32,11	114 ±3
25	Q-4	21°09'00"	68°47'30"	Granodiorita	B(x)	2,21	2,313	12,03	247 ±18
26	Q-5	21°03'40"	68°52'20"	Esquisto	B	4,94	6,179	21,23	292 ±17
27	Q-170	21°05'50"	68°52'20"	Granito	M	8,56	16,51	2,69	431 ±10
28	A-38•	21°54'00"	68°36'30"	Diorita	B				62,2 ±2,2
29	A-40•	21°45'00"	68°39'00"	Ignimbrita	B				8,5 ±1,4
30	A-41•	21°43'15"	68°39'10"	Ignimbrita	B				8,4 ±0,4
31	A-66•	21°04'30"	68°38'30"	Ignimbrita	B				9,4 ±0,4
32	H-405•	21°00'10"	68°41'00"	Granodiorita	Rt.				59,4 ±1,2

Dataciones realizadas en São Paulo.

• Datación en Japón.

• Baker (com. escrita).

(x) Alterada.

Rt = roca total; b = biotita; H = hornblenda; M = muscovita; P = pórfido; Feld = feldespato.

ta, fue analizada para datar la alteración. La edad obtenida de 227 ± 8 m. a., en roca total, es considerada como aparentemente anómala debido a que este tipo de alteración, incluso en zonas muy próximas, ha sido datada como Terciario. Las evidencias de terreno no son concluyentes para determinar la edad de este granitoide por lo que este resultado deberá ser confirmado en futuras investigaciones.

Mesozoico. Las edades K/Ar obtenidas y las relaciones estratigráficas que se conocen en el área indicarían actividad intrusiva sólo durante el Cretácico. La mayor parte de las rocas asignadas a esta edad corresponden a pórfidos riolíticos o dacíticos de gran distribución areal y que presentan características subvolcánicas con facies intrusivas y efusivas muy difíciles de separar en terreno. Estas rocas, junto a las asignadas al Paleozoico constituyen arealmente más del 80% de las rocas intrusivas de esta zona. Tres muestras dieron edades de 114 ± 3 , 109 ± 2 y $89,8 \pm 2,3$ m.a. (N^o 24, 17, 21). Las dos primeras son más confiables, por haber sido hechas en feldespato potásico, a diferencia de la última cuyo análisis fue en roca total. Estos resultados indican una edad mínima meso-Cretácico para los pórfidos riolíticos.

Aparte de estos pórfidos riolíticos, la actividad intrusiva durante el Mesozoico aparece como muy restringida. Sólo pequeños stocks y filones granitoides pueden ser asignados al Cretácico-Terciario (?) porque intruyen a rocas estratificadas e intrusivas del Jurásico Superior y del Cretácico.

Cenozoico. Las dataciones radiométricas indican que la primera fase de actividad intrusiva durante el Cenozoico se restringe principalmente al Terciario Inferior (Paleoceno-Eoceno), incluyendo aún en parte al límite Cretácico-Terciario.

En el cerro Colorado, en el extremo sureste del área, se obtuvo una edad de $65,1 \pm 1,8$ m.a. (N^o 6), concordante con otra de $62,2 \pm 2,2$ m. a. (N^o 28) obtenida en el mismo complejo intrusivo por Baker (com. escrita). Edades similares se obtuvieron, en roca total, en un intrusivo granítico en la parte central del área estudiada ($65,8 \pm 1,7$ m.a.; N^o 20), en un stock granitoide ($59,4 \pm 1,2$ m. a.; N^o 30) en el extremo noreste, cercano a Collahuasi, y en un filón andesítico en la parte sur ($55,6 \pm 6,9$ m. a.; N^o 7). Estos resultados indican una fase intrusiva en el Paleoceno o más am-

pliamente, vinculado al límite Cretácico-Terciario.

Otra etapa estaría representada por dos muestras que pertenecerían al complejo intrusivo de El Abra, que intruye a pórfidos riolíticos cretácicos, cuyas edades $49,1 \pm 1,2$ (N^o 4) y $44,7 \pm 2,5$ (N^o 5), corresponden al Eoceno.

La última fase de la actividad intrusiva en esta zona corresponde a granitoides en que se desarrollan procesos hidrotermales con brechas de turmalina, halos de alteración, etc. Estas rocas han sido datadas en $31,7 \pm 2,2$ m. a. (N^o 19) en la parte central del área estudiada y en $33,2$ m. a. en El Abra (Quirt y otros, 1972) en el extremo sur. Los resultados citados permiten asignar al Oligoceno la última etapa de la actividad intrusiva, etapa que aparece como de gran importancia económica, ya que también Chuquicamata (Quirt y otros, 1972) y Quebrada Blanca (A. Thomas, com. oral), corresponden a este período.

Cronología de eventos volcánicos

Mesozoico. Los primeros eventos volcánicos que se identifican en esta área corresponden a rocas andesíticas a las que se les ha asignado una edad Cretácico Inferior por relaciones estratigráficas.

Posteriormente se desarrolló un volcanismo ácido evidenciado por las facies efusivas de los pórfidos riolíticos cuyas dataciones dieron valores entre 114 y 89 m. a. (N^o 24, 17, 21). Como se explicó anteriormente, es difícil separar claramente en terreno las facies intrusivas y efusivas de estas rocas.

Cenozoico. La actividad volcánica se desarrolló principalmente en el Eoceno y Mioceno con un volcanismo de tipo andesítico y riolítico, respectivamente.

Tres muestras de una potente formación volcánica andesítica, que se desarrolla principalmente en la zona central y sur del área, dieron edades de $50,6 \pm 1,3$, $42,8 \pm 1,2$ y $42,2 \pm 2,3$ m. a. (N^o 12, 11 y 1), en roca total, lo que permite asignarlas al Eoceno. Edades similares se han encontrado inmediatamente al norte de esta área, en el Cuadrángulo Ujina (H. Vergara, en prep.).

El volcanismo ácido se iniciaría en el Cenozoico con una toba riolítica, de escaso desarrollo areal, ubicada en la base de una secuencia de

sedimentos continentales que ha sufrido un leve plegamiento, en la parte central-oeste del área. Una muestra de esta toba dio una edad de $34,7 \pm 0,8$ m.a. (N° 10) lo que permite asignarla al Oligoceno. Esta roca, similar a las riolitas subhorizontales que cubren gran parte de la zona norte, representaría la primera evidencia de volcanismo ácido, ignimbrítico en la zona.

Las riolitas e ignimbritas típicas, subhorizontales y de gran extensión areal, fueron muestreadas en cuatro zonas diferentes y dieron en cambio edades de $9,4 \pm 0,4$, $8,5 \pm 1,4$ y $8,4/\pm 0,4$ m.a.

(N° 31,29,30) (Baker, com. escrita) y $7,34 \pm 0,37$ m.a. (N° 9). Esta última está ubicada hacia el oeste de las anteriores que son más antiguas.

Un cuerpo dacítico con características de cuello volcánico, que aflora en la parte norte del área, fue datado en $25,3 \pm 0,5$ m. a. (N° 23). Este cuerpo está aparentemente relacionado al volcanismo ácido de la zona.

Los resultados citados indican que el volcanismo ácido se desarrolló sobre todo en el Mioceno, principalmente en el Mioceno superior.

CONCLUSIONES

La actividad intrusiva tuvo gran desarrollo durante el Paleozoico con granitoides, que constituyen el basamento del área, cuyas edades K/Ar sugieren ciclos durante el Ordovícico-Silúrico, Carbonífero y Pérmico. Estos resultados concuerdan con los publicados por McBride y otros (1976) para el basamento andino entre los 25° y 30° Lat. Sur.

Durante el Mesozoico se reinician los ciclos intrusivos con rocas de tipo subvolcánico de gran desarrollo en el meso-Cretácico y stocks granitoides en el Cretácico Superior-Terciario Inferior. Las últimas evidencias de rocas intrusivas en el área corresponden a granitoides relacionados con procesos de alteración hidrotermal y mineralización cuprífera de importancia económica en el Oligoceno.

La distribución y edades de los intrusivos no sugieren ningún ordenamiento o migración en su emplazamiento como los indicados por Farrar y otros (1970), para la región de Copiapó. Esto concuerda con lo indicado por Halpern y Frutos (1975) para la región andina del norte de Chile y noroeste de Argentina.

El volcanismo andesítico se desarrolló durante el Cretácico Inferior y el Eoceno. El volca-

nismo ácido se iniciaría en el meso-cretácico con rocas subvolcánicas, para ser claramente efusivo en el Oligoceno y principalmente en el Mioceno Superior.

Aunque la distribución del volcanismo Cenozoico muestra una tendencia a ser más nuevo hacia el este, no es evidente una migración en las edades como la indicada por Vergara y Drake (1976) y Vergara y Munizaga (1974), para la región central y sur de Chile. Más bien los resultados obtenidos, unidos a los antecedentes aportados por Baker (1977) directamente al este de esta franja, sugerirían una superposición en el tiempo del volcanismo en esta área.

La correspondencia en las edades y la distribución en terreno parecen indicar que durante el Cretácico y Terciario los procesos intrusivos y volcánicos estuvieron íntimamente relacionados.

AGRADECIMIENTOS. Las dataciones hechas en São Paulo por Francisco Hervé y Francisco Munizaga, forman parte del Proyecto 120 "Evolución magmática de los Andes".

Los autores agradecen a F. Hervé y F. Munizaga, del Departamento de Geología, Universidad de Chile, la lectura crítica del texto.

REFERENCIAS

- AMARAL, G.; CORDANI, U. KAWASHITA, C. AND REYNODS, J.H. 1966. Potassium-argon dates of basaltic rocks from southern Brasil. *Geoch. et Cosmochim Acta*, **19**, 159-189.
- BAKER, M. CW. 1977. Geochronology of Upper Tertiary volcanic activity in the Andes of north Chile. *Geol. Rundsch.* **66** (2), 455-465.
- 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 intrusive foci in the Andes of northern Chile. *Earth and Planet. Sci. Lett.* **10**, 60-66.
- GEOLOGICAL SOCIETY, Phanerozoic time scale. 1964. *Q. J. Soc. Lond.* **120** S. 260-262.
- HALPERN, M. and FRUTOS, J. 1975. Rb-Sr dates and strontium isotope composition of magmatic rocks from northern Chile and Argentina (Abstract). *Geol. Soc. Am. Abstract with programs*, **7** (7), 1096-1097.
- INSTITUTO DE INVESTIGACIONES GEOLÓGICAS. 1972. Jornadas de trabajo Antofagasta. **1** (7), 132 - 145.
- MAPA GEOLÓGICO DE CHILE, 1:1.000.000, 1968. Instituto de Investigaciones Geológicas. Chile.
- MCBRIDE, S.L.; CAELLES, J.C.; CLARK, A.H. and FARRAR, E. 1976. Paleozoic radiometric age provinces in the Andean basement latitudes 25° 30° S. *Earth and Planet. Sci. Lett.* **29**, 373-383.
- QUIRT, G. S.; CLARK, A. H.; FARRAR, E. AND SILLITOE, R. H. 1972. Potassium-argon ages of porphyry copper deposits in northern and central Chile (Abstract). *Geol. Soc. Am.*, Abstract with programs, **3** (7), 676-677.
- VERGARA, M. y DRAKE, F. 1976. Evidencias de periodicidad en el volcanismo Cenozoico de los Andes centrales. 1^{er} Congreso Geológico Chileno, tomo II, F 153-F161.
- VERGARA, M. and MUNIZAGA, F. 1974. Age and evolution of the Upper Cenozoic andesitic volcanism in Central-South Chile. *Geol. Soc. Am. Bull.* **85**, 603-606.

XXVI CONGRESO GEOLOGICO INTERNACIONAL
XXVI INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS

The Organizing Committee of the 26th International Geological Congress would like you to note the fact that this Congress will take place in Paris, France, from 7 to 17 July 1980 and that you are cordially invited to attend.

The scientific programme is as follows:

- There will be twenty sections: Petrography; Mineralogy; Paleontology; Stratigraphy; Tectonics; Marine geology, Sedimentology and Sedimentary petrography; Precambrian; Quaternary and geomorphology; Geophysics; Geochemistry; Remote sensing; Mathematical geology and Geological information Science; Metallogeny and Mineral ores; Fossil energy-sources; Hydrogeology; Materials and Engineering geology; Geological hazards; Planetary Science; History of geology; Education and Training. Symposia will be organized for the various sections in association with organizations affiliated with the International Union of Geological Sciences. Abstracts of papers will be received by December 1st, 1979; the theme subjects of sections and symposia are given in the first circular.
- Seven colloquia will be held: Mineral resources; Resources of raw materials of energy; Geology of continental margins; Geology of the oceans; Geology of Alpine chains descended from the Tethys; Geology of Europe from the Precambrian to the Post-Hercynian sedimentary basins; Geology of France.

Excursions will be held (A) before the Congress from 27 June to 5 July 1980; (B) for periods of one or two days during the Congress, and (C) will be held afterwards from 19 to 27 July, 1980. These excursions will cover practically all of Europe except for the countries which participated in the 23rd Congress or are candidates for the organisation of the 27th Congress.

Those interested in attending the Congress who have not received the first circular should request one from the: Secretariat Général du 26^{ème} Congrès Géologique International; Maison de la Géologie; 77-79, rue Claude Bernard; 75005 PARIS, FRANCE.

GEOLOGIA DEL AREA DE EMPLAZAMIENTO DE LOS DEPOSITOS DE CUARZO OLLA BLANCA, PROVINCIA DE CACHAPOAL

FRANCISCO CAMUS I.

Inmetal, Hundaya 46, Santiago.

RESUMEN

Estudios geológicos de evaluación realizados en los depósitos de cuarzo de Olla Blanca, destinados a definir su potencial económico como eventual fuente de sílice, para la Fundición de Caletones de la División El Teniente, de CODELCO, han resultado en el reconocimiento de un sistema volcánico caracterizado por la presencia de conos volcánicos centrales, cuellos volcánicos, diatremas, efusiones de lavas y piroclásticos y depósitos de fuentes termales. Todo este sistema ha sido estudiado en un área que se extiende desde la quebrada de Coya, en las cercanías del antiguo campamento Sewell, hasta el actual campamento de Coya, habiéndose concentrado el trabajo de detalle en la zona de Alto Colón.

En este informe se analizan las unidades de roca presentes en el área, su estructura, los centros volcánicos existentes y la presencia de una caldera con la cual se asocia una extensa zona de alteración hidrotermal conectada a depósitos de fuentes termales.

ABSTRACT

During the evaluation of the Olla Blanca quartz deposits, a potential source of silica for the Caletones Smelting of the Division El Teniente of CODELCO, a volcanic system characterized by the presence of central volcanic cones, volcanic necks, diatremes, pyroclastic and lava flows and thermal springs was recognized. This system has been studied in an area extending from the Quebrada Coya, near the old camp of Sewell, to the present camp of Coya. The detailed work was concentrated in the Alto Colón zone.

This paper deals with the type of rocks present in the area, their structure, the volcanic centres and the presence of a caldera which is associated with an extensive hydrothermal alteration zone related to thermal spring deposits.

INTRODUCCION

Este trabajo resume los resultados obtenidos de los estudios geológicos realizados en los depósitos de cuarzo Olla Blanca y en sus alrededores, los cuales tuvieron por objeto evaluar el potencial de estos yacimientos e incrementar el conocimiento geológico regional del área Olla Blanca.

Esta zona está ubicada a 3 km al noroeste del yacimiento El Teniente, provincia de Cachapoal, VI Región, y es de mucho interés para el Departamento de Geología de la Empresa conocer cada vez con mayor detalle el marco geológico regional de la mina. Se ha aprovechado, además,

de estudiar en forma preliminar, la relación entre Olla Blanca y las unidades estratigráficas reconocidas en el área, especialmente la Formación Farellones y los depósitos laháricos que cubren la zona de Alto Colón entre Caletones y la quebrada Codegua (Fig. 1). Este estudio se llevó a cabo durante la temporada febrero - marzo del año 1975, habiéndose cubierto la zona de emplazamiento de los cuerpos de cuarzo y una parte del área ubicada al sur y al oeste de Olla Blanca. Este informe es una descripción de las observaciones realizadas en terreno más un estudio petrográfico

UBICACION Y MARCO GEOLOGICO REGIONAL DEL YACIMIENTO DE CUARZO OLLA BLANCA

FIG. 1

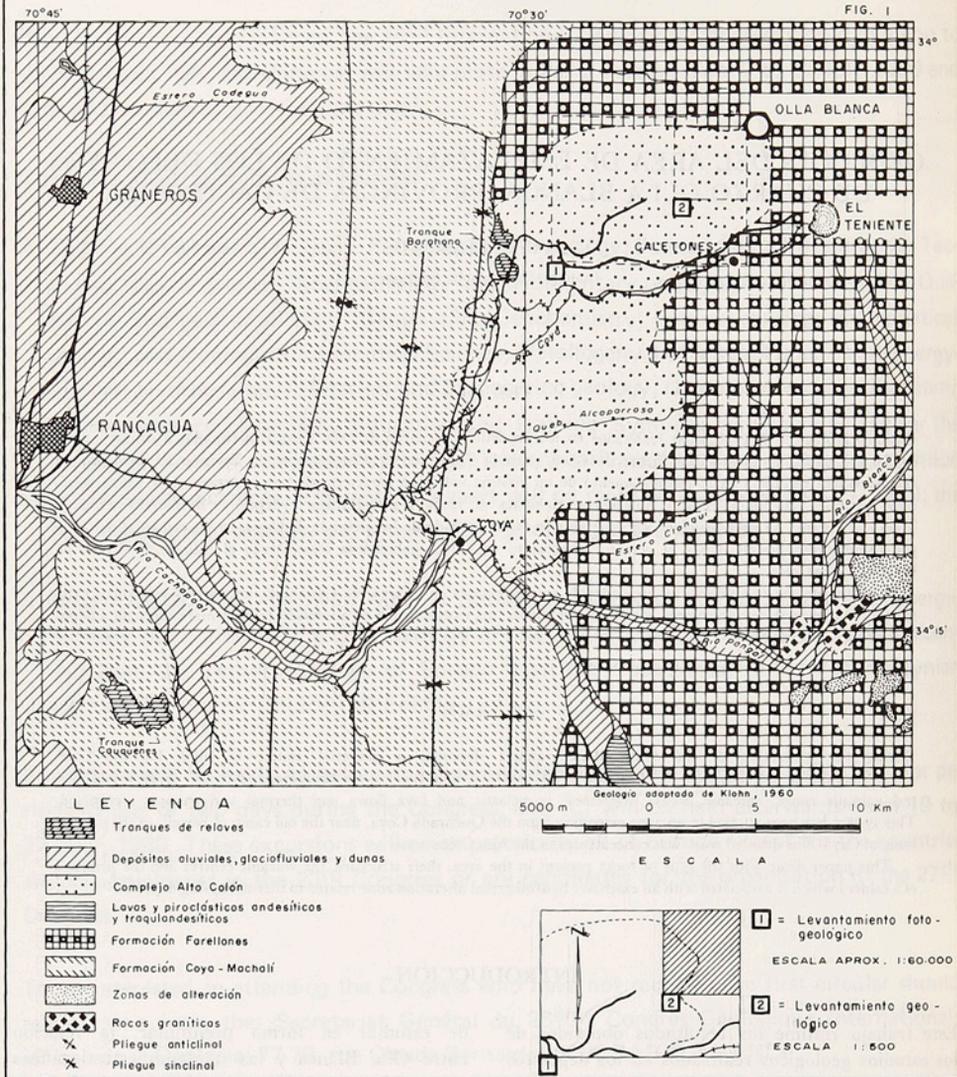


Fig. 1. Mapa de ubicación y marco geológico regional de los depósitos de cuarzo de Olla Blanca y del área estudiada.

de cortes delgados y 42 determinaciones mineralógicas por rayos X.

El método de trabajo empleado consultó un levantamiento geológico a escala 1:6.000, ayudado con fotos aéreas a escala 1:10.000. Los cuerpos de cuarzo fueron levantados a huincha y brújula a escala 1:500 con el objeto de realizar una cubicación detallada de ellos.

GEOMORFOLOGIA

La zona estudiada se caracteriza por tener un relieve con suaves lomajes, modelados por la acción glacial, con alturas que varían entre los 2.000 y 2.500 m s. n. m., que se destaca en un paisaje definido por la presencia de profundas quebradas y elevaciones muy abruptas. Constituye una planicie de gran extensión con una pendiente suave hacia el sur. Hacia el norte esta planicie está interrumpida por el estero Codegua. Hacia el oeste llega hasta la localidad donde se ubica el tranque Barahona y hacia el sur termina en la quebrada del río Coya, en los alrededores de Caletones. Hacia el oeste se interrumpe abruptamente por la presencia de la quebrada Coya (Figs. 1 y 3). En el extremo noreste de la zona existe un alto topográfico que alcanza elevaciones de hasta 3.400 m s. n. m. y que da lugar al sector denominado Olla Blanca. Esta elevación corresponde probablemente a una estructura volcánica cuyos flancos engranan hacia el sur y oeste con la planicie recién descrita y se interrumpe hacia el norte y este por la presencia de

Los estudios anteriores efectuados en la zona se reducen a trabajos de evaluación de los depósitos de cuarzo llevados a cabo en 1969 por geólogos del Departamento de Geología de la División El Teniente y a estudios de suelos en el área de Alto Colón (Leite y Núñez, 1971; Enrione, 1972).

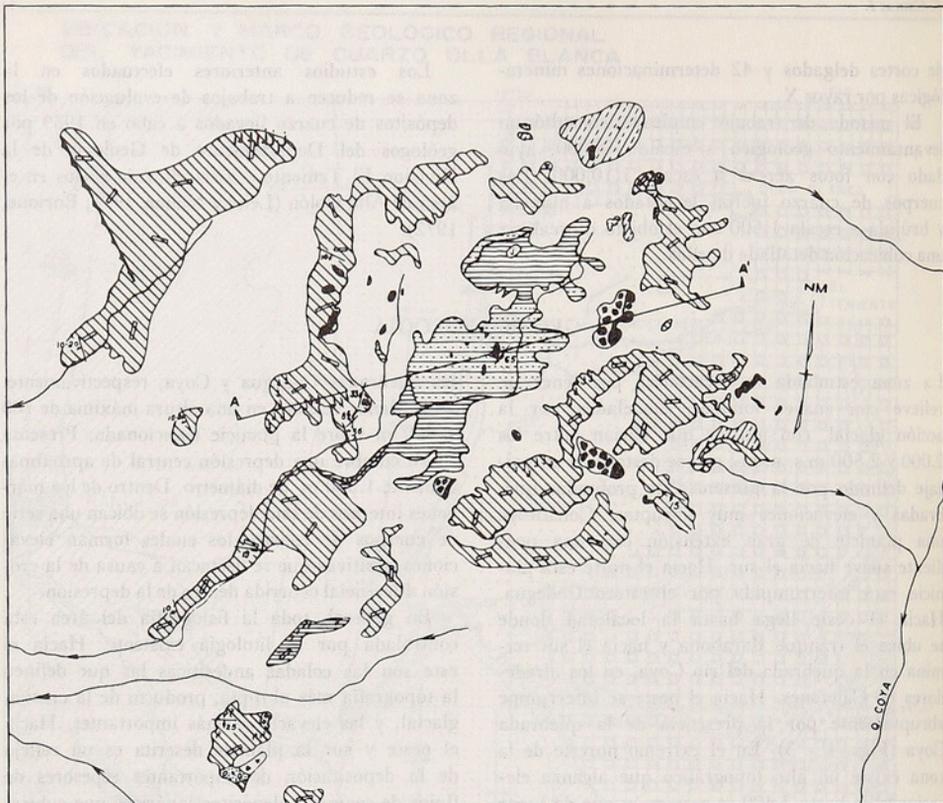
las quebradas Codegua y Coya, respectivamente. Olla Blanca se eleva en una altura máxima de 700 a 800 m sobre la planicie mencionada. Presenta en su cumbre una depresión central de aproximadamente 1.500 m de diámetro. Dentro de los márgenes internos de esta depresión se ubican una serie de cuerpos de cuarzo, los cuales forman elevaciones positivas que se destacan a causa de la erosión diferencial ocurrida dentro de la depresión.

En general, toda la fisiografía del área está controlada por la litología existente. Hacia el este son las coladas andesíticas las que definen la topografía más abrupta, producto de la erosión glacial, y las elevaciones más importantes. Hacia el oeste y sur la planicie descrita es un reflejo de la depositación de importantes espesores de flujos de cenizas y depósitos laháricos que cubrieron toda el área de Alto Colón. A esto último hay que agregar el desarrollo de deslizamientos recientes de roca y suelo en los sectores central y sureste de la planicie (Fig. 3).

GEOLOGIA REGIONAL

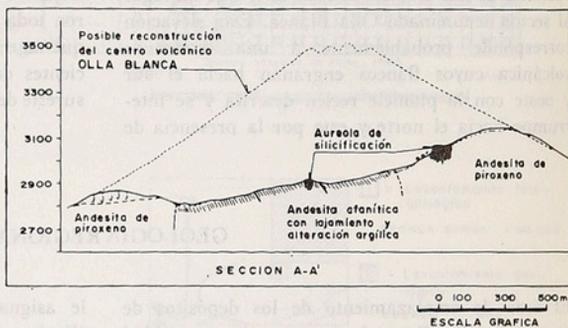
El área de emplazamiento de los depósitos de cuarzo de Olla Blanca forma parte de una unidad estratigráfica que se ha denominado en este trabajo Complejo Alto Colón, la cual está constituida por brechas laháricas, flujos de ceniza e intercalaciones de coladas andesíticas con potencias que varían entre 100 a 300 m y que se distribuye en una franja norte-sur de gran extensión areal que va desde la quebrada del estero Codegua, por el norte hasta la quebrada del río Pangal, por el sur, con una anchura media, en el sentido este-oeste, de 10 km. En total cubre una superficie de 200 km² (Fig. 1). A esta unidad se

le asigna tentativamente una edad cuaternaria (Enrione, 1972) y se ubica en discordancia de erosión, sobre las dos unidades estratigráficas más antiguas definidas en la zona. Estas unidades son la formación Coya-Machali de edad maestrichtiana y la Formación Farellones de edad ecocena (Klohn, 1960). La Formación Coya-Machali es una secuencia muy plegada constituida por rocas sedimentarias continentales, principalmente limnias, con intercalaciones de rocas efusivas y piroclásticas. Sobre esta unidad se ubica en discordancia angular la Formación Farellones, compuesta por una potente secuencia de



LEYENDA

-  Escombros de falda
-  Cuerpos de cuarzo
-  Zonas con bolones de cuarzo
-  Andesito porfírico de piroxeno en parte basálticos
-  Andesito afanítico
-  Andesitos silicificados
-  Andesitos afaníticos con alteración argílica
-  Alteración propilitica
-  Zona con vetas de jaspe
-  Andesito porfírico brechoso
-  Brecha intrusiva
-  Estructura fluidal
-  Rumbo y manto de capas
-  Rumbo y manto de diaciasos
-  Falla indicando sentido del desplazamiento



**PLANO GEOLOGICO
DEL
YACIMIENTO DE CUARZO
OLLA BLANCA**

SOCIEDAD MINERA EL TENIENTE
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA

Figura 2. Mapa geológico de detalle de los depósitos de cuarzo de Olla Blanca.

rocas sedimentarias continentales, lavas andesíticas y basálticas con intercalaciones de rocas piroclásticas que se disponen en forma horizontal a subhorizontal (véase figura 1).

En relación a la estructura, se han reconocido en la zona diferentes fases de plegamiento. Las fases más intensas han afectado a la Formación Coya-Machali, la cual aparece fuertemente comprimida, dando lugar a pliegues en parte isoclinales. Las capas de la Formación Farellones

están levemente inclinadas hacia el oeste, formando en el área del yacimiento El Teniente una estructura de domo. Aunque no se observan fallas de carácter regional, la zona de Olla Blanca se ubica en el extremo norte de un lineamiento estructural que se extiende según un eje de 80 km con una dirección N 5° W desde la latitud de la localidad de Baños del Flaco (Araya, R., en Camus, 1975).

MARCO GEOLOGICO LOCAL

El Complejo Alto Colón se puede subdividir en esta área de acuerdo a un criterio estrictamente litológico en dos grandes unidades que llamaremos Unidad Olla Blanca y Unidad Chapa Verde. La Unidad Olla Blanca está compuesta en su gran mayoría por coladas andesíticas, ubicadas en la localidad del mismo nombre; en cambio la Unidad Chapa Verde es mayormente piroclástica y cinerítica. La Unidad Olla Blanca es la mejor estudiada de la zona y a ella nos referiremos con mayor detalle. Respecto a la Unidad Chapa Verde, haremos una breve descripción geológica de sus características.

Unidad Chapa Verde

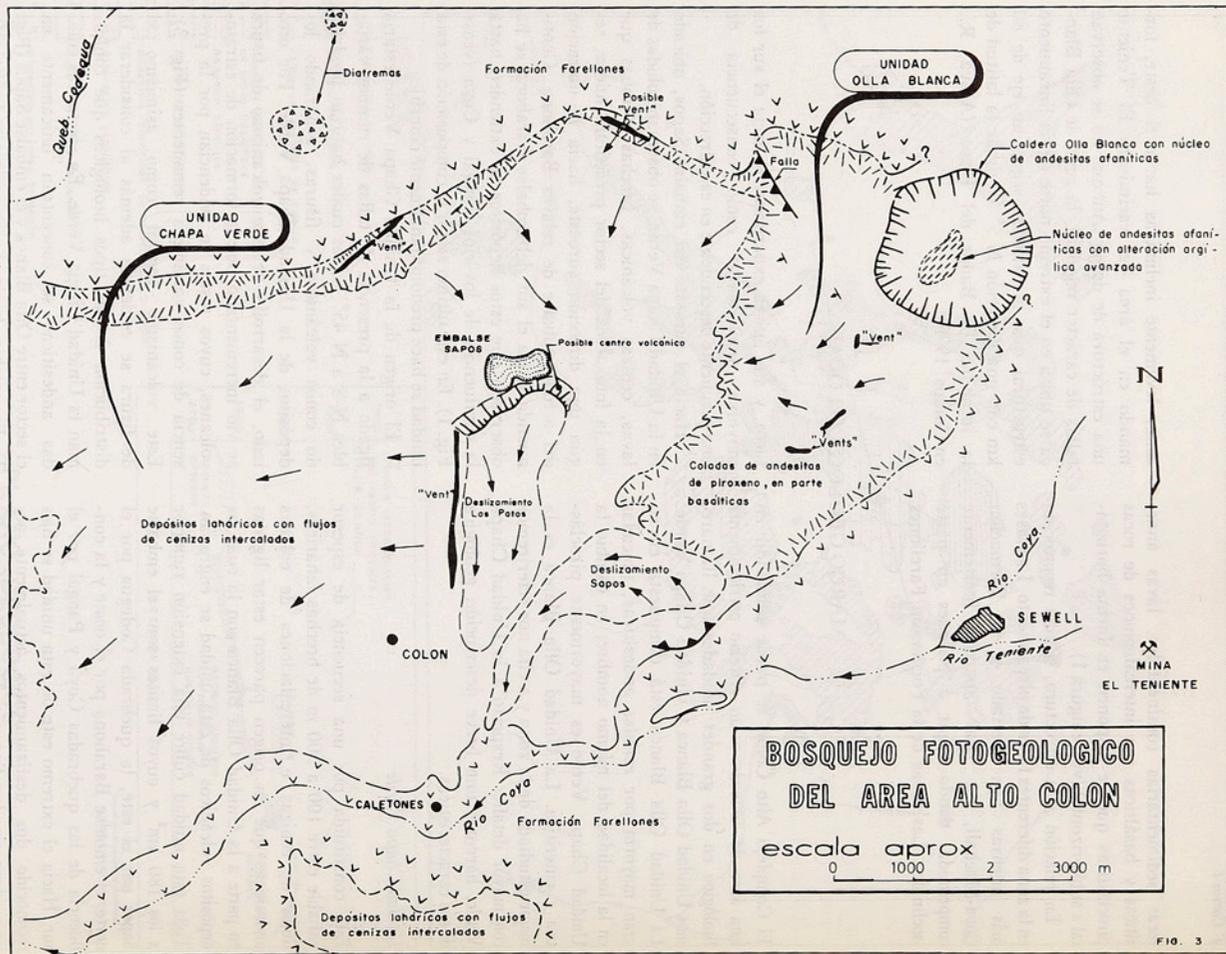
Está constituida por una secuencia de espesor variable entre 100 a 300 m de brechas laháricas, flujos de cenizas e intercalaciones de coladas andesíticas que en origen parecen estar ligadas en parte a la Unidad Olla Blanca con la cual los depósitos volcánicos de esta unidad se engranan. Toda esta unidad cubre una extensión superior a los 180 km² y cuyos límites son: el embalse Sapos por el este, la quebrada Codegua por el norte, el embalse Barahona por el oeste y la confluencia de las quebradas Coya y Pangal por el sur. Hacia el extremo este de esta unidad se han reconocido dos deslizamientos actualmente activos, denominados Sapos y Los Patos (Fig. 3). El deslizamiento Sapos corresponde a un movimiento de rocas producido a partir de una falla preexistente de rumbo N 50° E y manto casi vertical y con un desplazamiento hacia el noroeste de por lo menos 20 m. El deslizamiento Los Patos corresponde más bien a una masa de suelo arcilloso movilizado por efecto de saturación de agua. Ambos deslizamientos se encuentran en con-

tacto, y sus ápices experimentan hacia el sur los mayores movimientos como consecuencia de una pendiente descendente en esa dirección.

Hacia el suroeste del embalse Sapos, ubicado en la Unidad Chapa Verde, se observan coladas de lavas, cenizas volcánicas, brechas y tobas que en la foto aérea del sector presentan fluidez, según una dirección suroeste, hacia la ubicación del actual embalse de relaves Barahona. Continuando hacia el sur del embalse Barahona se ha observado que estos depósitos se extienden hasta la confluencia de los ríos Pangal y Coya (véase Fig. 1). En este último sector la composición de esta unidad se hace predominantemente cinerítica.

El origen de la Unidad Chapa Verde estaría ligado a la presencia de fallas de rumbos variables N-S a N 45° E, las cuales habrían producido conos volcánicos y fisuras, generando los depósitos de la Unidad Chapa Verde. Por otro lado, el desarrollo de este volcanismo de fisura se vio incrementado por la formación de estratovolcanes, cuyos restos se evidencian por la presencia de conos volcánicos remanentes (Fig. 3). Este volcanismo central como asimismo el de fisura se evidencia además al considerar la distribución de los tipos litológicos que conforman la Unidad Chapa Verde. En efecto, las coladas andesíticas se concentran únicamente en el sector entre Olla Blanca y el embalse Sapos (Fig. 3). En cambio, hacia el sur y suroeste la litología está predominantemente constituida por flujos de cenizas. El hecho de tener en el área una concentración de coladas de lava en torno a los aparatos volcánicos centrales, los cuales gradarían a material piroclástico y cinerítico lejos de ellos, indicaría que en este sector se tendrían los centros volcánicos de aportes de material para toda el área. El desplazamiento de este material

Figura 3. Bosquejo fotogeológico del área de Alto Colon mostrando los principales elementos geológicos que constituyen el sistema volcánico estudiado.



habría sido ayudado por la formación de lahares durante los períodos de actividad volcánica.

Unidad Olla Blanca

Esta unidad se ubica en el sector noreste del área estudiada y corresponde a la zona mapeada en detalle durante este trabajo. Cubre una extensión aproximada de 20 km² y en ella se distinguen los siguientes rasgos geológicos importantes: caldera volcánica de explosión, coladas andesíticas, cuerpos de brecha, cuerpos de cuarzo y alteración hidrotermal.

Caldera volcánica de explosión

Este rasgo corresponde a una estructura circular que se ha reconocido fundamentalmente en base a antecedentes geomorfológicos, estructurales y petrológicos. Esta caldera se ubica como un alto topográfico positivo limitado hacia los flancos norte y este por las quebradas Coya y Codegua, y hacia sus flancos oeste y sur se engranan los materiales que constituyen sus paredes con los depósitos volcánicos de la Unidad Chapa Verde.

Las rocas que conforman las paredes de la caldera son coladas andesíticas, en parte basálticas, que se disponen en su gran mayoría con rumbos variables entre E - W y N 45° W, y manteos de 10° a 20° al sur. Estas rocas se ubican constituyendo una estructura circular con un diámetro de 1,5 km. Petrográficamente se trata de andesitas de piroxeno, en parte con desarrollo de amígdalas y textura porfírica con masa fundamental fina que varía de intergranular a pilotaxítica. En algunos sectores la masa fundamental de estas andesitas se hace muy gruesa, especialmente en las partes más elevadas del extremo este de la caldera. El porcentaje de fenocristales varía entre 30 a 40%, siendo el resto masa fundamental. El tamaño de los fenocristales fluctúa entre 1 a 4 mm, siendo el promedio de 1 a 2 mm, y en su mayoría son euhedrales. Los feldespatos, tanto de la masa fundamental como de los fenocristales, corresponden a plagioclasas del tipo andesina-labradorita y se presentan como cristales limpios y muy débilmente alterados. Localmente presentan estructuras cataclásticas. La zonación, si es que existió, es oscilatoria. Los ferromagnesianos son clinopiroxeno (augita) y localmente olivino, los cuales ocurren tanto alterados como limpios.

El tamaño de ellos es variable, fluctuando

entre 2 y 3 mm. Son generalmente euhedrales a subhedrales. La masa fundamental presenta microlitos de plagioclasa con un tamaño medio inferior a 1 mm entremezclados con ferromagnesianos. Como accesorios se han reconocido magnetita, rutilo y apatita.

La alteración que afecta a estas andesitas está dada por la asociación mineralógica de calcita-clorita con menores cantidades de epidota y hematita. Estos minerales afectan tanto a los fenocristales como a la masa fundamental.

En los sectores en que las andesitas de piroxeno presentan estructura amigdaloidal, éstas están constituidas por calcita, cuarzo, opalocalcedonia y clorita con menores cantidades de hematita, yeso y pirofilita. No todos estos minerales ocurren simultáneamente. Las amígdalas más comunes tienen cuarzo, calcita y clorita. El tamaño medio de las amígdalas varía entre 0,5 a 1 mm, habiéndose reconocido amígdalas hasta 30 cm. Coincidiendo con los sectores andesíticos amigdaloidales existe un gran desarrollo de vetas de jaspe de hasta 10 cm de espesor que presentan bandas cloritizadas en torno a ellas. Estas vetas aparecen atravesando las andesitas amigdaloidales, y donde la densidad de vetas de jaspe se hace muy grande el efecto de las bandas cloriticas se suma, dando como resultado una roca con sus feldespatos fuertemente calcitizados y la masa fundamental totalmente transformada a clorita y en menor grado epidota. En algunos sectores se observó en estas andesitas un cierto grado de albitización de las plagioclasas.

El fracturamiento de las andesitas de piroxeno es normalmente paralelo a la superficie de enfriamiento. Sin embargo, en la parte sur de la caldera (véase Fig. 2) se desarrolla un diaclasamiento de tipo concéntrico, de carácter esferoidal (Fig. 4).

En la parte central de la caldera se ha reconocido la presencia de un conjunto de rocas afaníticas que han sido definidas petrográficamente como andesitas, las cuales conforman fisiográficamente una estructura de domo que sobresale dentro de la depresión central de la caldera. Característico de estas andesitas es un fuerte lajamiento casi vertical con rumbos variables entre E-W y N-S y con manteos de 40 a 60° tanto al este como al oeste. Estas rocas tienen una textura afanítica, pero al microscopio se observan granos que muestran contornos difusos que sugieren la presencia de fenocristales. La roca es un agregado

xenomórfico de cuarzo y clorita con algo de sericitita. Gran parte de este conjunto de andesitas ocurre fuertemente argilizado. Como consecuencia de esta alteración la roca es un agregado de masas irregulares de cuarzo y caolinita con trazas de pirofilita. Acompañando a esta alteración se observa una fuerte limonitización en fracturas compuestas por geotita, jarosita y hematita. Considerando la posición relativa de estas rocas en la caldera y sus características petrográficas y estructurales es posible pensar que este conjunto de andesitas corresponden a un domo volcánico (Billings, 1942).

Desde el punto de vista estructural el único rasgo reconocible en la caldera es el diaclasamiento de intensidad variable existente tanto dentro como en los márgenes de ella. No existe fallamiento que sugiera la existencia de fenómenos de colapso o subsidencia en el interior de la caldera. Sin embargo, aunque reconocemos el hecho que la denominación caldera implica génesis, el gran tamaño del edificio volcánico, su geomorfología y los grandes volúmenes de material piroclástico que rodean a la estructura constituyendo la Unidad Chapa Verde, sugieren la idea de una caldera, y probablemente de origen explosivo. La sección A-A' de la figura 2 es una posible reconstrucción del centro volcánico de Olla Blanca.

Coladas Andesíticas

En los faldeos ubicados al sur y suroeste de la caldera se reconocen una serie de coladas separables unas de otras y perfectamente diferenciables de aquellas que conforman la caldera (Fig. 3). Se han reconocido hasta 10 coladas con potencias variables entre 1 y 10 m que se disponen con rumbos variables entre E-W y N 20° W. Los manteos varían entre 10 y 20° al sur y suroeste y corresponden a las inclinaciones de las laderas de la caldera. Un estudio detallado de cada colada permite reconocer el siguiente perfil:

- Parte superior: Andesita porfírica fuertemente vesicular con rellenos de cuarzo, calcita, clorita, laumontita, vermiculita.
- Parte central: Andesita porfírica con textura y masa fundamental pilotaxítica.
- Parte inferior: Andesita porfírica débilmente vesicular. Localmente presenta fragmentos epiclásticos.

Este perfil se repite sistemáticamente varian-

do solamente en el grado de intensidad de la vesiculación. En algunas coladas el porcentaje de vesículas llega a ser cercano al 50% de la roca. En estos casos se observa claramente una orientación preferencial de las vesículas que coincide con la dirección de flujo de las coladas marcadas por su estructura fluidal. Petrográficamente todas estas rocas corresponden a andesitas de piroxeno porfíricas con masa fundamental pilotaxítica. La granulometría de la masa fundamental se hace más gruesa hacia el nacimiento de las coladas y más fina hacia su extremo. El grado de intensidad de la alteración es ligeramente menor que el de las andesitas que conforman las paredes de la caldera. Sin embargo, la mineralogía es parecida y está compuesta principalmente por hematita, clorita y calcita. La hematita es muy abundante. La presencia de zeolitas en las vesículas de estas andesitas de piroxeno señala la única diferencia mineralógica marcada con las andesitas de piroxeno que conforman las paredes de la caldera.

El diaclasamiento de estas rocas es variable a lo largo de una colada tomada individualmente. En la parte correspondiente a la zona de escurrimiento el fracturamiento es paralelo a la superficie de enfriamiento pero en el extremo de la colada se produce un marcado diaclasamiento concéntrico que coincide con un engrosamiento de la colada (Fig. 4). Esta característica es muy típica de todas las coladas ubicadas en las pendientes de la caldera. Esta estructura concéntrica se refleja también en la estructura fluidal de las coladas. En efecto, se observa una clara orientación de los fenocristales de estas andesitas, los cuales se orientan paralelamente a las diaclasas.

Cuerpos de Brechas

Tanto dentro de la caldera volcánica como en el faldeo suroeste, se han reconocido varios cuerpos de brecha los cuales han sido interpretados como cuellos volcánicos (*vents*) o como diatremas. La mayor concentración de estas brechas está en el sector sur de la Unidad Olla Blanca, donde se han reconocido 3 cuerpos cuyas dimensiones varían entre 20 y 150 m de longitud y entre 10 y 40 m de ancho. Se trata de cuerpos elongados en el sentido longitudinal según un rumbo aproximado de N 45° E. La mayoría de estos cuerpos de brecha ocurren cubiertos parcialmente por coladas andesíticas las cuales aparecen constituyendo ver-

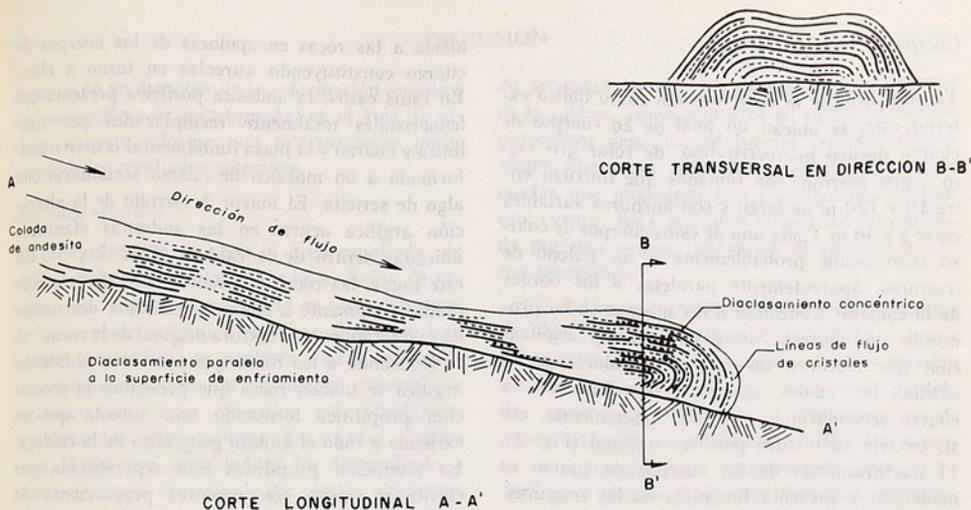


Figura 4. Corte longitudinal y transversal mostrando las variaciones en el diaclasamiento de una colada de andesita. Nótese el diaclasamiento concéntrico en el extremo inferior de la colada.

daderas caperuzas sobre las brechas. El diaclasamiento de estas coladas es concéntrico y semeja pliegues en torno al cuerpo brechiforme.

El relleno de estos cuellos volcánicos brechosos es variable. En algunos casos la composición de los fragmentos corresponde en un 100% a los tipos litológicos atravesados; en otros casos este porcentaje no llega al 50%. El domamiento de las rocas cobertizas es una respuesta al efecto de la presión positiva ejercida por la formación posterior de la brecha, la cual no fue suficiente para superar la presión litostática y romper la cubierta suprayacente. Estas brechas terminan gradualmente en profundidad. Los cuerpos de brecha que ocurren en el margen interior norte de la caldera corresponden a cuerpos cilíndricos con características similares al ya descrito pero se diferencian en que las rocas cobertizas fueron cortadas de manera que el cuello volcánico constituye un diatrema. Estos diatremas tienen dimensiones máximas de 30 x 20 metros.

Los cuerpos de brecha de mayores dimensiones se ubican a aproximadamente 1 km al sur de la caldera de Olla Blanca. El cuerpo de mayor dimensión tiene un largo de 150 m y un ancho medio de 50 m. El relleno de estos cuerpos es litológi-

camente muy heterogéneo y su clasificación es mala. Presenta rellenos tanto tobáceos como aglomerádicos, predominando estos últimos. El espacio entre los fragmentos puede estar relleno por material más fino o bien cementado con minerales secundarios como zeolitas (laumontita y metaestilbita), calcita, cuarzo y clorita. En muchos casos la matriz aparece recrystalizada presentando cristales bien formados. Los fragmentos son subangulares a subredondeados. En las zonas de contactos con las rocas encajadoras del cuerpo se observan fragmentos de estas últimas, incorporados en él. Estos cuerpos de brecha ocurren cubiertos en algunos sectores por rocas andesíticas cobertizas pero en otros casos estas rocas han sido atravesadas. Sus características texturales y estructurales sugieren que se trata de cuellos volcánicos (*vents*) generados a partir de fisuras. Estructuras brechiformes con características muy similares a las descritas han sido reconocidas por el autor en la ladera sur de la quebrada Codegua, ubicada al norte de Olla Blanca y se señalan en la figura 3. Se cree que a partir de estos cuellos volcánicos se habría producido parte del volcanismo que constituye el Complejo Alto Colón.

Cuerpos de Cuarzo

Tanto dentro de la caldera como en su flanco exterior este, se ubican un total de 26 cuerpos de cuarzo masivo microcristalino, de color gris claro a gris marrón, con tamaños que fluctúan entre 10 y 120 m de largo y con anchuras variables entre 5 y 40 m. Cada uno de estos cuerpos de cuarzo corresponde probablemente a un relleno de fracturas, aparentemente paralelas a los bordes de la caldera. Rodeando a los mismos se ha producido una aureola de silicificación y argilización que afecta a las rocas encajadoras andesíticas, las cuales aparecen transformadas a cuarzo secundario y caolinita, manteniendo, eso sí, todavía su textura porfírica original (Fig. 2). El fracturamiento de los cuerpos de cuarzo es moderado y presenta limonitas en las fracturas. Estas limonitas son principalmente goetita con menores proporciones de jarosita y hematita. La presencia de estos depósitos silíceos sugiere la idea de que ellos representan las últimas fases fumarólicas o solfatáricas del sistema volcánico de la Unidad Olla Blanca y que estos yacimientos corresponden a depósitos de fuentes termales. El siguiente cuadro ilustra los contenidos promedios de SiO_2 , Al_2O_3 y Fe_2O_3 para estos depósitos de cuarzo como asimismo las andesitas encajadoras:

Cuadro 1

	%SiO ₂	%Al ₂ O ₃	%Fe ₂ O ₃
Depósito de cuarzo	89,54	3,72	3,11
Andesita encajadora alterada	64,81	20,72	3,74

Alteración hidrotermal

Dos asociaciones de alteración hidrotermal han sido reconocidas en la Unidad Olla Blanca. Estas asociaciones son argílicas y propiliticas. La asociación argílica cubre un área aproximada de 0,5 km² y está definida por la presencia de caolinita, cuarzo y menores cantidades de pirofilita y natroalunita. Esta asociación de alteración

afecta a las rocas encajadoras de los cuerpos de cuarzo constituyendo aureolas en torno a ellos. En estos casos, la andesita porfírica presenta sus fenocristales totalmente reemplazados por caolinita y cuarzo y la masa fundamental ocurre transformada a un mosaico de cuarzo secundario con algo de sericita. El mayor desarrollo de la alteración argílica ocurre en las andesitas afaníticas ubicadas dentro de la caldera (Figs. 2 y 3). En este lugar, las rocas originales han sido transformadas totalmente a cuarzo y caolinita destruyendo casi totalmente la textura original de la roca.

Rodeando a las rocas que presentan alteración argílica se ubican rocas que presentan la asociación propilitica formando una aureola que se extiende a todo el ámbito geográfico de la caldera. La alteración propilitica está representada por clorita y calcita con menores proporciones de epidota, albita y hematita. La clorita tiene una composición principalmente rica en hierro. Peninita, la clorita rica en magnesio, es escasa y ocurre sólo en el flanco este de la caldera. La albita se presenta como delgadas venillas en las plagioclasas. La epidota, cuando aparece reemplaza a la plagioclasa. La calcita es muy abundante tanto como reemplazo de feldespato como de ferromagnesianos. El mayor desarrollo de la alteración propilitica se produce a partir de vetillas de jaspe en torno a las cuales se producen halos de clorita, calcita y cuarzo. Si el número de vetillas aumenta, igual cosa sucede con la penetratividad de la alteración, de forma que el producto resultante es una roca casi completamente transformada a clorita, cuarzo y calcita. Este alto grado de extensividad de la alteración propilitica es típica de ciertos sectores del área estudiada (Fig. 2) y aparentemente está ligada al desarrollo de los depósitos de fuentes termales existentes en la caldera. El grado de extensividad de la alteración propilitica disminuye con la distancia a la caldera. Las coladas andesíticas que se ubican en los faldeos sur y suroeste presentan una propilitización muy poco extensa y a los minerales de alteración ya nombrados se les agregan zeolitas del tipo leonardita-laumontita, correspondientes a un ambiente de bajo contenido en sílice, en contraposición a la caldera, donde el ambiente era muy rico.

DISCUSION

A pesar de no disponer de la información analítica de las muestras de roca tomadas en el área, se incluye en este informe una interpretación preliminar de los resultados obtenidos.

Actividad eruptiva

El reconocimiento en toda el área estudiada, de centros volcánicos, coladas de lava, flujos de cenizas, etc., sugiere la existencia en toda esta zona de un proceso volcánico continuo donde se han sucedido episodios de carácter volcánico explosivo con la expulsión de abundante material piroclástico, con otros episodios más tranquilos, representados por efusiones de coladas andesíticas. Toda esta actividad se ha desarrollado a través de conos centrales y de cuellos volcánicos (*vents*) controlados por fisuras. La actividad más violenta la ilustran los diatremas reconocidos al sur de la quebrada Codegua (Fig. 3). El centro de actividad volcánica más importante de la zona, en volumen, lo constituye la caldera de Olla Blanca. A través de ella, se habrían producido las efusiones más importantes de lavas, piroclásticos y flujos de cenizas. La formación de esta caldera se cree que está ligada a un origen explosivo, basado en el gran volumen de material piroclástico que existe en torno a ella. No hay evidencias estructurales que permitan explicar un origen por colapso de su superestructura.

Se suman a la actividad de tipo central las efusiones volcánicas producidas a través de cuellos volcánicos (*vents*), las cuales tienen su mejor expresión hacia el oeste de la caldera Olla Blanca, especialmente en los sectores ubicados al sur de la quebrada Codegua y al oeste del embalse Sapos (Fig. 3).

La gran extensión que cubren los depósitos volcánicos de la zona, se explica por el desarrollo simultáneo de corrientes de barro de carácter lahárico, las cuales habrían sido el principal agente que ayudó al transporte de los materiales piroclásticos hasta sus actuales ubicaciones. En total se estima que el volumen del material efusivo y piroclástico producido a partir de todo este sistema volcánico alcanzó aproximadamente los 40 a 50 mil millones de m³.

Actividad termal

El término de la actividad volcánica eruptiva fue seguida, en Olla Blanca, por un gran desarrollo

de actividad termal. La presencia en el interior de la caldera, como asimismo en su flanco este, de numerosos depósitos de fuentes termales de carácter silíceo que constituyen los yacimientos de cuarzo que motivaron esta contribución, ilustran este evento. Esta actividad termal fue acompañada por una extensa alteración de carácter argílica y propilitico.

El mecanismo de formación de estos depósitos de sílice se explica según Ellis (1967), a partir de aguas calientes profundas las cuales estarían saturadas en sílice. Durante la fase de pérdida de vapor por ebullición y concentración de aguas termales, la solubilidad de la sílice amorfa es sobrepasada a temperaturas bajo 115°-160° para el caso de diferentes campos geotérmicos estudiados en distintas partes del mundo. Esta condición conduce a la depositación, cerca y en la superficie, de ópalo y geysirita por simple enfriamiento. Por otra parte se ha demostrado que a temperaturas entre 250° a 350° C la solubilidad de la sílice contenida en rocas volcánicas (desde basaltos a riolitas) se acerca a la solubilidad de la sílice amorfa. En consecuencia, aguas calientes que circulan a través de rocas volcánicas frescas pueden producir una extensa disolución de sílice desde estas rocas, creando importantes concentraciones que posteriormente pueden depositarse como cuarzo en o cerca de la superficie.

Las aureolas de alteración argílica y silicificación que existen en torno a los cuerpos de cuarzo se habrían producido a consecuencia de un fuerte metasomatismo de hidrógeno posterior a la depositación del cuarzo. Fournier (1967) explica este mecanismo de formación, el cual determina un equilibrio entre la depositación de cuarzo en fisuras y la formación de caolinita y cuarzo en las rocas encajadoras. Este mecanismo, creemos, sería aplicable al caso de Olla Blanca.

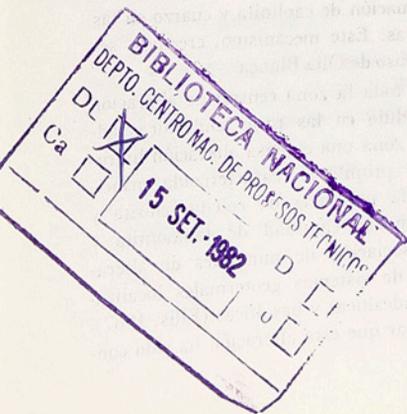
Rodeando a toda la zona central de alteración argílica se produjo en las rocas andesíticas adyacentes a esta zona una extensa alteración hidrotermal de tipo propilitico, caracterizada principalmente por la presencia de calcita, clorita y epidota, con menor cantidad de laumontita y albita. Esta asociación de minerales de alteración es típica de sistemas geotermales localizados en rocas andesíticas y basálticas (Ellis, 1967). Cabe hacer notar que esta alteración ha sido con-

trolada casi totalmente por estructuras rellenas con sílice (jaspe, calcedonia, etc.), y por lo tanto no debe ser confundida con algún proceso de metamorfismo de bajo grado, cuya mineralogía es similar. La depositación de los minerales señalados, según Ellis (*op. cit.*) se produce en el momento en que se separa por ebullición la fase

de vapor elevándose en consecuencia el pH de la solución hidrotermal residual. La gran cantidad de calcita presente como mineral de alteración de feldespatos en la zona propolítica, se explica dentro de este contexto, por la remoción del CO_2 , durante la vaporización de la solución (Holland, 1967).

REFERENCIAS

- BILLINGS, M. 1942. Structural Geology. 473 p. Príncipe Hall, New York.
- CAMUS, F. 1975. Geology of El Teniente orebody with emphasis on wallrock alteration. *Econ. Geol.* **70**, 1341-1372.
- ENRIONE, A. 1972. Estabilidad de los terrenos del área de Alto Colón. Depto. Geología, Soc. Min. El Teniente. Informe Inédito.
- ELLIS, A. J. 1967. The chemistry of some explored geothermal systems. En: Barnes, H. L., ed., *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. p. 465-511. Holt, Rinehart and Winston Inc., New York.
- FOURNIER, R. C. 1967. The porphyry copper deposit exposed in the Liberty open-pit mine near Ely, Nevada. *Econ. Geol.* **62**, 57-81.
- HOLLAND, H. D. 1967. Gangue minerals in hydrothermal deposits. En: Barnes, H. L., ed., *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. p. 382-436. Holt Rinehart and Winston, Inc. New York.
- KLOHN, C. 1960. Geología de la cordillera de los Andes de Chile Central, provincias de Santiago, O'Higgins, Colchagua y Curicó. *Inst. Invest. Geológicas, Bol.* **8**, 97 p.
- LEITE, C. y NÚÑEZ, A. 1971. El suelo de fundación de Alto Colón. *Inst. Invest. Geológicas. Informe Inédito.*



INSTRUCCIONES A LOS AUTORES

INFORMACIONES GENERALES

La Revista Geológica de Chile acepta para publicar trabajos geológicos y de ciencias afines que sean de interés general en Chile prefiriendo aquellos que sean útiles en más de una disciplina de las ciencias geológicas.

Los autores deben enviar dos copias del manuscrito a doble espacio en papel de buena calidad, tamaño carta con un margen de por lo menos 2,5 cm arriba, abajo, y a los lados, acompañados de dos copias legibles de las ilustraciones (dibujos y fotos), al Editor, Revista Geológica de Chile, Casilla 10465-Agustinas 785, 6° piso, Santiago. Los manuscritos a espacio simple, en papel copia, con márgenes inadecuados o ilustraciones y tablas ilegibles, serán devueltos al autor. No envíe los originales de las ilustraciones hasta que le sean solicitadas. Los autores deben conservar en su poder una copia del manuscrito e ilustraciones, porque la Revista no puede responsabilizarse por material perdido en Correos.

Los trabajos que se entreguen para su publicación deben estar totalmente terminados y en lo posible con la aceptación final de uno o más especialistas en el tema tratado, preferentemente por medio de uno de los miembros del Comité Editor. Es derecho del Editor responsable el efectuar la redistribución de las figuras, la valoración crítica general de los trabajos presentados y la designación de nuevos Editores en caso que ello sea necesario. La crítica se basa en la conveniencia, originalidad y propiedad de la presentación.

Los manuscritos deben estar preferentemente escritos en español, pero pueden ser aceptadas contribuciones en inglés.

Casi todos los manuscritos son enviados nuevamente al autor para revisión, condensación o pulimiento final. Las pruebas de imprenta son enviadas al autor para su revisión y aprobación final. Cada columna de las dos que van en cada página se envían en una hoja con amplios márgenes para comentarios y correcciones. Los números y letras que figuran a la derecha de cada línea sirven para que el operador de la máquina de escribir pueda marginar la línea al escribir las matrices de impresión. Se ruega no alterar o borrar estos símbolos.

El autor debe en esta etapa limitarse en lo posible sólo a corregir errores de copia, ya que toda corrección mayor altera la marginación del resto del párrafo.

Cuando un manuscrito se encuentra en proceso de revisión para su aceptación no debe ser enviado para publicación en otras revistas, excepto con consentimiento escrito del Editor.

LIMITACIONES DE TAMAÑO

La extensión máxima de los manuscritos normalmente aceptados en la Revista es de 50 páginas, mecanografiadas a doble espacio, que equivalen aproximadamente a 15.000 palabras.

Ocasionalmente se aceptarán manuscritos de hasta 75 páginas, sólo en el caso que se juzguen de excelente calidad.

Manuscritos de 12 páginas o menos con un mínimo de ilustraciones, que informen sobre hallazgos, nuevas técnicas y procedimientos, nuevos datos, progresos alcanzados en investigaciones de larga duración y que requieran publi-

cación rápida son bienvenidos en la Revista. Discusiones de trabajos publicados recientemente en la Revista serán revisados en forma expedita para su rápida publicación. En general mientras más corto y mejor escrito el manuscrito más expedita será la publicación.

REQUISITOS QUE DEBEN CUMPLIR LOS MANUSCRITOS

Resúmenes. Los trabajos en español deben llevar un resumen breve y objetivo, que incluya en un máximo de 250 palabras el contenido y conclusiones del trabajo en una página separada. Las frases iniciales deben indicar la orientación general del trabajo, las siguientes deben poner énfasis en la información nueva aportada. Omite referencias, críticas, ilustraciones y diagramas. Sobre todo, el resumen debe presentar la información efectiva y los resultados en forma de síntesis en vez de decir sobre qué es el estudio o cómo se realizó el trabajo. El resumen deberá presentarse además en uno o más idiomas de gran difusión, con una extensión máxima de 500 palabras.

Organización. En la parte inicial del trabajo debe dejarse claramente establecida cuál es la contribución principal aportada. Debe también indicarse el propósito principal de la publicación, agregando sólo un mínimo de información de trabajos anteriores; los datos que llevan a las conclusiones deben ser además presentados concisamente; la diferencia entre hechos e interpretaciones claramente definida; las conclusiones deben ser sólo aquellas justificables con los datos presentados y quizás adelantar algunas implicaciones de las conclusiones indicadas. Se puede suponer que los lectores de la Revista están familiarizados con la literatura general al respecto y no necesitan que se les explique detalladamente principios básicos; por lo tanto sólo debe presentarse el mínimo necesario de información de trabajos anteriores y material de referencia. Concéntrese en la contribución específica y preséntela claramente y en la menor cantidad posible de palabras, de modo que el lector pueda obtener un máximo de ideas en un mínimo de tiempo.

Las descripciones de cosas tales como métodos y técnicas de laboratorio deben presentarse en la forma más breve posible y preferiblemente ubicadas en el artículo como un apéndice.

Métodos de práctica corriente no deben describirse en detalle si es posible citar referencias al respecto.

Debido a que las tablas, notas al pie de página, y referencia se componen en tipos y posiciones diferentes al resto del artículo, deben ser enviadas en página aparte a doble espacio. No envíe manuscritos corcheteados o empastados. Evite poner clips a las fotos brillantes.

Explicaciones de figuras. Haga que la explicación de cada figura sea precisa; explique todos los términos y símbolos usados. Muchos de los símbolos tales como letras, sufijos, letras griegas, etc., pueden ser ventajosamente puestos en la explicación dejando dentro de los márgenes de la figura sólo los símbolos geológicos. Escriba todas las explicaciones de figura en párrafos seguidos en una o más páginas del manuscrito, doble espacio. No ponga número de figura, título ni explicación dentro de los márgenes de la figura.

Tablas. Las tablas deben ser preparadas cuidadosamente y deben reemplazar al texto y no duplicarlo. Deben numerarse consecutivamente y estar encabezadas por un breve título; cada una sola en una página de manuscrito. Suprima líneas verticales y horizontales, alinee los decimales y use coma en vez de punto para separarlos de los números enteros. Los símbolos de referencia * + § ≠ pueden ponerse dobles o triples si se necesitan en mayor cantidad. Compruebe los totales de cada columna si son sumables. Una línea horizontal corta al final de la columna indica su término, pero si continúa en la próxima página déjela sin línea.

Notas al pie de página. Reemplace en lo posible las notas al pie de página con información incluida en el texto; pero cuando sean imprescindibles escribalas aparte en una hoja separada del manuscrito marcadas con los símbolos indicados.

Apéndices. Todos los apéndices deben tener un título como por ejemplo: *Apéndice 1. Descripción de las muestras.* Los apéndices se ubican al final del texto antes de las Referencias citadas.

Símbolos Matemáticos. Los símbolos matemáticos escritos a mano en los manuscritos son generalmente difíciles de leer y pueden inducir a error al componer el texto. Se sugiere escribir con lápiz suavemente al margen de qué símbolo se trata, como por ejemplo: "sub gama, súper delta, pi", etc. Las expresiones que deben ir en itálicas o cursivas se subrayan en el manuscrito.

Referencias citadas. Las referencias en el texto se indican por autor, año y páginas específicas cuando sea necesario. Sólo se usa el apellido a menos que haya dos autores con el mismo apellido, en cuyo caso se usará la inicial del nombre. Los autores que tengan dos publicaciones en el mismo año se diferenciarán agregando "a", "b" o "c" al año. Cuando se trate de varios autores se citará como (Pérez y otros, 1972), y no como (Pérez, González, y Cabrera, 1972) o (Pérez et al., 1972).

La sección referencias también debe escribirse en el manuscrito con márgenes de 2,5 cm alrededor, con el nombre del autor, año de publicación, título del artículo, nombre del periódico, número de volumen y número de la página inicial y final. Para libros ponga el nombre de la editorial y la ciudad en que fue publicado. No se listan en las referencias datos inéditos, informes inéditos, o investigación en progreso. Este material se pone en el texto con el nombre del autor o investigador como por ejemplo (Pérez, 1973 com. oral). Cualquier material que no se encuentre fácilmente accesible a un lector interesado no se listará en las referencias, al igual que los trabajos que no hayan sido citados en el texto.

Ilustraciones. Todas las ilustraciones se clasifican co-

mo figuras e incluyen dibujos lineales que pueden ser impresos en tamaño página o mayores y las fotografías. Todas las ilustraciones deben ser identificadas con el nombre del autor y numeradas consecutivamente con lápiz al borde del papel o por detrás en el caso de fotografías. Marque en el margen del texto el lugar que considere apropiado para ubicar las ilustraciones, pero mantenga las ilustraciones separadas del texto. La explicación y título debe ser repetida dentro de los márgenes de la figura. Para material relacionado estrechamente use Figura 1A, 1B y 1C, y una explicación conjunta en vez de tres explicaciones repetidas.

Fotografías nítidas y brillantes de los dibujos lineales reducidas a tamaño página o columna son preferibles a originales grandes y difíciles de mantener en buen estado durante el proceso de impresión. Los dibujos deben ser sobre un buen papel blanco opaco o transparente. Cuando planee los tamaños de las figuras tome en cuenta el tamaño de las páginas de la Revista.

Página completa, límite máximo de escritura 15,6 cm (37 picas) de ancho; 22,4 cm (53 picas) de alto. Ancho de cada columna 7,6 cm (18 picas) por el alto necesario hasta un máximo de 22,4 cm (53 picas) cuando se piensa usar una sola columna.

Figuras de mayor tamaño sólo pueden ser impresas por el momento hasta 21 cm (50 picas) por 31 cm (73 picas) para ser incluidas dobladas. Las ilustraciones mientras más pequeñas, simples y compactas sean, más probabilidades tienen de ser estudiadas en detalle por el lector. Una figura puede ser dividida en dos para ponerla en páginas diferente frente a frente eliminando el doblez. Use escalas gráficas en todos los mapas y microfotografías en vez de escalas numéricas que pueden cambiar con la reducción o ampliación. Planee todos los tipos de letra de tamaño tal que sean legibles luego de la reducción. Use líneas y letras finas porque se reproducen mejor. Las líneas gruesas tienden a perder nitidez en los bordes y la tinta no toma bien en el centro, disminuyendo la calidad de la reproducción. Envíe las figuras en lo posible del tamaño en que se desea sean reproducidas; si son mayores mantenga en todo caso las proporciones adecuadas entre largo y ancho para su reducción.

Apartados. La Revista proporciona 50 apartados por cada artículo al autor o autor principal si son varios. Si se necesitan más de 50 apartados éstos podrán ser ordenados al momento de devolver las pruebas de imprenta con una orden de compra.

Los apartados extra serán cargados al costo.

Cualquier duda consúltela escribiendo o llamando al Editor, Revista Geológica de Chile, Casilla 10465, teléfono 30121, Santiago.

CONTENIDO

Número 1 1974

Camus, F. y A. Enrione. Estudios geotécnicos aplicados al Sistema de Hundimiento por Bloques (Block Caving) 1-12.

Corvalán, J. Estratigrafía del Neocomiano marino de la región al sur de Copiapó, provincia de Atacama 13-36

Silva, L. Criterios usados en la selección de los métodos geofísicos de prospección 37-63

Fuenzalida, R. y W. Espinosa. Hallazgo de una caldera volcánica en la provincia de Aisen 64-66

Neumann, H. Mineralizaciones tipo cobre porfírico en Chile 67-73

Nisterenko, G.V.; J. Losert; L. Chávez y V.B. Naumov. Temperaturas y presiones de formación de algunos yacimientos cupríferos de Chile 74-80

Zamarsky, V.; H. Conn y M. Tabak. Estudio geoquímico de los productos de intemperismo de las rocas ultrabásicas (serpentinitas) en la provincia de Valdivia, Chile 81-102

Frutos, J. Sobre el posible control tectónico de los yacimientos de cobre porfírico en la cuenca andina chilena 103-113

Skarmeta, J. Sobre la ocurrencia de los rodados patagónicos en Aisen, Chile 114-116

Número 2 1975

Arratia, G.; A. Chang y G. Chong. *Pholidophorus domeykoanus* n. sp. del Jurásico de Chile 1-9

Arratia, G.; A. Chang y G. Chong. Sobre un pez fósil del Jurásico de Chile y sus posibles relaciones con clupeidos sudamericanos vivos 10-21

Hervé, F. y M. del Campo. Estudio petrográfico del Gabro Coronítico de Laguna Verde, provincia de Valparaíso, Chile 22-33

Hauser, H. Presencia de suelos ricos en aluminio en la zona sur de Chile (Biobío, Llanquihue) 34-40

Vila, T. Geología de los depósitos salinos andinos, provincia de Antofagasta, Chile 41-55

Llaumett, C.; L. Olcay; C. Marín; J.C. Marquart y E. Reyes. El yacimiento cobre porfírico Andacollo, provincia de Coquimbo, Chile 56-66

Número 3 1976

Tilling, R.I. El batolito andino cerca de Copiapó, provincia de Atacama, Geología y Petrografía 1-24

Covacevich, V. Fauna valanginiana de península Byers, isla Livingston, Antártica 25-56

Fuenzalida, R. y J. Skarmeta. El deslizamiento del Valle del Murta: un colchón de aire como mecanismo de transporte 57-60

REVISTA GEOLOGICA DE CHILE

NUMERO 4 1977

INSTITUTO DE INVESTIGACIONES GEOLOGICAS

INDICE

Aspectos geoquímicos del Complejo ofiolítico Tortuga en la Cordillera Patagónica del Sur, Chile. <i>M. Suárez</i>	3 - 14
Notas geoquímicas preliminares del batolito patagónico al sur de Tierra del Fuego, Chile. <i>M. Suárez</i>	15 - 33
Antecedentes geocronológicos de rocas intrusivas y volcánicas en la cordillera de los Andes comprendida entre la sierra Moreno y el río Loa y los 21° y 22° Lat. Sur, II Región, Chile. <i>Huete, C.; V. Maksaeu; R. Moscoso; C. Ulriksen y H. Vergara</i>	35 - 41
Geología del área de emplazamiento de los depósitos de cuarzo Olla Blanca, provincia de Cachapoal. <i>F. Camus</i>	43 - 54
