

CONSIDERACIONES PETROGENÉTICAS SOBRE LAS GRANODIORITAS TERCIARIAS DE LOS ANDES DEL SUR ENTRE LOS 33°- 34°S (CHILE - CENTRAL).

por

Leopoldo López E.*

RESUMEN

El comportamiento geoquímico de los elementos mayores y trazas (incluyendo a los lantánidos o tierras raras) de las granodioritas terciarias de los Andes del Sur entre los 33-34° S es consistente con una derivación por fusión parcial de peridotita de granate seguida de una cristalización fraccionada de olivino, clinopiroxeno, plagioclasa y anfíbola. El porcentaje de fusión requerido para explicar los patrones de elementos trazas de las granodioritas es función directa del grado de enriquecimiento en elementos incompatibles de la fuente de origen. Este enriquecimiento puede explicarse por contaminación con líquidos derivados por fusión parcial (5%) de eclogita derivada de basaltos alterados de la placa oceánica de Nazca.

Las granodioritas terciarias de Chile central (33-34°S) son geoquímicamente incompatibles con magmas derivados por fusión parcial directa de basaltos subductados de la placa oceánica de Nazca (estén éstos en la mineralogía anfibolítica o en la eclogítica) y con magmas derivados de los anteriores por cristalización fraccionada de minerales comúnmente presentes en rocas calcoalcalinas.

ABSTRACT

The Tertiary granodiorites from the Southern Andes between 33-34° S have major and trace elements (including rare-earth elements) that are consistent with a derivation by partial melting of garnet-peridotite followed by crystal fractionation of olivine, clinopyroxene, plagioclase and amphibole. The degree of partial melting necessary to explain the trace element patterns of the granodiorites depends upon the degree of enrichment of the source in incompatible elements. This enrichment can be explained by contamination with liquids derived by partial melting of altered oceanic basalts from the Nazca plate in the eclogite mineralogy.

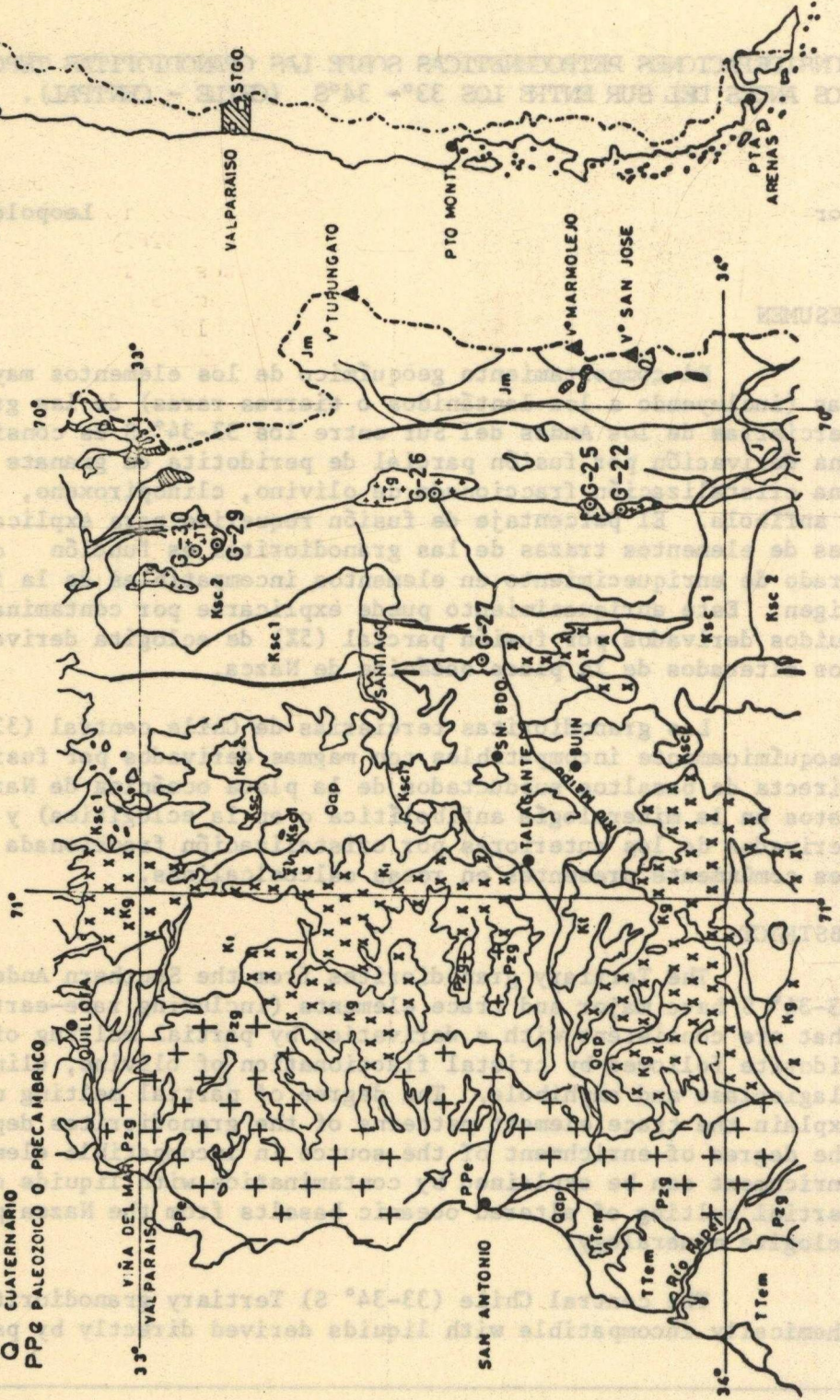
The central Chile (33-34° S) Tertiary granodiorites are geochemically incompatible with liquids derived directly by partial mel-

* Departamento de Geología, Universidad de Chile, Casilla 13518, Correo 21, Santiago, Chile.

ROCAS GRANITICAS
ROCAS VOLCANICAS Y SEDIMENTARIAS

⊕ PALEOZOICO SUPERIOR
 ⊕ CRETACICO SUPERIOR
 ⊕ TERCARIO

K CRETACICO
 Q CUATERNARIO
 PPG PALEOZOICO O PRECAMBRICO



OCEANO PACIFICO

ting of subducted Nazca plate oceanic basalts (either in the amphibolite or in the eclogite mineralogy) and with residual liquids derived from the formers by crystal fractionation of minerals commonly found in calc-alkaline rocks.

INTRODUCCION

Las rocas calcoalcalinas de los márgenes continentales están íntimamente involucradas en los procesos relacionados con el origen y evolución de los continentes (TAYLOR, 1967; STERN et al., 1975; WYLLIE et al., 1976). Estas rocas son abundantes en lugares como Chile, que representan una interacción convergente entre una placa oceánica y una placa continental. La subducción de la placa oceánica de Nazca bajo la placa continental Sudamericana está demostrada por los numerosos sismos de profundidad baja a intermedia que ocurren a lo largo del borde occidental de Sudamérica (SWIFT y CARR, 1974; STAUDER, 1973 y 1975; BARAZANGI e ISACKS, 1976; SACKS, 1977). Los estudios sísmicos y gravimétricos señalan que: a) entre los 15° y 27° S (Andes Centrales) el ángulo de subducción varía entre 25° y 30°, y una porción del manto superior (manto intercortical) separa la corteza oceánica subductada de la corteza continental. Entre los 27° y 33° S el ángulo de subducción es de 10° y la existencia de manto intercortical es nula o casi nula. Existe discrepancia en cuanto al valor del ángulo de subducción en los Andes del Sur (33°-46° S). Según ISACKS y BARAZANGI (1976) en esta sección de los Andes, a igual que en los Andes Centrales, el ángulo de subducción varía entre 25° y 30° y una porción de manto separa la corteza continental de la corteza oceánica subductada. Según STAUDER (1973) el ángulo de subducción es de unos 25° a la altura de las latitudes 33°-34° S y disminuye hacia el sur alcanzando un valor de unos 15° en la latitud 40° S. b) La naturaleza del manto intercortical parece cambiar de una región a otra. Bajo los Andes Centrales el manto sería principalmente litosférico mientras que bajo los Andes del Sur el manto sería predominantemente astenosférico (JAMES et al., 1976; BARAZANGI e ISACKS, 1976). c) La corteza continental en los Andes Centrales alcanza un grosor de unos 70 a 75 Km (DRAGUICEVIC, 1962; JAMES, 1971) mientras que bajo los Andes del Sur el grosor de dicha corteza casi nunca excede los 50 Km (LOMNITZ, 1962; KAUSEL y LOMNITZ, 1969).

Tres batolitos principales, de naturaleza calcoalcalina, afloran en los Andes del Sur entre las latitudes 33° y 34° S (Chile Central; Figura 1). Ellos exhiben una elongación N-S paralela a la de la fosa Chile-Perú. Estudios cronológicos realizados por LEVI et al., (1963), CORVALAN y MUNIZAGA (1972), AGUIRRE et al. (1974) y CORDANI et al. (1976), demuestran que las edades de estos batolitos disminuye sistemáticamente hacia el este. El Batolito Paleozoico es el más occidental y aflora a lo largo de la vertiente occidental de la cordillera de la costa. Lo sigue hacia el este el Batolito Cretácico que ocupa principalmente la vertiente oriental de la cordillera de la costa y la depresión longitudinal. El Batolito Terciario es el más oriental y sus afloramientos se encuentran principalmente en la alta cordillera andina.

COMPOSICION MODAL DE GRANODIORITAS TERCIARIAS DE LOS ANDES DEL SUR ENTRE LOS (33° - 34°S)

| | TERCIARIO SUPERIOR | | | | | | |
|---------------------|--------------------|---------|-------------|--------------|--------------|-----------|-----|
| | TER. INF | G27 | G22 | G25 | G26 | G29 | G30 |
| La Obra | | Romeral | San Gabriel | Río Colorado | Esteró Plomo | Disputada | |
| Cuarzo | 19.8 | 27.0 | 14.6 | 19.8 | 13.6 | 12.6 | |
| Plagioclasa | 47.6 | 38.0 | 49.8 | 45.4 | 44.0 | 52.5 | |
| Feldespato potásico | 17.9 | 18.0 | 21.5 | 17.8 | 24.1 | 20.4 | |
| Biotita | 7.2 | 3.1 | 7.1 | 7.2 | ---- | ---- | |
| Anfíbola | 6.2 | 12.3 | 6.0 | 8.2 | 16.9 | 13.1 | |
| Magnetita | 1.3 | 1.5 | 1.0 | 1.6 | 1.4 | 1.3 | |

Los resultados están expresados en porcentajes por volumen y se basan en un conteo de 1000 puntos por muestra.

Consideraciones petrogenéticas...

El presente estudio está relacionado con rocas plutónicas calcoalcalinas del Batolito Terciario (AGUIRRE et al., 1974) expuestas en la alta cordillera de los Andes del Sur entre las latitudes 33° y 34°S (Figura 1). Su objetivo principal es discutir, en base al comportamiento geoquímico de los elementos trazas, la posible génesis y evolución de los magmas que originaron tales rocas.

LOCALIZACION DE LAS MUESTRAS (FIGURA 1)

La muestra G27 pertenece al Terciario Inferior y proviene del intrusivo "La Obra". Las muestras restantes son del Terciario Superior y fueron colectadas en los siguientes lugares: Mina Disputada (G30), Estero Plomo (G29), Río Colorado (G26), San Gabriel (G25) y Romeral (G22).

MINERALOGIA

La Tabla I presenta la composición modal de las muestras a discutir. A diferencia de lo que se observa en un granito verdadero, en estas rocas existen un predominio notable de la plagioclasa sobre el feldespato alcalino. En la mayoría de ellas la razón Feldespato Alcalino/(Feldespato Alcalino + Plagioclasa) es inferior a 0.33 y superior a 0.13, siendo el promedio igual a 0.30. Este criterio permite considerar a estas rocas como granodioritas (WILLIAMS et al., 1954). De hecho las granodioritas parecen constituir el tipo de roca plutónica más abundante en el Batolito Terciario entre las latitudes 33° -34°S (AGUIRRE et al., 1974). En este aspecto este batolito es similar a la mayoría de los batolitos circumpacíficos, los que se caracterizan por un predominio de la granodiorita seguida de la tonalita y de la monzonita cuarcifera (RODDICK, 1974). El granito verdadero es raro en la región circumpacífica.

ELEMENTOS MAYORES

La abundancia de los elementos mayores en las muestras en discusión ha sido presentada por OYARZUN (1971) y por LOPEZ y OYARZUN (1974) y se muestra en la Tabla II junto con la composición normativa C I P W. La naturaleza calcoalcalina de estas rocas fue demostrada por OYARZUN (1971).

Es significativo señalar que la granodiorita G30 (Mina Disputada), que es la que presenta el contenido más bajo en SiO₂ (61,35%), tiene un notable parecido composicional con las andesitas del Tupungato (33°20' S) y Marmolejo (33°45' S) discutidas por THIELE y KATSUI (1969), LOPEZ y FREY (1976) y LOPEZ et al., (1977). Similitudes composicionales entre rocas plutónicas y volcánicas de un área dada han sido observadas en otros lugares circumpacíficos (por ejemplo en las Aleucianas, FORNES et al., 1969). Como las granodio

T A B L A II

ELEMENTOS MAYORES EN GRANODIORITAS TERCIARIAS DE LOS ANDES DEL SUR ENTRE LOS (33°-34° S) Y COMPOSICION NORMATIVA CIPW.

| | TER. INF. | TERCIARIO SUPERIOR | | | | |
|--------------------------------|-----------|--------------------|--------|-------|--------|-------|
| | G27 | G22 | G25 | G26 | G29 | G30 |
| SiO ₂ | 69.74 | 66.06 | 66.17 | 67.52 | 66.83 | 61.35 |
| Al ₂ O ₃ | 14.84 | 15.40 | 15.99 | 16.50 | 16.08 | 16.88 |
| Fe ₂ O ₃ | 1.70 | 1.90 | 1.77 | 2.89 | 3.46 | 1.59 |
| FeO | 2.17 | 2.47 | 2.32 | 2.09 | 2.02 | 3.17 |
| MgO | 0.98 | 1.73 | 1.76 | 0.80 | 1.31 | 2.47 |
| CaO | 2.83 | 3.16 | 3.26 | 1.37 | 1.95 | 4.51 |
| Na ₂ O | 3.75 | 5.16 | 4.81 | 4.97 | 4.50 | 5.85 |
| K ₂ O | 3.11 | 3.31 | 3.13 | 2.66 | 2.87 | 2.74 |
| TiO ₂ | 0.53 | 0.57 | 0.67 | 0.70 | 0.67 | 0.92 |
| P ₂ O ₅ | 0.11 | 0.21 | 0.21 | 0.23 | 0.25 | 0.27 |
| MnO | 0.12 | 0.06 | 0.06 | 0.06 | 0.08 | 0.09 |
| Total | 99.88 | 100.03 | 100.15 | 99.79 | 100.02 | 99.84 |
| Mg/(Mg+ΣFe) | 0.32 | 0.43 | 0.45 | 0.23 | 0.31 | 0.49 |
| Cuarzo | 27.97 | 14.77 | 16.79 | 24.82 | 24.24 | 4.75 |
| Ortoclasa | 18.40 | 19.55 | 18.47 | 15.75 | 16.96 | 16.22 |
| Albita | 31.77 | 43.65 | 40.64 | 42.14 | 38.07 | 49.58 |
| Anortita | 13.34 | 9.08 | 12.78 | 5.31 | 8.04 | 11.73 |
| Diópsido | ----- | 4.23 | 1.61 | ----- | ----- | 7.23 |
| Hiperstena | 4.38 | 4.40 | 5.40 | 2.40 | 3.26 | 5.82 |
| Magnetita | 2.47 | 2.75 | 2.56 | 4.20 | 4.83 | 2.30 |
| Ilmenita | 1.01 | 1.08 | 1.27 | 1.33 | 1.27 | 1.75 |
| Apatita | 0.26 | 0.50 | 0.50 | 0.55 | 0.59 | 0.64 |
| Corindón | 0.42 | ----- | ----- | 3.51 | 2.62 | ----- |
| Hematita | ----- | ----- | ----- | ----- | 0.13 | ----- |

Consideraciones petrogenéticas...

ritas de la alta cordillera andina son más antiguas que las andesitas del Tupungato y Marmolejo podría pensarse que las andesitas derivan por fusión total o casi total de las granodioritas. Sin embargo, se ha demostrado que para que un magma andesítico con 1-2% de H_2O se genere y exista en la corteza continental se requieren temperaturas de 1100° - 1150° C (STERN *et al.*, 1975; WYLLIE *et al.*, 1976 y STERN y WYLLIE, 1977). Estas temperaturas, aun cuando pueden darse en ciertos casos de metamorfismo regional, representan temperaturas corticales excepcionalmente altas y en ningún caso pueden considerarse como las responsables comunes de la generación de andesitas. Por lo tanto, un magma andesítico presente en la corteza debe derivar de magmas emplazados en la corteza desde zonas subcorticales (WYLLIE *et al.*, 1976) y su origen debe buscarse a nivel de la corteza oceánica subductada, o a nivel del manto intercortical, o en procesos que involucren al manto intercortical y a la corteza subductada.

Las granodioritas G22, G29, G26, y G27 presentan valores de SiO_2 (66.06% -69.74%) que las sitúan principalmente en el rango composicional de los magmas dacíticos. Basados en el hecho experimental de que a presiones del orden de 30 Kb el líquidus de una composición andesítico-dacítica esta dominado por granate, clinopiroxeno y cuarzo, GREEN y RINGWOOD (1968, 1969), NICHOLLS y RINGWOOD (1973) y RINGWOOD (1974) sugieren que magmas andesítico-dacíticos pueden derivar por fusión anhidra de una asociación mineralógica eclogítica consistente de granate, clinopiroxeno y cuarzo. El grado de fusión sería el factor que determinaría si los magmas formados son andesíticos o dacíticos. La asociación mineralógica eclogítica es consistente con la alcanzada por los basaltos oceánicos subductados a profundidades fluctuantes entre 80-150 Km.

Sin embargo, una fusión de eclogita en condiciones anhidras requiere temperaturas del orden de 1400° C (GREEN y RINGWOOD, 1968) las que son poco probables de ser alcanzadas en la zona de Benioff a profundidades del orden de 100 Km (TOKSOZ *et al.*, 1971). NICHOLLS y WHITFORD (1976) señalan que las temperaturas de fusión de la eclogita cuarcífera bajan notablemente si dicho proceso se realiza en condiciones hidratadas y que el contenido de SiO_2 de los magmas primarios producidos (el que fluctúa entre el contenido de SiO_2 presentado por las riolitas y el presentado por las andesitas basálticas) depende de la temperatura de fusión. Así a una temperatura de 900° C, el grado de fusión alcanza a un 20% (STERN, 1974) y los magmas primarios producidos presentan un contenido en SiO_2 del orden del 63% y un número magnesiano, $Mg/(Mg+Fe)$, del orden del 0.4 (NICHOLLS y WHITFORD, 1976). Estos valores coinciden bastante bien con los valores promedios de SiO_2 (65%) y un número magnesiano (0.4) presentados por las

granodioritas terciarias en discusión. Este hecho podría llevar a pensar que estas granodioritas representarían magmas primarios producidos por fusión parcial hidratada de eclogita en una zona de subducción a una profundidad de unos 100 Km. Sin embargo, STERN (1974) y STERN y WYLLIE (1977) han demostrado que aún cuando los magmas primarios producidos por fusión parcial hidratada de basaltos oceánicos subductados con la mineralogía eclogítica tienen un contenido de SiO_2 de carácter intermedio a ácido, ellos difieren fundamentalmente de la composición típica de los magmas calcoalcalinos. Así, los datos proporcionados por la petrología experimental restringen la posibilidad que las granodioritas terciarias de los Andes del Sur entre los 33° - 34°S representen magmas primarios derivados por fusión parcial hidratada de basaltos oceánicos subductados con la mineralogía eclogítica. Esto no significa que no pueda haber fusión en la zona de Benioff, pero los magmas producidos deben sufrir profundas modificaciones en su paso por el manto intercortical y la corteza continental a fin de adquirir una composición calcoalcalina (HAMILTON y MYERS, 1967; STERN, 1974; NICHOLLS y WHITFORD, 1976; WYLLIE et al., 1976; STERN y WYLLIE, 1977).

A presiones del orden de 10 Kb y en condiciones hidratadas, el liquidus de una composición andesítico-dacítica consiste principalmente de anfíbola subsilícica, piroxeno y plagioclasa (GREEN y RINGWOOD, 1969). Esto sugiere que a profundidades de unos 30 a 40 Km, un magma de composición andesítico-dacítica puede derivar por fusión parcial de una asociación mineralógica anfibolítica consistente de anfíbola subsilícica, piroxeno y plagioclasa. Estos datos experimentales abren la posibilidad que magmas andesíticos y dacíticos puedan derivar por fusión parcial hidratada de basaltos oceánicos subductados con la mineralogía anfibolítica. Esta fusión requiere de una temperatura de unos 900°C a una profundidad de 30-40 Km.

Otra posibilidad es que magmas con contenidos de SiO_2 como los exhibidos por las andesitas y granodioritas de la alta cordillera andina entre los 33° y 34°S deriven por fusión parcial hidratada del manto intercortical. Al respecto puede decirse que aún cuando existe acuerdo sobre la composición del manto superior, las opiniones son divergentes en relación con la composición de los magmas primarios producidos por fusión parcial de un manto de naturaleza peridotítica. POLDERVAART (1955) y O'HARA (1965) sugirieron que una fusión parcial hidratada de una asociación peridotítica consistente de clinopiroxeno + ortopiroxeno + olivino + espinela origina magmas cuarzo-normativos de composición similar a la de los magmas andesíticos. KUSHIRO et al., (1968) demostraron experimentalmente que en condiciones hidratadas la enstatita puede fundir incongruentemente hasta presiones tan altas como 35 Kb dando olivino más un líquido rico en SiO_2 . Ellos interpretaron este resultado como una evidencia de que, en presencia de H_2O , una fusión parcial de peridotita podía generar directamente líquidos saturados con SiO_2 . Basados en datos de terreno y laboratorio, YODER (1969)

Consideraciones petrogenéticas...

propuso que las andesitas calcoalcalinas representaban los productos de una fusión parcial hidratada de rocas del manto. KUSHIRO (1969, 1970) determinó que en condiciones hidratadas el campo de estabilidad del olivino se expande notablemente en relación al del ortopiroxeno, lo cual favorece la generación de líquidos ricos en SiO_2 (ver también NICHOLLS y RINGWOOD, 1973). Trabajando en el sistema sintético $\text{Na}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{Si}_2\text{O}-\text{H}_2\text{O}$ a presiones de 20 Kb, KUSHIRO (1972) determinó que el líquido coexistente en equilibrio con la asociación peridotítica clinopiroxeno + ortopiroxeno + olivino + vapor era composición andesítica o dacítica. KUSHIRO *et al.*, (1972) y MYSEN y KUSHIRO (en MYSEN *et al.*, 1974) analizaron los líquidos producidos por fusión parcial de una peridotita natural hidratada en el rango 15-25 Kb, determinando que, por ejemplo, a 15 Kb la composición del líquido era la siguiente: $\text{SiO}_2 = 61.9\%$; $\text{TiO}_2 = 0.8\%$; $\text{Al}_2\text{O}_3 = 20\%$; $\Sigma\text{FeO} = 1.7\%$; $\text{MnO} = 0.2\%$; $\text{CaO} = 10.4\%$; $\text{Na}_2\text{O} = 2.5\%$; $\text{K}_2\text{O} = 0.2\%$ y $\text{Mg}/(\text{Mg} + \Sigma\text{Fe}) = 0.69$. En base a estos resultados, KUSHIRO y colaboradores concluyeron que magmas calcoalcalinos de composición andesítica o dacítica podrían representar magmas primarios formados por fusión parcial de peridotita en condiciones hidratadas.

Comparado con la composición de las andesitas y granodioritas andinas (Tabla 2), el líquido obtenido experimentalmente por KUSHIRO y colaboradores, aún cuando es "similar" en SiO_2 , es notablemente más rico en Al_2O_3 y CaO , es más pobre en ΣFeO y álcalis, y presenta un número magnésiano sensiblemente más alto que el de las rocas en discusión.

GREEN (1973 a y b) y NICHOLLS y RINGWOOD (1973) criticaron los experimentos de KUSHIRO *et al.*, (1972) señalando que el líquido obtenido por éstos mediante una fusión parcial de peridotita hidratada representaba en realidad un líquido residual derivado de un líquido primario (cuya composición caía en el rango comprendido entre las toleítas de olivino y las toleítas de cuarzo) por fraccionamiento (o currido durante el experimento) de anfíbola, clinopiroxeno, olivino y posiblemente mica.

GREEN (1970) determinó que a presiones mayores de 10 Kb el olivino no aparecía ni en el líquido ni a temperaturas cercanas a la del líquido de una composición cuarzo-toleítica saturada con H_2O . Esto lo llevó a sugerir que magmas cuarzo-normativos, toleíticos a andesíticos, no podían coexistir con olivino a presiones superiores a 10 Kb. Esta sugerencia implica que una fusión parcial de peridotita hidratada no puede generar magmas cuarzo-normativos a presiones superiores a 10 Kb. Sin embargo, ALLEN *et al.*, (1972) determinaron que la aparición del olivino en el líquido de una composición cuarzo-toleítica estaba fuertemente condicionada por la fugacidad del oxígeno (f_{O_2}). Si la $f_{\text{O}_2} = 10^{-11}$ atm el olivino aparece

L. López

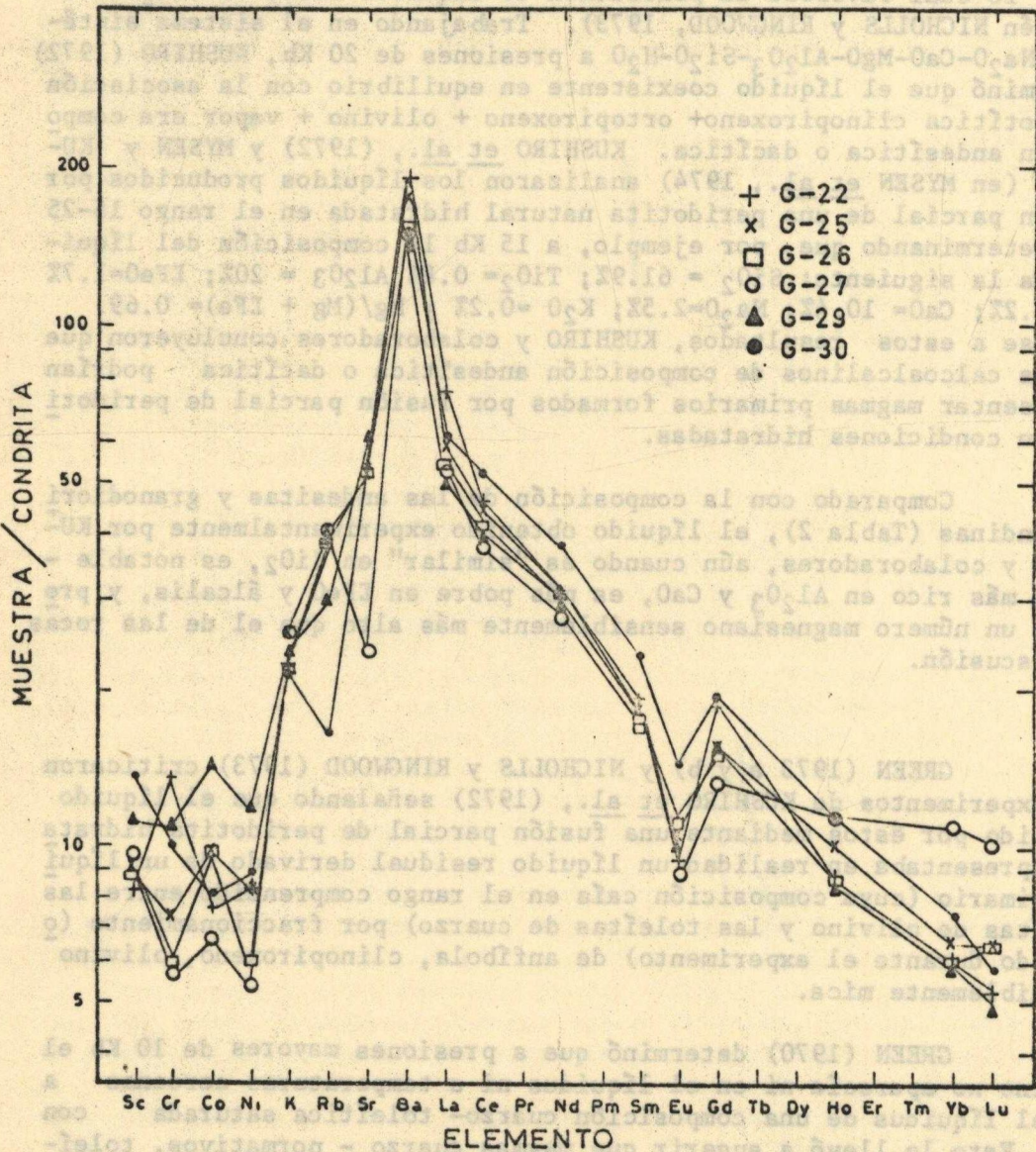


Figura 2. Abundancia de elementos trazas en granodioritas terciarias de Chile central normalizadas en relación a la abundancia promedio de las condritas (Mason, 1962; Frey et al., 1968). Las abundancias normalizadas de Sc, Cr, Co y Ni han sido multiplicadas respectivamente por 10^1 , 10^3 , 10^3 y 10^4 a fin de mostrarlas en el diagrama. Este último criterio se aplica también en los diagramas siguientes.

Consideraciones petrogenéticas...

en el líquido; en cambio, si la fO_2 cae en el rango 10^{-9} - $10^{-4.5}$ atm, el olivino no aparece en el líquido.

Estudiando el efecto que el H_2O produce en el campo de estabilidad del olivino en composiciones toleíticas, NICHOLLS y RINGWOOD (1973) concluyeron que una fusión parcial hidratada de peridotita produce magmas cuarzo-toleíticos hasta presiones de 17 a 20 Kb, en cambio a presiones comprendidas entre 20 y 30 Kb, los magmas producidos son olivino - toleíticos. Como a 20 Kb, tanto el líquido de una composición olivino - toleítica como el de una composición cuarzo - toleítica están dominados por clinopiroxeno + ortopiroxeno + olivino + granate, NICHOLLS y RINGWOOD sugirieron que era difícil que estos magmas toleíticos primarios alcanzaran la superficie sin sufrir un proceso de cristalización fraccionada. Ya que a presiones superiores a 20 Kb el olivino tiende a desaparecer por reacción con el líquido, el fraccionamiento de los magmas olivino - toleíticos es eclogítico (es decir, está dominado por clinopiroxeno + granate) originando magmas residuales que incluso podrían alcanzar una composición andesítica o dacítica. El fraccionamiento eclogítico es poco importante en los magmas cuarzo-toleíticos a presiones altas, sin embargo, a presiones bajas ($P < 20$ Kb) todos los magmas toleíticos, tanto cuarzo - toleíticos como olivino - toleíticos, pueden sufrir fraccionamiento de olivino + clinopiroxeno + anfíbola + plagioclasa originando también magmas andesíticos o dacíticos.

NICHOLLS y RINGWOOD (1973) y NICHOLLS (1974) comprobaron también que el olivino no aparece en el líquido de una composición andesítico-basáltica a presiones superiores a 10 Kb, sugiriendo que a presiones superiores a ésta, ni los magmas andesítico-basálticos, ni los magmas con contenido mayor de SiO_2 que el de los andesíticos-basálticos pueden derivar directamente del manto tal como lo sostienen KUSHIRO y colaboradores.

Los experimentos de NICHOLLS y RINGWOOD (1973) contradicen también a la conclusión de GREEN (1970) al establecer que en condiciones hidratadas una fusión parcial de peridotita no sólo es capaz de generar magmas cuarzo-normativos a presiones inferiores a 10 Kb, sino también puede generarlos hasta presiones comprendidas entre 17 y 20 Kb.

Una posición conciliatoria entre las de KUSHIRO y colaboradores por un lado y la de GREEN, NICHOLLS y RINGWOOD por otro es la de MYSEN y BOETTCHER (1975). Estos determinaron experimentalmente que una fusión parcial de peridotita puede producir líquidos de cualquier composición en el rango comprendido entre las andesitas y las nefelinitas de olivino con una adecuada combinación de los siguientes factores: composición original de la peridotita, presión temperatura, fugacidad del H_2 , fugacidad del H_2O y fugacidad del CO_2 . Así por ejemplo, a presiones del orden de 25 Kb, los líquidos producidos por fusión parcial de peridotita son andesíticos si la fracción molar del H_2O en el vapor

T A B L A III

ELEMENTOS TRAZAS EN GRANODIORITAS TERCIARIAS DE LOS ANDES DEL SUR ENTRE LOS (33°- 34°S).

| | TER. INF. | TERCIARIO SUPERIOR | | | | |
|-------|-----------|--------------------|------|------|------|------|
| | G27 | G22 | G25 | G26 | G29 | G30 |
| Sc | 8.7 | 7.5 | 8.1 | 8.2 | 10.3 | 12.3 |
| V | 70 | 100 | 100 | 120 | 135 | 130 |
| Cr | 17 | 41 | 22 | 18 | 33 | 30 |
| Co | 6.6 | 7.6 | 9.8 | 10.0 | 14.8 | 8.1 |
| Ni | 9 | 14 | 14 | 10 | 20 | 15 |
| Rb | 120 | 115 | 120 | 115 | 90 | 50 |
| Cs | 7.0 | 3.2 | 8.9 | 3.9 | 2.8 | 1.3 |
| Sr | 265 | 600 | 575 | 590 | 690 | 600 |
| Ba | 505 | 650 | 600 | 540 | 500 | 650 |
| La | 17.6 | 25.4 | 19.5 | 18.3 | 16.8 | 20.7 |
| Ce | 33.4 | 40.6 | 39.1 | 37.0 | 35.1 | 46.7 |
| Nd | 16.8 | 18.9 | 18.7 | 18.2 | 18.4 | 23.0 |
| Sm | 3.26 | 3.52 | 3.34 | 3.16 | 3.44 | 4.33 |
| Eu | 0.62 | 0.66 | 0.71 | 0.78 | 0.73 | 1.00 |
| Gd | 3.3 | 4.7 | 3.9 | 3.8 | 4.0 | 4.9 |
| Ho | 0.8 | 0.6 | 0.7 | 0.6 | 0.6 | 0.8 |
| Yb | 2.2 | 1.2 | 1.3 | 1.2 | 1.2 | 1.5 |
| Lu | 0.35 | 0.18 | 0.22 | 0.22 | 0.17 | 0.20 |
| Eu/Eu | 0.48 | 0.50 | 0.60 | 0.69 | 0.60 | 0.66 |
| Hf | 5.0 | 4.1 | 5.3 | 5.9 | 4.7 | 6.3 |
| Ta | 0.39 | 0.66 | 0.65 | 0.69 | 0.43 | 0.48 |
| Th | 10.0 | 12.1 | 14.4 | 11.4 | 6.8 | 10.0 |
| U | 3.0 | 3.8 | 4.2 | 2.9 | 2.0 | 4.4 |

Consideraciones petrogenéticas...

coexistente en equilibrio con la peridotita es igual o superior a 0.6. En cambio, si dicha fracción molar es inferior a 0.5 los líquidos son olivino - normativos e incluso pueden ser (olivino + nefelina) - normativos si la fracción molar del H_2O en el vapor es igual o inferior a 0.4. MYSEN y BOETTCHER determinaron también que la fugacidad del H_2 es un factor importante que controla el número magnesiano en el líquido generado por fusión de peridotita. Según NICHOLLS y RINGWOOD (en MYSEN et al., 1974) los magmas andesíticos naturales no pueden coexistir en equilibrio con peridotita, pues presentan un número magnesiano relativamente bajo (0.45 - 0.60). MYSEN y BOETTCHER determinaron que si la fugacidad del H_2 es de 10.45 atm el número magnesiano del líquido generado por fusión parcial del manto es 0.85, en cambio si dicha fugacidad es de 1 atm el número magnesiano del líquido es aproximadamente 0.5.

Experimentos realizados por STERN et al., (1975), WYLLIE et al., (1976) y STERN y WYLLIE (1977) con líquidos de composición andesítica y granítica sugieren que magmas con una composición similar a la de las andesitas y granodioritas en discusión representan magmas residuales derivados por fraccionamiento, o algún otro proceso más complejo, de magmas primarios producidos por fusión parcial hidratada de peridotita. Estos investigadores dejan abierta la posibilidad que los magmas calcoalcalinos andesíticos y granodioríticos o sus precursores deriven o de la corteza oceánica subductada, o del manto intercortical, o de procesos que involucren materiales provenientes tanto de la corteza oceánica subductada como del manto intercortical. En este último aspecto, ellos coinciden con NICHOLLS y RINGWOOD (1973) y con NICHOLLS (1974) quienes aceptan la posibilidad que magmas provenientes de la fusión de la corteza oceánica subductada en la mineralogía cuarzo-eclogítica tiendan a reaccionar con el manto intercortical formando piroxenitas. Estas piroxenitas ascenderían en forma de diapiros sufriendo procesos de fusión parcial que darían origen a magmas calcoalcalinos predominantemente andesíticos.

ELEMENTOS TRAZAS

Estos elementos son de fundamental importancia en la formulación, evaluación y delimitación de modelos petrogenéticos relativos a rocas ígneas. La determinación de los elementos trazas en base a los cuales se discutirá la posible génesis de las granodioritas terciarias de los Andes del Sur entre las latitudes 33° y 34° S, fue realizada en parte por OYARZUN (1971) y en parte por LOPEZ (1974). Los resultados aparecen en la Tabla III. A modo de comparación la Tabla IV incluye las abundancias homólogas en las andesitas cuaternarias de los volcanes Tupungato ($33^\circ 20' S$) y Marmolejo ($33^\circ 45' S$) discutidas LOPEZ y FREY (1976) y por LOPEZ et al. (1977) y los valores promedios señalados por TAYLOR (1969) para las granodioritas circumpacíficas. Los patrones de elementos trazas normalizados con respecto a las condritas se presentan en la Figura 2. La Figura 3 compara el patrón promedio de

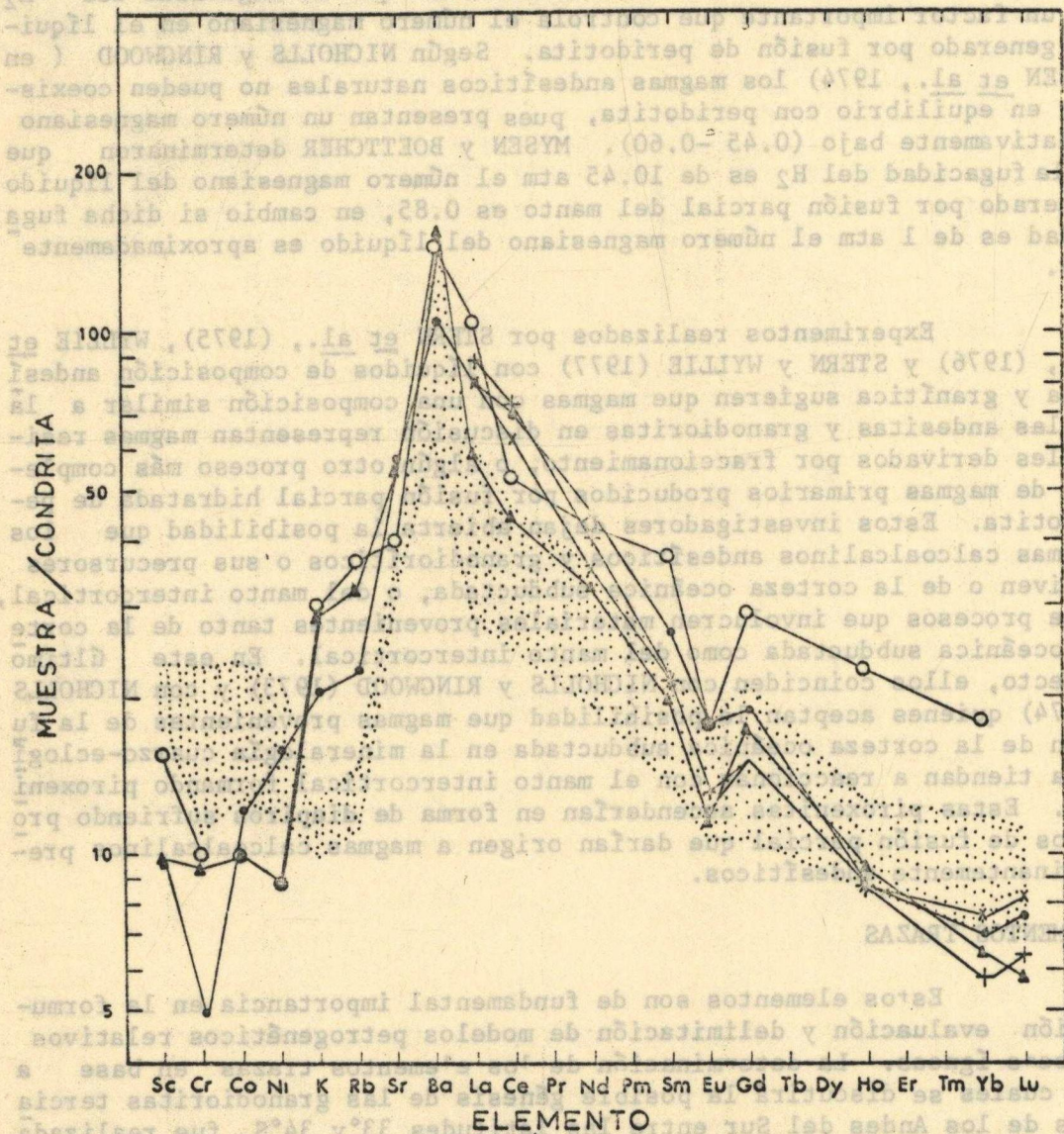


Figura 3. Comparación entre el patrón promedio de elementos trazas de las granodioritas del Terciario Superior (▲) y los patrones normalizados de elementos trazas en: a) (●) andesita del volcán Marmolejo (33° 45'S; Lopez et al., 1977), b) (○) promedio granodiorítico circumpacífico (Taylor, 1969), c) (x) promedio de granodioritas de Mt Givens, Sierra Nevada (H. Noyes, com. pers.), d) (+) promedio de granodioritas de Eagle Peak, Sierra Nevada (H. Noyes, com. pers.) y e) (∴) rango de las andesitas miocénicas de Temuco (Lopez et al., 1976).

T A B L A I V

ELEMENTOS TRAZAS EN ANDESITAS DE LOS ANDES DEL SUR (ENTRE LOS 33°-34°S),
GRANODIORITAS CIRCUMPACIFICAS, BASALTOS OCEANICOS DE LA PLAZA DE NAZCA
Y MANTO SUPERIOR.

| | V. TUPUNGATO (33°20' S) | V. MARMOLEJO (33°45' S) | PROMEDIO GRANODIORITAS CIRCUMPACIFICAS | PROMEDIO BASALTOS OCEANICOS PLACA DE NAZCA | PERIDOTITA MANTO SUPERIOR |
|----|----------------------------|----------------------------|--|--|---------------------------------|
| Sc | 10.4 | 9.0 | 14 | 40 | 16 |
| V | ---- | ---- | 75 | -- | -- |
| Cr | 104 | 12 | 30 | 300 | 2200 |
| Co | 16.6 | 11 | 10 | 50 | 110 |
| Ni | --- | 27 | 15 | 100 | 1500 |
| Rb | ---- | 68 | 110 | 1.1 | 1 |
| Cs | ---- | -- | 4 | --- | --- |
| Sr | --- | 630 | 440 | 135 | 20 |
| Ba | 590 | 360 | 500 | 10 | 20 |
| La | 19.1 | 27 | 36 | 3.2 | 0.66 |
| Ce | 43.7 | 61.5 | 47 | 11.4 | 1.76 |
| Nd | 17.9 | 26.2 | 26 | 9.6 | 1.2 |
| Sm | 3.51 | 4.9 | 6.8 | 3.6 | 0.36 |
| Eu | 1.10 | 1.16 | 1.2 | 1.3 | 0.14 |
| Gd | 2.6 | 4.3 | 7.4 | 5.0 | 0.5 |
| Ho | 0.3 | 0.6 | 1.6 | 1.1 | 0.14 |
| Yb | 0.7 | 1.5 | 3.6 | 2.6 | 0.40 |
| Lu | 0.12 | 0.27 | ---- | 0.42 | 0.07 |
| Hf | 3.9 | 6.0 | 3 | ---- | ---- |
| Ta | 0.9 | 1.3 | ---- | ---- | ---- |
| Th | 4.0 | 6.1 | 10 | ---- | ---- |
| U | 1.6 | 2.0 | 2.7 | ---- | ---- |

Los datos fueron tomados de los siguientes autores:

- a) Volcanes Tupungato y Marmolejo: LOPEZ et al. (1977)
- b) Promedio de las granodioritas circumpacíficas: TAYLOR (1969)
- c) Promedio de los basaltos oceánicos de la Placa de Nazca: SCHILLING y BONATI, 1975; THOMPSON et al., 1976; HART, 1976
- d) El contenido de Tierras Raras en el manto superior se ha estimado igual al doble del presentado por el promedio de las condritas. (FREY et al., 1968).
La abundancia de los otros elementos se ha estimado de análisis de peridotitas (FREY et al., 1977)

elementos trazas de las granodioritas del Terciario Superior con los patrones de rocas volcánicas cuaternarias de los Andes del Sur (LOPEZ y FREY, 1976; LOPEZ et al., 1977), plutónicas del Batolito de Sierra Nevada (H. Noyes com. pers.) y con el patrón promedio de las granodioritas circumpacíficas (TAYLOR, 1969). Desde el punto de vista de los elementos trazas, las granodioritas del Terciario Superior de Chile Central son semejantes a las andesitas cuaternarias de la misma región y a las granodioritas circumpacíficas. Esta similitud composicional sugiere un mecanismo similar de generación para los magmas circumpacíficos el cual estaría asociado a una interacción convergente de una placa oceánica y una placa continental. A fin de delimitar el mecanismo que ha dado origen a las granodioritas terciarias de Chile Central, se evaluarán las principales hipótesis propuestas para explicar la génesis de los magmas calcoalcalinos.

1. Anatexia de la litosfera oceánica en zonas de subducción. En la sección anterior se vió que una fusión parcial de basaltos oceánicos subductados, tanto con la mineralogía anfibolítica como con la eclogítica, ha sido considerada como un mecanismo viable de generación de magmas calcoalcalinos. Estudios isotópicos de Sr y Pb (CHURCH, 1973; CHURCH y TILTON, 1973; CHURCH, 1976) demuestran que la posible participación de sedimentos oceánicos en el proceso de fusión está restringida a valores inferiores al 2%. En base a los modelos de anfibolita (40% anfíbola + 30% clinopiroxeno + 30% plagioclasa) y eclogita (50% clinopiroxeno + 50% granate) propuestos respectivamente por EWART y BRYAN (1973) y GILL (1974) y suponiendo que estas asociaciones mineralógicas presentan una abundancia de elementos trazas igual a la de los basaltos oceánicos de la placa de Nazca (Tabla IV) se han calculado, siguiendo los procedimientos de LOPEZ y FREY (1976) y LOPEZ et al. (1977), los posibles patrones de elementos trazas de líquidos generados por diferentes grados de fusión de basaltos oceánicos subductados. Los resultados aparecen en las Figuras 4 y 5. Inspeccionando estas figuras se observa que elementos como Sc, Cr, Co, Ni, Sm, Eu y tierras raras pesadas (Ho, Yb, Lu) son poco sensibles a las variaciones en el grado de fusión, en cambio, las tierras raras livianas (La, Ce, Nd) se ven muy afectadas por dichas variaciones. Cuanto menor es el grado de fusión mayor es el contenido de tierras raras livianas y mayores son los valores de las razones normalizadas La/Sm y La/Yb en los líquidos resultantes. La sensibilidad del K, Rb, Sr y Ba a las variaciones en el grado de fusión parecen depender de la naturaleza del sólido parental. Así los cambios que experimentan estos elementos frente a un cambio de grado en el grado de fusión son menores si el sólido original es anfibolita que si es eclogita.

En general, los líquidos teóricos generados por fusión fraccionada de basaltos oceánicos subductados presentan patrones de elementos trazas que difieren notoriamente del patrón presentado por el promedio de las granodioritas del Terciario Superior (Figuras 4 y 5). Los líquidos producidos por fusión fraccionada de anfibolita (Figura 4) son significativamente más ricos en Sc, Cr, Ni y tierras raras pesadas que el promedio granodiorítico. Los líquidos derivados por fusión

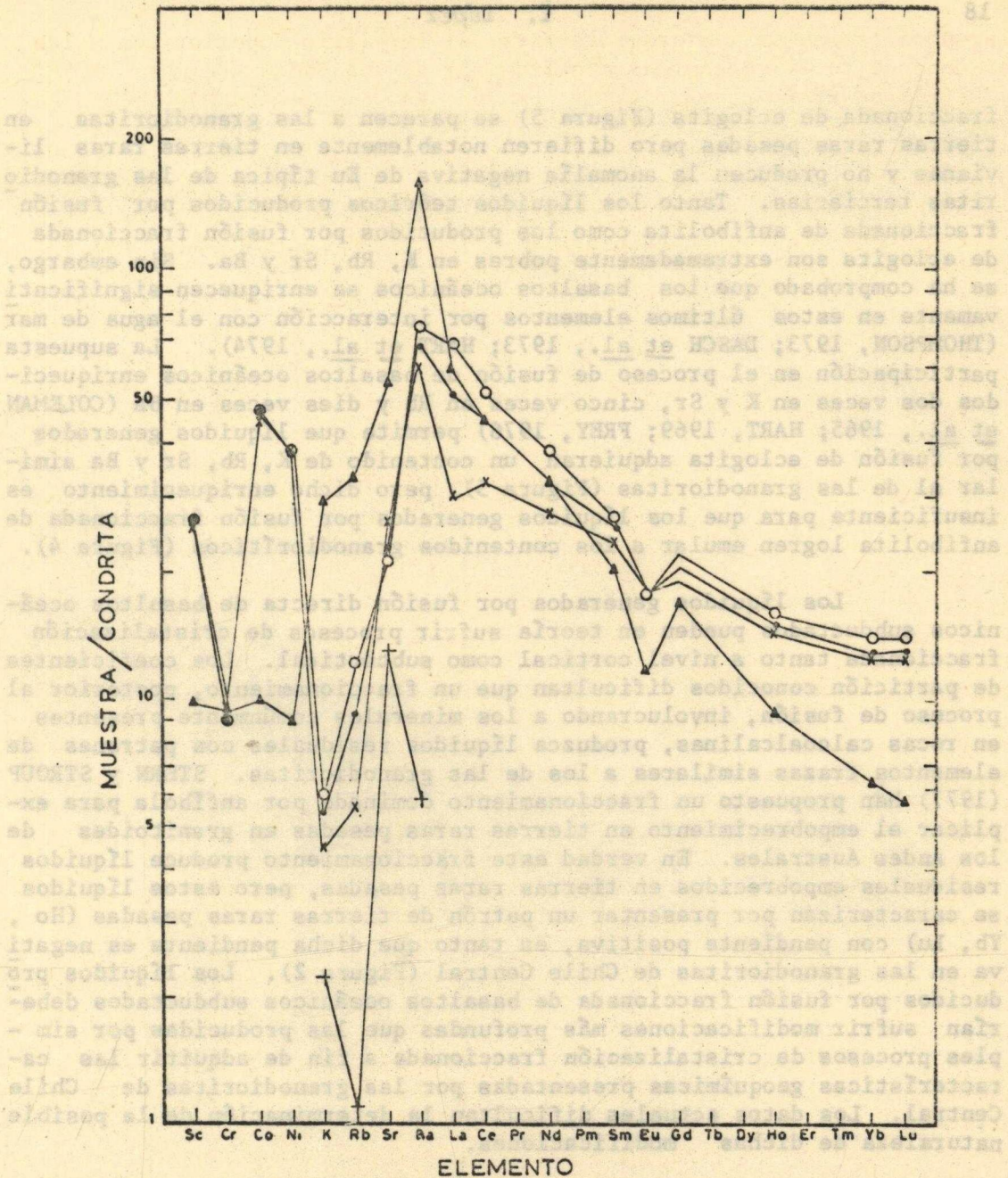


Figura 4. Comparación entre el patrón promedio de elementos trazas de las gabbros del Terciario Superior (▲) y los patrones de líquidos generados por 1% (○), 10% (●) y 30% (×) de fusión fraccionada (Shaw, 1970) de basaltos oceánicos alterados de la placa de Nazca con la mineralogía anfibolítica (40% anfíbola 30% clinopiroxeno 30% plagioclasa; Ewart y Bryan (1973). Se considera que la razón de fusión Anf: Cpx:Opx es 1:2:7. La abundancia promedio de elementos trazas en los basaltos de la placa de Nazca se muestra en la Tabla 4. Se supone que los basaltos oceánicos alterados están enriquecidos dos veces en K y Sr, cinco veces en Rb y diez veces en Ba (Coleman et al., 1965; Hart 1969; Frey, 1976). (+) representa los patrones de K, Rb, Sr y Ba en líquidos teóricos producidos por un 10% de fusión fraccionada de basaltos oceánicos frescos de la placa de Nazca con la mineralogía anfibolítica. Los coeficientes de partición usados en los cálculos se muestran en la Tabla 5.

fraccionada de eclogita (Figura 5) se parecen a las granodioritas en tierras raras pesadas pero difieren notablemente en tierras raras livianas y no producen la anomalía negativa de Eu típica de las granodioritas terciarias. Tanto los líquidos teóricos producidos por fusión fraccionada de anfibolita como los producidos por fusión fraccionada de eclogita son extremadamente pobres en K, Rb, Sr y Ba. Sin embargo, se ha comprobado que los basaltos oceánicos se enriquecen significativamente en estos últimos elementos por interacción con el agua de mar (THOMPSON, 1973; DASCH *et al.*, 1973; HART *et al.*, 1974). La supuesta participación en el proceso de fusión de basaltos oceánicos enriquecidos dos veces en K y Sr, cinco veces en Rb y diez veces en Ba (COLEMAN *et al.*, 1965; HART, 1969; FREY, 1976) permite que líquidos generados por fusión de eclogita adquieran un contenido de K, Rb, Sr y Ba similar al de las granodioritas (Figura 5), pero dicho enriquecimiento es insuficiente para que los líquidos generados por fusión fraccionada de anfibolita logren emular a los contenidos granodioríticos (Figura 4).

Los líquidos generados por fusión directa de basaltos oceánicos subductados pueden en teoría sufrir procesos de cristalización fraccionada tanto a nivel cortical como subcortical. Los coeficientes de partición conocidos dificultan que un fraccionamiento, posterior al proceso de fusión, involucrando a los minerales comúnmente presentes en rocas calcoalcalinas, produzca líquidos residuales con patrones de elementos trazas similares a los de las granodioritas. STERN y STROUP (1977) han propuesto un fraccionamiento dominado por anfíbola para explicar el empobrecimiento en tierras raras pesadas en granitoides de los Andes Australes. En verdad este fraccionamiento produce líquidos residuales empobrecidos en tierras raras pesadas, pero estos líquidos se caracterizan por presentar un patrón de tierras raras pesadas (Ho, Yb, Lu) con pendiente positiva, en tanto que dicha pendiente es negativa en las granodioritas de Chile Central (Figura 2). Los líquidos producidos por fusión fraccionada de basaltos oceánicos subductados deberían sufrir modificaciones más profundas que las producidas por simples procesos de cristalización fraccionada a fin de adquirir las características geoquímicas presentadas por las granodioritas de Chile Central. Los datos actuales dificultan la determinación de la posible naturaleza de dichas modificaciones.

Las consideraciones señaladas permiten concluir que las características geoquímicas de las granodioritas terciarias de Chile Central no son consistentes ni con la de líquidos derivados directamente por fusión fraccionada de basaltos oceánicos subductados ni con la de líquidos residuales derivados de los líquidos anteriores por proceso de cristalización fraccionada que involucre a los minerales comúnmente presentes en las rocas calcoalcalinas.

Estas conclusiones concuerdan con las obtenidas respectivamente por KISTLER y PETERMAN (1973) y DOE y DELEVAUX (1973) en base a

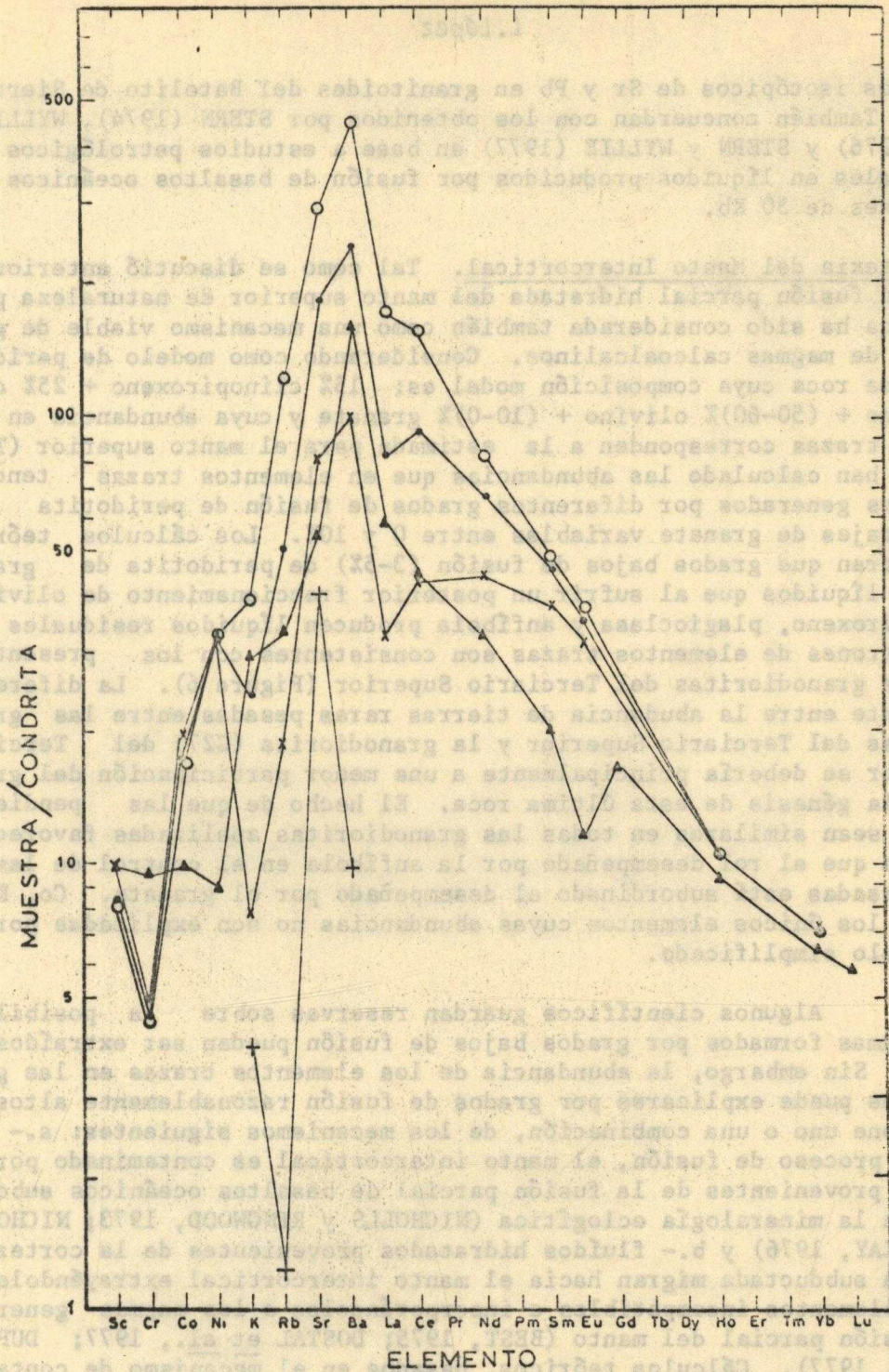


Figura 5. Comparación entre el patrón promedio de elementos trazas de las granodioritas del Terciario Superior (Δ) y los patrones de líquidos generados por 1% (o), 10% (●) y 30% (x) de fusión fraccionada de basaltos oceánicos alterados de la placa de Nazca con la mineralogía eclogítica (50% clinopiroxeno 50% granate; Gill (1974). Se considera que la razón de fusión Cpx:Gt es 1:4. Los demás datos son iguales a los de la Figura 4. (+) representa los patrones de K, Rb, Sr y Ba en 1% de líquidos teóricos producidos por un 30% de fusión fraccionada de basaltos oceánicos frescos de la placa de Nazca con la mineralogía eclogítica.

estudios isotópicos de Sr y Pb en granitoides del Batolito de Sierra Nevada. También concuerdan con los obtenidos por STERN (1974), WYLLIE *et al.* (1976) y STERN y WYLLIE (1977) en base a estudios petrológicos experimentales en líquidos producidos por fusión de basaltos oceánicos a presiones de 30 Kb.

2. Anatexia del Manto Intercortical. Tal como se discutió anteriormente, una fusión parcial hidratada del manto superior de naturaleza peridotítica ha sido considerada también como una mecanismo viable de generación de magmas calcoalcalinos. Considerando como modelo de peridotita a una roca cuya composición modal es: 15% clinopiroxeno + 25% ortopiroxeno + (50-60)% olivino + (10-0)% granate y cuya abundancia en elementos trazas corresponden a la estimada para el manto superior (Tabla IV), se han calculado las abundancias que en elementos trazas tendrían líquidos generados por diferentes grados de fusión de peridotita con porcentajes de granate variables entre 0 y 10%. Los cálculos teóricos demuestran que grados bajos de fusión (3-5%) de peridotita de granate genera líquidos que al sufrir un posterior fraccionamiento de olivino, clinopiroxeno, plagioclasa y anfíbola producen líquidos residuales cuyos patrones de elementos trazas son consistentes con los presentados por las granodioritas del Terciario Superior (Figura 6). La diferencia existente entre la abundancia de tierras raras pesadas entre las granodioritas del Terciario Superior y la granodiorita (G27) del Terciario Inferior se debería principalmente a una menor participación del granate en la génesis de esta última roca. El hecho de que las pendientes La/Sm, sean similares en todas las granodioritas analizadas favorece la idea de que el rol desempeñado por la anfíbola en el control de las tierras raras pesadas está subordinado al desempeñado por el granate. Co, K, y Rb son los únicos elementos cuyas abundancias no son explicadas por este modelo simplificado.

Algunos científicos guardan reservas sobre la posibilidad que magmas formados por grados bajos de fusión puedan ser extraídos del manto. Sin embargo, la abundancia de los elementos trazas en las granodioritas puede explicarse por grados de fusión razonablemente altos si se supone uno o una combinación, de los mecanismos siguientes: a.- previo al proceso de fusión, el manto intercortical es contaminado por líquidos provenientes de la fusión parcial de basaltos oceánicos subductados con la mineralogía eclogítica (NICHOLLS y RINGWOOD, 1973; NICHOLLS, 1974; KAY, 1976) y b.- fluidos hidratados provenientes de la corteza oceánica subductada migran hacia el manto intercortical extrayéndole K y otros elementos incompatibles e incorporándolos a los magmas generados por fusión parcial del manto (BEST, 1975; DOSTAL *et al.*, 1977; DUPUY y DOSTAL, 1977). Cálculos teóricos, basados en el mecanismo de contaminación propuesto por NICHOLLS y RINGWOOD (1973) y NICHOLLS (1974), demuestran que el manto intercortical se enriquece seis veces en Sr, cuatro veces en Rb, más de tres veces en K, La y Ce y 2,5 veces en Nd al ser contaminado por un líquido generado por grados bajos (5%) de fusión fraccionada de basaltos oceánicos subductados de la placa de Nazca con

Consideraciones petrogenéticas ...

T A B L A V

COEFICIENTES DE PARTICION SOLIDO/LIQUIDO USADOS EN ESTE ESTUDIO.

| | Cpx | Ol | Gt | Plag | Anfíbola | | | Biotita |
|----|------|-------|-------|------|----------|------|-----|---------|
| | | | | | HbB | 2Hb | Ab | |
| La | 0.1 | 0.01 | 0.005 | 0.1 | 0.2 | 0.2 | 0.2 | 0.03 |
| Ce | 0.15 | 0.01 | 0.007 | 0.1 | 0.25 | 0.43 | 0.9 | 0.035 |
| Nd | 0.35 | 0.01 | 0.03 | 0.1 | 0.45 | 1.03 | 2.8 | 0.046 |
| Sm | 0.55 | 0.01 | 0.25 | 0.1 | 0.6 | 1.6 | 4 | 0.06 |
| Eu | 0.6 | 0.01 | 0.35 | 1-2 | 0.7 | 1.4 | 3.4 | 0.14 |
| Ho | 0.65 | 0.01 | 1.2-4 | 0.1 | 0.65 | 2.4 | 6 | 0.13 |
| Yb | 0.6 | 0.01 | 3-10 | 0.1 | 0.4 | 1.9 | 5 | 0.2 |
| Lu | 0.6 | 0.01 | -- | 0.1 | 0.35 | 1.75 | 4.5 | 0.23 |
| Sc | 3 | 0.5 | 8.3 | 0.03 | | 2 | | 0.01 |
| Cr | 30 | 1 | 20 | 0.06 | | 5 | | 0.01 |
| Co | 2 | 3 | 4 | 0.06 | | 1.1 | | 0.01 |
| Ni | 3 | 10-15 | 0.7 | 0.01 | | 1.7 | | 0.01 |
| K | 0.06 | 0.01 | 0.05 | 0.3 | | 0.7 | | 1.01 |
| Rb | 0.05 | 0.01 | 0.03 | 0.1 | | 0.25 | | 0.94 |
| Sr | 0.15 | 0.01 | 0.008 | 1-3 | | 0.50 | | 0.08 |
| Ba | 0.08 | 0.01 | 0.04 | 0.6 | | 0.50 | | 1.09 |

Los coeficientes de partición han sido estimados de los siguientes trabajos: ONUMA *et al.* (1968); GRIFFIN y MURTHY (1969); HIGUCHI y NAGASAWA (1969); TAYLOR *et al.* (1969); PHILPOTTS y SCHNETZLER (1970); SCHNETZLER y PHILPOTTS (1970); NAGASAWA y SCHNETZLER (1971); GUNN (1972); De LONG (1974); FREY (1974); GILL (1974); SHIMIZU y KUSHIRO (1975) y ARTH y BARKER (1976).

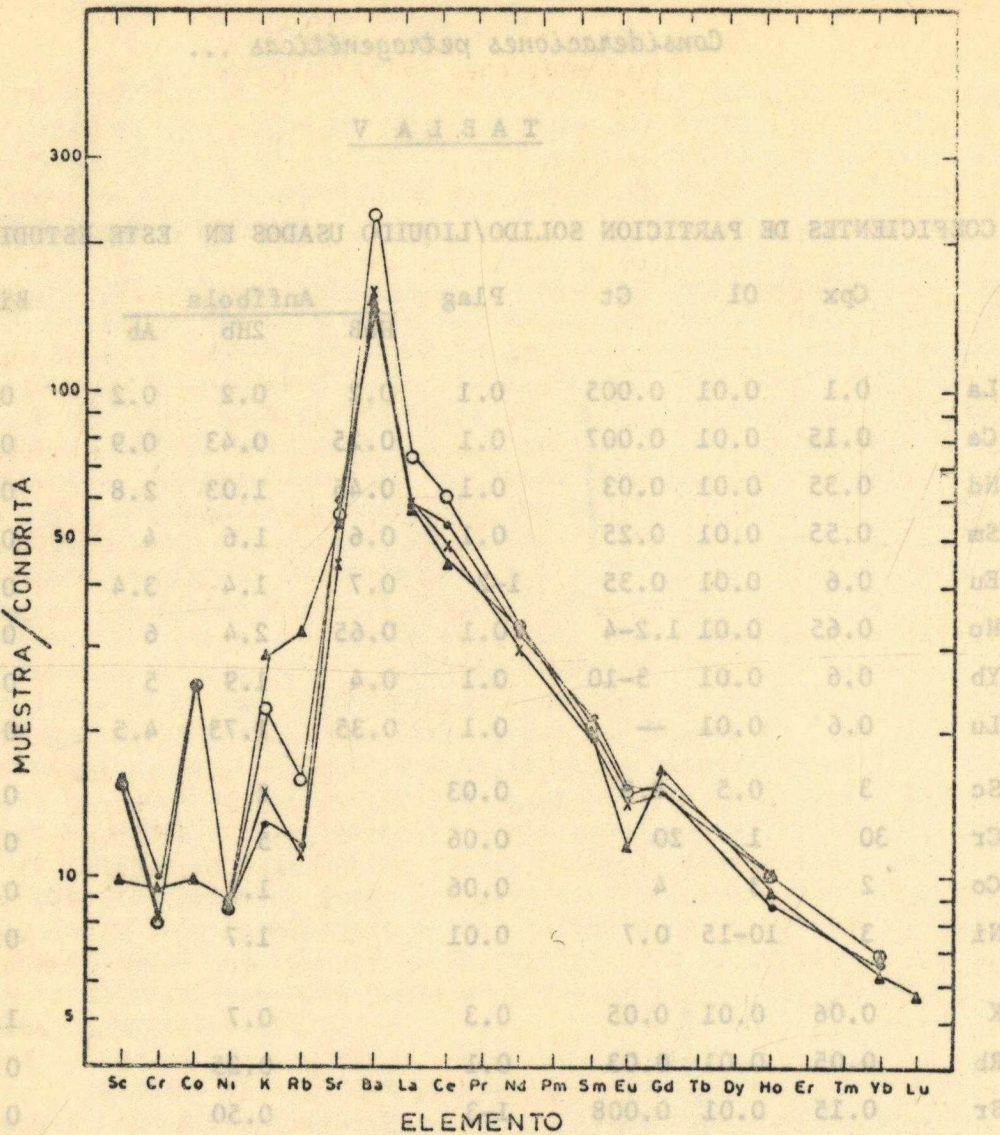


Figura 6. Comparación entre el patrón promedio de elementos trazas de las granodioritas del Terciario Superior (▲) y los patrones de líquidos generados por fusión fraccionada de peridotita de granate (15% de clinopiroxeno 58% olivino 2% granate). Se supone que la razón de fusión Cpx: Opx: Ol: Gt es 2:1:1:0). (○) y (x) representan los patrones de líquidos generados respectivamente por un 3% y un 5% de fusión fraccionada de peridotita no contaminada y sometidos a un posterior fraccionamiento de Cpx (7%), Ol (20%), Plag (10%) y Hb (6%). La abundancia estimada de elementos trazas en el manto se muestra en la Tabla 4. Los coeficientes de partición de las tierras raras para el equilibrio Hb/líquido son los de Arth y Barker (1976) (Tabla 5, columna AB).

(*) representa el patrón de elementos trazas en líquidos producidos por un 20% de fusión fraccionada de peridotita de granate contaminada y sometidos a un posterior fraccionamiento de Cpx (7%), Ol (20%), Plag (10%) y Hb (6%). Los demás datos son iguales a los del párrafo anterior. Se supone que el contaminante del manto es un líquido producido por un 5% de fusión fraccionada de basaltos oceánicos alterados de la placa de Nazca con la mineralogía eclogítica (50% clinopiroxeno 50% granate, siendo 1:4 la razón de fusión Cpx:Gt). La razón de mezcla contaminante/manto es 0.03.

Consideraciones petrogenéticas...

la mineralogía eclogítica y enriquecidos en K, Rb, Sr y Ba por alteración marina previa a la subducción. Para explicar la composición en elementos trazas de las granodioritas del Terciario es necesario que la razón de mezcla entre el líquido derivado por fusión en la zona de Bienoff y el manto intercortical sea de 0.03 a 0.05. Un 20% de fusión fraccionada de este manto contaminado con la siguiente composición modal: 15% clinopiroxeno + 25% ortopiroxeno + 58% olivino + 2% granate produce un líquido que al sufrir un posterior fraccionamiento de clinopiroxeno, olivino, plagioclasa y anfíbola deja un residuo líquido con un patrón de elementos trazas que, exceptuando el Sc, Co y Rb, es muy similar al de las granodioritas del Terciario Superior (Figura 6). Este modelo general explica también la granodiorita (G27) del Terciario Inferior si la participación del granate en el proceso de fusión se reduce al mínimo. El hecho de que el granate carezca de importancia en la génesis de la granodiorita del Terciario Inferior sugiere que su lugar de generación es menos profundo que el de las granodioritas del Terciario Superior.

CONCLUSIONES

La discusión petrogenética llevada a cabo en este estudio permite concluir: 1.- Las granodioritas del Terciario Superior de los Andes del Sur entre las latitudes 33°- 34°S son geoquímicamente similares a las andesitas cuaternarias de los volcanes Tupungato (33°20' S) y Marmolejo (33°45' S) estudiadas por THIELE y KATSUI (1969), LOPEZ y FREY (1976), y LOPEZ *et al.* (1977). Estas similitudes geoquímicas sugieren un mecanismo similar de generación para los magmas granodioríticos y andesíticos de esta región de los Andes del Sur. La granodiorita (G27) del intrusivo de La Obra (Terciario Inferior) está enriquecida en tierras raras pesadas en comparación con las granodioritas del Terciario Superior y las andesitas de los volcanes mencionados. 2.- Las granodioritas del Terciario Superior son similares en el contenido de tierras raras a las granodioritas de Mt Givens e Eagle Peak del Batolito de Sierra Nevada (H Noyes, com. pers.; Figura 3). En algunos elementos (Sc, Cr, Co, Ni, K, Sr y Ba) las granodioritas del Terciario Superior son similares al promedio de las granodioritas circumpacíficas de TAYLOR (1969), pero difieren de ellas por el menor contenido de tierras raras. 3.- Las granodioritas terciarias de Chile Central (33°-34°S) no son consistentes geoquímicamente ni con magmas generados directamente por fusión fraccionada de basaltos oceánicos subductados de la placa de Nazca (estén éstos en la mineralogía anfibolítica o en la eclogítica), ni con magmas derivados de los anteriores por simples procesos de cristalización fraccionada que involucren a los minerales comúnmente presentes en las rocas calcoalcalinas. 4.- Las características geoquímicas de las granodioritas analizadas del Terciario Superior (33°- 34°S) son consistentes con las que presentan líquidos teóricos generados ya sea por grados bajos (5%) de fusión fraccionada de peridotita de granate (2% Gt) no contaminada o por grados más altos (20%) de fusión fraccionada de peridotita de granate contaminada sometidos, en

ambos casos, a un posterior fraccionamiento (40%) de clinopiroxeno, olivino, plagioclasa y anfíbola. El contaminante del manto es consistente geoquímicamente con un líquido producido por grados bajos (5%) de fusión fraccionada de basaltos alterados de la placa oceánica de Nazca con la mineralogía eclogítica. 5.- Los modelos geoquímicos sugieren que el granate ha jugado un papel importante en la génesis de las granodioritas del Terciario Superior, pero no así en la muestra del Terciario Inferior. El rol del granate en la génesis de magmas calcoalcalinos andinos ha sido señalada también por THORPE *et al.* (1975) y DOSTAL *et al.* (1977 a y b) para andesitas de Los Andes Centrales y por LOPEZ y FREY (1976) y LOPEZ *et al.* (1977) para volcanitas de los Andes del Sur al norte de la latitud 37°S.

AGRADECIMIENTOS

Deseo expresar mis agradecimientos a los Profesores Dres. J. Oyarzún, F. A. Frey, M. Vergara y R. Thiele por la colaboración que me prestaron en el desarrollo de este estudio. El presente trabajo fue financiado por los Grants 25699 y DES 7502900 de la National Science Foundation concedidos al Prof. Dr. Frey y por un Grant concedido por la Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas de la Universidad de Chile al autor.

REFERENCIAS

- AGUIRRE, L., CHARRIER, R., DAVIDSON, J., MPODOZIS, A., RIVANO, S., THIELE, R., TIDY, E., VERGARA, M., y VICENTE, J. C. (1974). Andean magmatism: its paleogeographic and structural setting in the central part (30°- 35°S) of southern Andes. *Pacific Geol.*, v. 8, p. 1-38
- ALLEN, J. C., MODRESKI, P. J., HAYWOOD, C., y BOETTCHER, A. L., (1972). The role of water in the mantle of the Earth: The stability of amphiboles and micas. *Proc. 24th. Int. Geol. Congr.*, sec 2, p. 231-240.
- ARTH, J. G., y BARKER, F., (1976). Rare-earth partitioning between hornblende and dacitic liquid and implications for the genesis of trondhjemitic-tonalitic magmas. *Geol.*, v.4, p. 534-536.
- BARAZANGI, M., y ISACKS, B. I., (1976). Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath South America. *Geol.*, v.4, p. 686-692.
- BEST, M. G., (1975). Migration of hydrous fluids in the upper mantle and potassium variation in calc-alkalic rocks. *Geology*, v. 3, p. 429-432.
- CHURCH, S. E., (1973). Limits of sediment involvement in the genesis of orogenic volcanic rocks. *Contr. Mineral. Petrol.*, v.39, p. 17-32.



- CHURCH, S. E., (1976). The Cascade mountains revisited: a re-evaluation in light of new lead isotopic data. *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. 29, p. 175-188.
- CHURCH, S. E., y TILTON, G. R., (1973). Lead and Strontium isotopic studies in the Cascade mountains: Bearing on Andesite Genesis. *Bull. Geol. Soc. Am.*, v. 84, p. 431-454.
- COLEMAN, R. G., LEE, D. E., BEATTY, L.B., y BRANNOCK, W.W., (1965). Eclogites and eclogites: their differences and similarities. *Bull. Geol. Soc. Am.* v.76, p. 483-508.
- CORDANI, U., MUNIZAGA, F., HERVE, F., y HERVE, M., (1976). Edades radiométricas provenientes del Basamento Cristalino de la Cordillera de la Costa de las provincias de Valparaíso y Santiago, Chile. *Actas I Congreso Geológico Chileno. Dep. Geol. Univ. Chile, Tomo II, p.F213-F221.*
- CORVALAN, J., y MUNIZAGA, F., (1972). Edades radiométricas de rocas intrusivas y metamórficas de la hoja Valparaíso - San Antonio. *Inst. Invest. Geol. Santiago-Chile. Bol. N°28.*
- DASCH, E. J., HEDGE, G. E., y DYMOND, J., (1973). Effect of sea water interaction of strontium isotope composition of deep-sea basalt salts. *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. 19, p. 177-183.
- DE LONG, S. E., (1974). Distribution of Rb, Sr, and Ni in igneous rock. Central and western Aleutian Islands, Alaska. *Geochim. Cosmochim. Acta*, v. 38, p. 245-266.
- DOE, B. R., y DELEVAUX, M. R. (1973). Variations in lead-isotopic compositions in Mesozoic granitic rocks of California: A preliminary investigation. *Bull. Geol. Soc. Am.*, v. 84, p. 3513-3526.
- DOSTAL, J., DUPUY, C., y LEFEVRE, C., (1977a). Rare earth elements distribution in Plio-Quaternary volcanic rocks from Southern Peru. *Lithos*, v. 10, p. 173-183.
- DOSTAL, J., ZENTILLI, M., CAELLES, J. C., y CLARK, A. H., (1977b). Geochemistry and origin of volcanic rocks of Andes (26°-28°S) *Contr. Mineral Petrol.*, v. 63, p. 113-128.
- DRAGUICEVIC, M., (1962). Interpretación de las anomalías gravimétricas de las fosas marinas de Valparaíso, Antofagasta y Arica. *Dep. Geofís. Univ. Chile. Publ. N°28.*
- DUPUY, C., y DOSTAL, J., (1977). Origin of volcanic rocks of orogenic areas: trace element considerations. *Can. Jour. Earth Sci.* En prensa.

- EWART, A., y BRYAN, W. B., (1973). The petrology and geochemistry of the Tongan islands. In: The Western Pacific: Island arcs, marginal seas, geochemistry (P. J. Coleman ed.). Univ. of Western Australia press. Australia., p. 508-522.
- FORBES, R. B., RAY, D. K., KATSURA, T., MATSUMOTO, H., HARAMURA, H., y FURST, M. J. (1969). The comparative chemical composition of continental vs island arc andesites in Alaska. Proc. Andesite Conference (A. R. Mc-Birney, ed.). Dept. Geol. Min. Res. Oregon Bull., v. 65, p. 111-120.
- FREY, F. A., (1974). Rare earth element abundances in megacryst from alkali-olivine basalts. EOS, v. 55, p. 474.
- FREY, F. A., (1976). International conference on the nature of the oceanic crust. EOS, v. 57, p. 393-401.
- FREY, F. A., GREEN, D. H., y ROY, S. D., (1977). Integrated models of basalt petrogenesis: A study of olivine tholeiites to olivine melilitites from southeastern Australia utilizing geochemical and experimental petrological data. Joun. Petrol. En prensa.
- FREY, F., HASKIN, M., POETZ, J., y HASKIN, L., (1968). Rare earth abundances in some basic rocks. Jour. Geophys. Res., v. 73, p. 6085-6097.
- GILL, J. B., (1974). Roles of underthrust oceanic crust in the genesis of a Fijian calc-alkaline suite. Contr. Mineral. Petrol. v. 43, p. 29-45.
- GREEN, T. H., y RINGWOOD, A. E., (1968). Genesis of the calc-alkaline igneous rock suite. Contr. Mineral. Petrol., v. 18, p. 105-162.
- GREEN, T. H., y RINGWOOD, A. E., (1969). High pressure experimental studies on the origin of andesites. Proc. Andesite Conference (A. R. Mc-Birney, ed.) Dept. Geol. Min. Res. Oregon Bull. v. 65, p. 21-32.
- GREEN, D. H., (1970). The origin of basaltic and nephelinitic magmas. Trans. Leicester Lit. Philos. Soc., v. 64, p. 28-54.
- GREEN, D. H., (1973a). Contrasted melting relations of a pyrolitic upper mantle under mid-oceanic ridge, stable crust and island arc environments, Tectonophys., v. 17, p. 285-297.
- GREEN, D. H. (1973b). Experimental melting studies on a model upper mantle composition at high pressure under water-saturated and water-undersaturated conditions. Earth Planet. Sci. Lett., v. 19, p. 37-53.
- GRIFFIN, W. L., y MURTHY, V. R., (1969). Distribution of K, Rb, Sr and Ba in some minerals relevant to basalt genesis. Geochim. Cosmochim. Acta, v. 53, p. 1389-1414.

Consideraciones petrogenéticas...

- GUNN, B. M., (1972). The fractionation effect of kaersutite in basaltic magmas. *Canadian Mineral.*, v.11, p. 840-850.
- HAMILTON, W., y MYERS, W. B., (1967). The nature of batholiths. U.S. G.S. Prof. Paper 554-c, 30 pp.
- HART, S. R., (1969). K, Rb, Cs contents and K/Rb, K/Cs ratios of fresh and altered submarine basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. 6, p. 295-303.
- HART, S. R. (1976). L.I.L.-element geochemistry. Leg 34 basalts. In: *Initial Report of the Deep Sea Drilling Project (R.S. Yeats, and S. Harts, eds)*. v. 34, p. 283-288. Washington: U. S. Government Printing Office.
- HART, S. R., ERLANK, A. J., y KABLE, E. J. D., (1974). Sea floor basalt alteration: some chemical and Sr isotopic effects. *Contr. Mineral. Petrol.*, v. 44, p. 219-230.
- HIGUCHI, H., y NAGASAWA, H., (1969). Partition of trace elements between rock-forming minerals and the host volcanic rocks. *Earth Planet. Sci. Lett.*, v.7, p. 281-287.
- JAMES, D. E., (1971). Plate tectonic model for the evolution of the central Andes. *Bull. Geol. Soc. Am.*, v. 82, p.3325-3346.
- JAMES, D. E., BROOKS, C., y CUYUBAMBA, A., (1976). Andean Cenozoic volcanism: Magma genesis in light of strontium isotopic composition and trace element geochemistry. *Bull. Geol. Soc. Am.*, v. 87, p. 592-600.
- KAUSEL, E., y LOMNITZ, C., (1969). Tectonics of Chile *Internat. Upper Mantle Symp.*, 22B, v. 2, p. 47-67.
- KAY, R. W., (1976). Geochemical constraints on the origin of Aleutian magmas. *Proc. Ewing Symposium. Am. Geophys. Union, Geophys. Mon. (En prensa)*.
- KISTLER, R. W., y PETERMAN, Z. E., (1973) Variations in Sr, Rb, K, Na, and initial Sr^{87}/Sr^{86} in Mesozoic granitic rocks and intruded wall rocks in Central California. *Bull. Geol. Soc. Am.*, v. 84, p. 3489-3512.
- KUSHIRO, I., (1969). The system forsterite-diopside-silica with and without water at high pressures. *Am. Jour. Sci.*, v. 267-A, p. 269-294.
- KUSHIRO, I., (1970). Systems bearing on melting of the upper mantle under hydrous conditions. *Carnegie Inst. Wash. Year Book*, v. 68, p. 240-245.
- KUSHIRO, I., (1972). Effect of water on the composition of magmas formed at high pressures. *Jour. Petrol.*, v. 13, p. 311-334.

- KUSHIRO, I., SHIMUZI, N., NAKAMURA, Y., y AKIMOTO, S., (1972). Composition of coexisting liquid and solid phases formed upon melting of natural garnet and spinel lherzolites at high pressures: A preliminary report. *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. 14, p. 19-25.
- KUSHIRO, I., YODER, H. S., y NISHIKAWA, M., (1968). Effect of water on the melting of enstatite. *Bull. Geol. Soc. Am.*, v. 79, p. 1685-1692.
- LEVI, B., MEHECH, S., y MUNIZAGA, F., (1963). Edades radiométricas y petrografía de los granitos chilenos. *Inst. Invest. Geol. Santiago-Chile. Bol. N°12.*
- LOMNITZ, C., (1962). On Andean structure. *Jour. Geophys. Res.*, v. 67, p. 351-363.
- LOPEZ -ESCOBAR, L., (1974). Plutonic and volcanic rocks from Central Chile (33°- 42°S): Geochemical evidence regarding their petrogenesis. Ph. D. Thesis. M. I. T.
- LOPEZ -ESCOBAR, L., y FREY, F. A., (1976). Rocas volcánicas cuaternarias de Chile central-sur (33°-41°S): Modelos petrogenéticos sugeridos por las Tierras Raras. *Actas I Congreso Geológico Chileno. Dep. Geol. Univ. Chile, Tomo II, p. F223-F255.*
- LOPEZ -ESCOBAR, L., y OYARZUN, J., (1974). Uranium in calc-alkaline granitoides of central Chile. *Pacific Geol.*, v. 8, p. 47-50.
- LOPEZ - ESCOBAR, L., FREY, F. A., y VERGARA, M., (1976). Andesites from central-south Chile: Trace element abundances and petrogenesis. *Proc. Symposium on Andean and Antarctic Volcanology Problems (O. González Ferrán ed.), IAVCEI, p. 725-761.*
- LOPEZ -ESCOBAR, L., FREY, F. A., y VERGARA, M., (1977). Andesites and High-Alumina basalts from the central-south Chile High Andes: Geochemical evidence bearing on their petrogenesis. *Contr. Mineral. Petrol.* v. 63, p. 199-228.
- MASON, B., (1962). *Meteorites. John Wiley and Sons, Inc. 274 pp.*
- MYSEN, B. O., y BOETTCHER, A. L., (1975). Melting of a hydrous mantle: II. Geochemistry of crystals and liquids formed by anatexis of mantle peridotite at high pressures and high temperatures as function of controlled activities of water, hydrogen and carbon dioxide. *Jour. Petrol.*, 16, p. 549-593.
- MYSEN, B. O., KUSHIRO, I., NICHOLLS, I. A., y RINGWOOD, A. E., (1974) A possible mantle origin for andesitic magmas: discussion of a paper by Nicholls and Ringwood. *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. 21, p. 221-229.

- NAGASAWA, H., y SCHNETZLER, C. C., (1971). Partition of rare earth, alkali and alkaline earth elements between phenocrysts and acid igneous magma. *Geochim. Cosmochim. Acta*, v. 35, p.953-968.
- NICHOLLS, I. A., (1974). Liquids in equilibrium with peridotitic mineral assemblages at high water pressures. *Contr. Mineral. Petrol.*, v. 45, p. 289-316.
- NICHOLLS, I. A., y RINGWOOD, A. E., (1973). Effect of water on olivine stability in tholeiites and the production of silica-saturated magmas in the island-arc environment. *Jour. Geol.* v.81, p. 285-300.
- NICHOLLS, I. A., y WHITFORD, D. J., (1976). Primary magmas associated with Quaternary volcanism in the western Sunda Arc, Indonesia In: *Volcanism in Australiasia*. (R. W. Johnson, ed), Amsterdam: Elsevier, p. 77-90.
- O'HARA, M. J., (1965). Primary magmas and the origin of basalts. *Scott. Jour. Geol.*, v. 1, p. 19-40.
- ONUMA, N., HIGUCHI, H., WAKITA, H., y NAGASAWA, H., (1968). Trace element partition between two pyroxenes and the host lava. *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. 5, p. 47-51.
- OYARZUN, J., (1971). Contribution a l'etude geochimique des roches volcaniques et plutoniques du Chili. *These Univ. Paris-Sud*, 195 pp.
- PHIPOTTS, J. A., y SCHNETZLER, C.C., (1970). Phenocryst-matrix partition coefficients for K, Rb, Sr and Ba, with applications to anorthosite and basalt genesis. *Geochim. Cosmochim. Acta*, v. 34, p. 307-322.
- POLDERVAART, A., (1955). Chemistry of the earth's crust. In: *Crust of the earth* (A. Poldervaart, ed.). *Geol. Soc. Am. Spec. Paper* v. 62, p. 119-144.
- RINGWOOD, A. E., (1974). The petrological evolution of island arc systems. *Jour. Geol. Soc. Lond.*, v. 130, p. 183-204.
- RODDICK, J. A. (1974). Circumpacific plutonism-foreword. *Pacific Geol.*, 8, p. i-ii.
- SACKS, I. S., (1977). Interrelationships between volcanism, seismicity and anelasticity in western South America. *Tectonophys.*, v. 37, p. 131-139.
- SCHILLING, J. G., y BONATTI, E., (1975). East Pacific Ridge (2°S-19°S) versus Nazca intraplate volcanism: rare earth evidence. *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. 25, p. 93-102.

- SCHNETZLER, C. C., y PHILPOTTS, J. A., (1970). Partition coefficients of rare-earth elements between igneous matrix material and rock-forming mineral phenocrysts II. *Geochim. Cosmochim. Acta*, v. 34, p. 331-340.
- SHAW, D. M., (1970). Trace element fractionation during anatexis. *Geochim. Cosmochim. Acta*, v. 34, p. 237-243.
- SHIMUZU, N., y KUSHIRO, I., (1975). The partitioning of rare earth elements between garnet and liquid at high pressures: preliminary experiments. *Geophys. Res. Lett.*, v.2, p. 413.
- STAUDER, W., (1973). Mechanism and spatial distribution of Chilean earthquakes with relation to subduction of the Oceanic Plate. *Jour. Geophys. Res.*, v. 78, p. 5033-5061.
- STAUDER, W., (1975). Subduction of the Nazca plate under Peru as evidenced by focal mechanism and by seismicity. *Jour. Geophys. Res.*, v. 80, p. 1053-1064.
- STERN, C. R., (1974). Melting products of olivine tholeiite basalt in subduction zones. *Geol.*, v. 2, p. 227-230.
- STERN, C. R., y STROUP, J. B., (1977). The petrochemistry of the Patagonian Batholith between 51°S and 52°S latitude. *Proc. Symposium on Antarctic Geology and Geophysics* (C. Craddock, ed.). Madison, Wisconsin. En prensa.
- STERN, C. R., y WYLLIE, P.J., (1977). Chemical compositions of the phases through the melting intervals of hydrous basalt and andesite compositions at 30 Kb: Their implications for magma genesis along convergent plate boundaries. *Am. Mineral.*, (En prensa).
- STERN, C. R., HUANG, W. L., y WYLLIE, P. J., (1975). Basalt-Andesite-Rhyolite - H₂O: Crystallization intervals with excess H₂O and H₂O-undersaturated liquidus surfaces to 35 kilobars, with implications for magma genesis. *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. 28, p. 189-196.
- SWIFT, S., y CARR, M., (1974). The segmented nature of the Chilean seismic zone. *Phys. Earth Plan. Int.* v. 9, p. 183-196.
- TAYLOR, S. R., (1967). The origin and growth of continents. *Tectonophys.*, v. 4, p. 17-34.
- TAYLOR, S. R., (1969). Trace element chemistry of andesites and associated calc-alkaline rocks. *Proc. Andesite Conference* (A. R. Mc-Birney, ed.). Dept. Geol. Min. Res. Oregon Bull., v.65, p. 43-64.
- TAYLOR, S. R., KAYE, M., WHITE, A.J.R., DUNCAN, A. R., y SWART, A., (1969). Genetic significance of Co, Cr.Ni, Sc, and V in andesites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, v. 33, p. 275-286.

- THIELE, R., y KATSUI, Y. (1969). Contribución al conocimiento del volcanismo post-Miocénico de los Andes en la provincia de Santiago, Chile. Dep. Geol. Univ. Chile, 35, p. 3-23.
- THOMPSON, G., (1973). A geochemical study of the low-temperature interaction of sea-water and oceanic igneous rocks. EOS., v.54, p. 1015-1018.
- THOMPSON, G., BRYAN, W. B., FREY, F. A., DICKEY, J. S., y SUEN, C. J. (1976). Petrology and geochemistry of basalts from DSDP leg 34, Nazca Plate. In: Initial Report of the Deep Sea Drilling Project (R.S. Yeats, and S. R. Hart, eds.). v. 34, p. 11215-11226, Washington U.S. Government Printing office.
- THORPE, R. S., POTTS, P. J., y FRANCIS, P. W., (1976). Rare earth data and petrogenesis of andesite from north Chilean Andes. Contr. Mineral. Petrol., v. 54, p. 65-78.
- TOKSÖZ, M. N., MINEAR, J. W., y JULIAN, B. R., (1971). Temperature field and geophysical effects of a down slab. Jour. Geophys. Res., v. 76, p. 1113-1138.
- WILLIAMS, H., TURNER, F. J., y GILBERT, C. M., (1954). Petrography. W. H. Freeman and Company. San Francisco. 406 pp.
- WYLLIE, P. J., HUANG, W-L., STERN, C. R., y MAALOE, S., (1976). Granitic magmas: possible and impossible sources, water contents and crystallization sequences. Can. Jour. Earth Sci., 13, p. 1007-1019.
- YODER, H. S., (1969). Calc-alkaline andesites, experimental data bearing of the origin of their assumed characteristics. Proc. Andesite Conference (A. R. Mc-Birney, ed.). Dept. Geol. Min. Res. Oregon Bull., v. 65, p. 77-89.