

CARACTERISTICAS GEOQUIMICAS Y PETROGENESIS DEL COMPLEJO VOLCANICO LAGUNA DEL MAULE, ANDES DEL SUR, 36°00'S

LEOPOLDO LOPEZ E.

FRANCISCO MUNIZAGA V.

Univ. Chile, Depto. Geol. y Geofís., Casilla 13518. Correo 21, Santiago, Chile.

RESUMEN

El complejo volcánico Laguna del Maule es uno de los escasos centros volcánicos andinos, cuyas rocas varían en composición de basaltos a riolitas. Este complejo consta de cuatro unidades. Las Unidades I y II son predominantemente basálticas, estando ausentes los términos con $\text{SiO}_2 > 58\%$ peso. La Unidad III es fundamentalmente riolítica y la Unidad IV, consistente en un cuello volcánico y en una serie de pequeños diques, es principalmente dacítica. La plagioclasa es el fenocristal más abundante, siguiéndole olivino y clinopiroxeno en las rocas de las Unidades I y II y anfíbola y biotita en las rocas de las Unidades III y IV. Las rocas volcánicas del complejo Laguna del Maule son típicamente calcoalcalinas, presentando contenidos relativamente altos de Al_2O_3 , CaO y K_2O , bajos de TiO_2 y razones $\text{Mg}/(\text{Mg} + \Sigma \text{Fe})$ también relativamente bajas. En promedio, las rocas basálticas de las Unidades I y II presentan contenidos de TRL iguales a 50 veces el contenido condritico promedio y contenidos de TRP iguales a 8 veces el promedio condritico. En las riolitas de la Unidad III las TRL superan en 90 veces al contenido condritico promedio, en tanto las TRP lo superan sólo en 10 veces. Las dacitas de la Unidad IV tienen TRL ~ 60 x condritos y TRP ~ 8 x condritos. Anomalías negativas de Eu ($\text{Eu}/\text{Eu}^* \sim 0,7$) se observan sólo en las rocas de la Unidad III. Se sugieren dos líneas genético-evolutivas para explicar el origen de las rocas volcánicas de este complejo. Una daría cuenta de las rocas de las Unidades I y II y la otra de las Unidades III y IV. En ambos modelos, los magmas primarios se originarían por fusión parcial de una porción del manto superior, pero el granate estaría involucrado, como fase residual, en la génesis de los magmas asociados con las Unidades I y II. Los magmas primarios relacionados con las Unidades III y IV se habrían generado a profundidades donde el granate no sería una fase estable. Los magmas asociados con las Unidades I y II habrían sufrido un proceso de fraccionamiento dominado por olivino y clinopiroxeno; los relacionados con las Unidades III y IV habrían experimentado, además, un fraccionamiento de plagioclasa, anfíbola y otras fases menores.

ABSTRACT

The Laguna del Maule volcanic complex is one of the rare Andean volcanic centers whose rocks range in composition from basalts to rhyolites. This complex consists of four units. Units I and II are dominated by basaltic rocks and specimens with $\text{SiO}_2 > 58 \text{ wt}\%$ are absent. Unit III is predominantly rhyolitic and Unit IV, consisting of a volcanic neck and a series of small dikes, is mainly dacitic. Plagioclase is the most abundant phenocryst, followed by olivine and clinopyroxene in rocks from Units I and II, and by amphibole and biotite in rocks from Units III and IV. The Laguna del Maule rocks are typically calc-alkaline with relatively high contents of Al_2O_3 , CaO and K_2O , low TiO_2 and low $\text{Mg}/(\text{Mg} + \Sigma \text{Fe})$ ratios. On the average, the basaltic rocks from Units I and II have LREE abundances equal to 50 x chondrites and HREE abundances equal to 8 x chondrites. Rhyolites from Unit III have LREE contents equal to 90 x chondrites and HREE contents equal to 10 x chondrites. Dacites from Unit IV have LREE abundances about 60 x chondrites and HREE abundances about 8 x chondrites. Negative Eu-anomalies ($\text{Eu}/\text{Eu}^* \sim 0.7$) are observed only in Unit III rocks. Two lines of magma generation and evolution are suggested to explain the origin of the Laguna del Maule volcanic rocks. One would account for the rocks of Units I and II and the other would explain the rocks of Units III and IV. In both lines, primary magmas would have been generated by partial melting of a portion of the upper mantle, but garnet would have been involved, as a residual phase, in the generation of magmas related to Units I and II. Primary magmas related to Units III and IV would have been originated at depths where garnet is not a stable phase. Magmas associated with Units I and II would have suffered a fractionation process dominated by olivine and clinopyroxene; those associated with Units III and IV would have undergone fractionation of plagioclase, amphibole and other minor phases in addition to olivine and clinopyroxene.

INTRODUCCION

El borde occidental de Sudamérica ha sido considerado como representativo de un margen continental activo y como un modelo ideal para estudiar la relación volcanismo-subducción en zonas de convergencia de placas.

Sin embargo, la mayoría de los estudios geoquímicos de rocas volcánicas andinas se han realizado en los Andes Centrales (16°S-28°S) y han formado la base para definir al volcanismo tipo margen continental, en oposición al volcanismo tipo arco de islas. Los escasos datos geoquímicos disponibles para los Andes del Sur (33°S-56°S; López *et al.*, 1976, 1977, 1981; Moreno, 1976; Klerkx *et al.*, 1977; Stern *et al.*, 1976; Deruelle, 1982; Stern, 1982), sugieren una gran similitud entre el volcanismo de esta región andina, particularmente el del sector 37°-42°S, y el de los arcos de islas circumpacíficos.

Con el objeto de lograr una mejor caracterización geoquímica del volcanismo cenozoico de los Andes del Sur, y poder compararlo con el de otras regiones circumpacíficas, hemos iniciado estudios más detallados en centros volcánicos específicos. Además, considerando que estudios geofísicos (Stauder, 1973; Carr *et al.*, 1974; Swift y Carr, 1975; Barazangi e Isacks, 1976; Hanus y Vanek, 1976, 1978; Sacks, 1977; Jordan *et al.*, 1983) sugieren una variación del ángulo de subducción con la latitud, a lo largo de los Andes del Sur, nos hemos propuesto evaluar, también, la influencia de este parámetro sobre las características geoquímicas de las rocas volcánicas.

Dos unidades mayores se han distinguido en el volcanismo cenozoico superior de los Andes del

Sur: el volcanismo miocénico, que aflora a lo largo de la Depresión Longitudinal (33°-42°S) y de la Cordillera Principal (33°-38°S); y el volcanismo plio-cuaternario, que está restringido a la Cordillera Principal, manifestándose al sur de la latitud 33°S (Vergara y Munizaga, 1974; Moreno, 1976; López y Frey, 1976; López *et al.*, 1976, 1977; Stern *et al.*, 1976; Muñoz y Niemeyer, en prep.). A modo de simplificación, esta última unidad ha sido subdividida en una cadena "occidental" y una "oriental" (Moreno, 1976; López *et al.*, 1977). Ambas cadenas están separadas por unos 50 km, no existiendo, entre ellas, una depresión longitudinal; más bien, en varios lugares, están conectadas por cadenas volcánicas transversales (ejemplo: Cadena Villarrica - Quetrupillán - Lanín).

En un trabajo previo (López *et al.*, 1981) se analizaron las características geoquímicas del volcán Antuco, ubicado en la cadena "occidental", a la latitud 37°20'S. En este trabajo discutiremos, en forma preliminar, algunas características geoquímicas del complejo volcánico Laguna del Maule, localizado en la cadena "oriental", a la latitud 36°00'S y unos 170 km al noreste del Antuco. A diferencia de las rocas de este último volcán, que son bastante homogéneas, composicionalmente, variando de basaltos a andesitas basálticas, las rocas del complejo Laguna del Maule presentan un rango composicional que se extiende de basaltos a riolitas (Munizaga, 1978). Esto hace que un estudio geoquímico de esta secuencia nos de una visión más amplia en cuanto a la petrogénesis de las rocas calcoalcalinas andinas.

MARCO GEOLOGICO

El complejo Laguna del Maule es un área volcánica, relativamente pequeña (~ 300 km²), que rodea a la laguna del Maule (Fig. 1). Su geología fue estudiada en forma preliminar por González y Vergara (1962) y luego, con más detalle, por Munizaga (1978). Drake (1976) dató, por el método K/Ar, rocas de este complejo volcánico, comprobando para todas ellas una edad inferior a 0,3 Ma.

Cuatro unidades de rocas volcánicas han sido distinguidas en el complejo Laguna del Maule:

La Unidad I está representada por un conjunto de catorce flujos de lava de carácter basáltico, que rellenan la vertiente superior del valle del río Maule (Fig. 1). Tiene una edad de 0,20 - 0,24 Ma (muestras 57 y 58 de Drake, 1976) y su volumen total es de unos 5 km³ (Munizaga, 1978). Los seis flujos inferiores tienen una potencia de 10-15 m y los ocho superiores fluctúan entre 1 y 3 m. El o los conductos de emisión de estas lavas están cubiertos, aparentemente, por una lava más joven, perte-

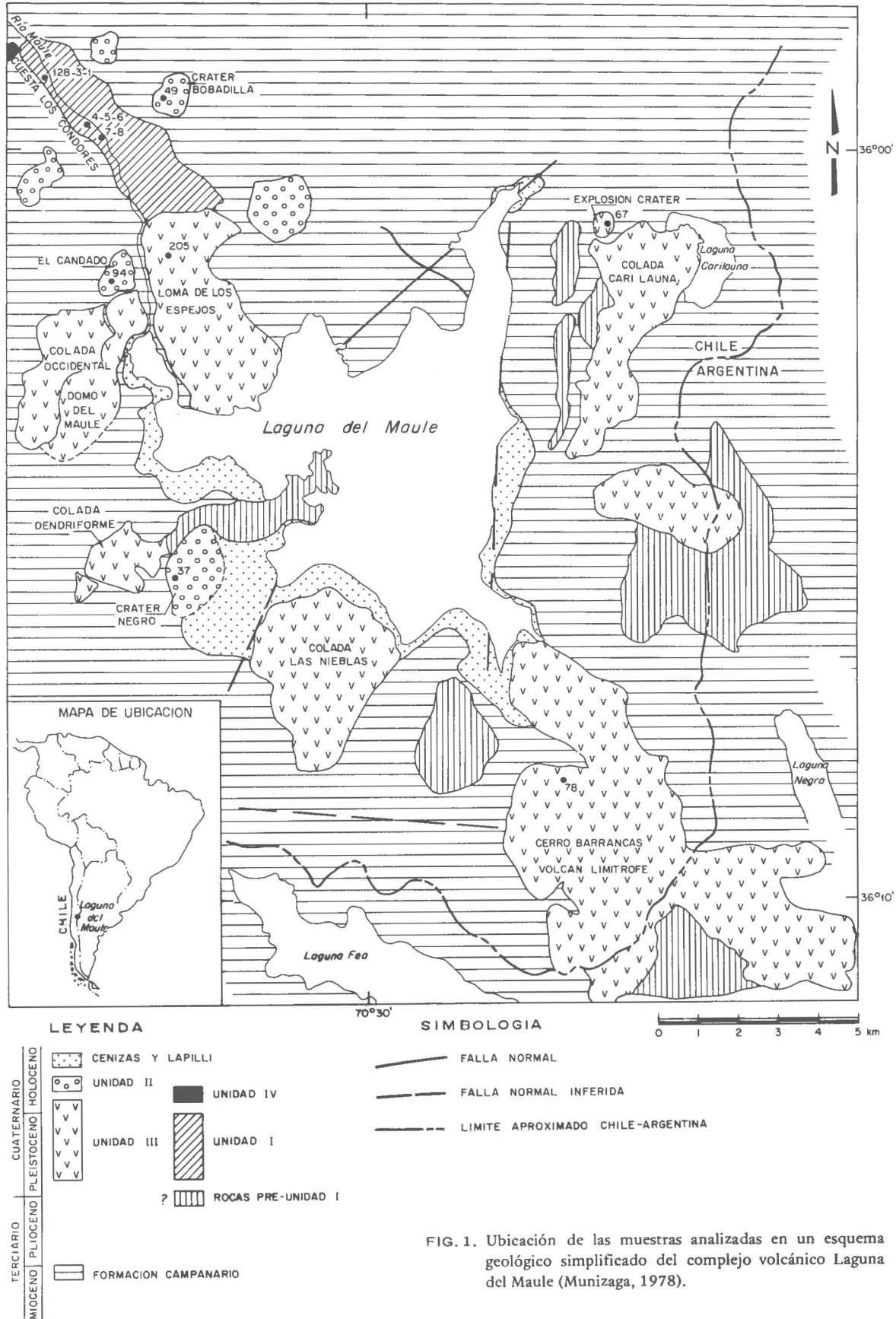


FIG. 1. Ubicación de las muestras analizadas en un esquema geológico simplificado del complejo volcánico Laguna del Maule (Munizaga, 1978).

neciente a la Unidad III (Loma de Los Espejos). Existe también la posibilidad que los ocho flujos superiores provengan del cono volcánico El Candado, asignado en este trabajo a la Unidad II (Muñoz, comun. pers.). Las muestras LM4, LM5, LM6, LM7 y LM8 son representativas de los flujos inferiores. Las tres primeras fueron recolectadas, respectivamente, en las parte basal, media y superior de un flujo de unos 10-15 m de grosor, cercano a la cuesta Los Cóndores. Las muestras LM7 y LM8 pertenecen, respectivamente, a un segundo y tercer flujo que sobreyacen al primero.

La Unidad II está representada por una serie de pequeños conos de piroclásticos ± lava de carácter basáltico, distribuidos en el lado occidental del área (Fig. 1). Su edad es principalmente postglacial y su volumen es de unos 5 km³ (Munizaga, 1978). Las muestras FM37, FM49 y FM94, consideradas representativas de esta unidad, fueron recolectadas, respectivamente, en los conos Cráter Negro, Bobadilla y El Candado.

La Unidad III está representada por una serie de flujos de lava, la mayoría lavas de bloque, localizadas alrededor de la laguna del Maule (Fig. 1). Su volumen es de unos 25-30 km³. La Loma de Los Espejos, la Colada Occidental, el Domo del Maule, la Colada Dendriforme, la Colada Las Nieblas, el Volcán Limítrofe o Cerro Barrancas, la Colada Cari-Launa y el Cráter de explosión Cari-Launa, ubicado en el lado norte de la colada anterior, pertenecen a esta unidad. Estos flujos son postglaciales y, teniendo en cuenta el grado de erosión, el

Domo del Maule es, aparentemente, el más antiguo (Munizaga, 1978). Las muestras FM205, FM67a y FM78, consideradas representativas de esta unidad, fueron recolectadas, respectivamente, en la loma de los Espejos, en el cráter de explosión Cari-Launa y en el volcán Limítrofe.

La Unidad IV, la más pequeña en extensión areal, está representada por un cuello volcánico y una serie de diques, que afloran en la cuesta Los Cóndores al costado sur de la Unidad I. Observaciones de terreno, basadas en el grado de erosión, parecen indicar que la Unidad IV es más joven que la Unidad I. La muestra LM1 pertenece al cuello volcánico y las muestras FM123 y LM3 fueron recolectadas en diques.

Además de las unidades anteriores existe, en forma ubicua, una unidad consistente de ceniza volcánica, con grado de consolidación variable que, en algunos lugares, alcanza unos 100 m de espesor (Munizaga, 1978).

El centro volcánico Laguna del Maule sobreyace a la Formación Campanario (Drake, 1976), cuya edad varía entre 6,4 y 12,5 Ma. Esta formación está cortada por numerosos diques, cuyas edades fluctúan entre 2,0 y 3,5 Ma (Drake, 1976) y por un cuello volcánico de 1,27 Ma (Vergara y Munizaga, 1974). Rocas más antiguas que las de la Formación Campanario no han sido encontradas en el área de estudio, pero el basamento jurásico aflora inmediatamente al sur de Laguna del Maule, en el cajón Troncoso (Cornejo *et al.*, 1982).

PETROGRAFIA

Las rocas de la Unidad I son basaltos porfíricos, con fenocristales de plagioclasa (10-25% vol.), olivino (2-15% vol.) y clinopiroxeno (2-5% vol.). Los fenocristales de plagioclasa son anhedrales a subhedrales, de tamaño inferior a 1,5 mm y varían en composición de labradorita a bytownita (An₆₅-An₇₅). Los fenocristales de olivino son subhedrales y de tamaño inferior a 1 mm. En la muestra LM5 se observa iddingsita en los bordes de algunos cristales de olivino. Los fenocristales de clinopiroxeno son prismáticos, subhedrales a anhedrales y de un tamaño igual o inferior a 0,5 mm. La masa fundamental contiene microlitos de plagioclasa y granos de clinopiroxeno y opacos. Su textura puede ser hialopíltica, pilotaxítica o intergranular. Granos de olivino fueron observados en la masa fundamental de la muestra LM7. La masa

fundamental de la muestra LM8 contiene microamígdalas rellenas con tridimita (?). En la muestra LM7 se observaron cúmulos de plagioclasa y olivino, que representan menos del 5% del volumen total.

Las muestras FM49 y FM94, pertenecientes a la Unidad II, son basaltos porfíricos que contienen fenocristales de plagioclasa (4-16% vol.), olivino (< 1% vol.) y clinopiroxeno (< 1% vol.). Los fenocristales de plagioclasa (~ An₇₀) son anhedrales a subhedrales y de un tamaño igual o inferior a 2 mm. Los fenocristales de olivino (~ Fo₇₅) son subhedrales y de tamaño inferior a 1 mm. Algunos cristales de olivino exhiben incipientes bordes de reacción. Los fenocristales de clinopiroxeno son anhedrales a subhedrales y su tamaño es inferior a 1 mm. La masa fundamental

TABLA 1. ELEMENTOS MAYORES EN ROCAS VOLCANICAS DEL COMPLEJO LAGUNA DEL MAULE

	UNIDAD I					UNIDAD II			UNIDAD III			UNIDAD IV		
	LM 7	LM 8	LM 5	LM 4	LM 6	FM 94	FM 49	FM 37	FM 205	FM 67a	FM 78	FM 123	LM 1	LM 3
SiO ₂	51,95 (51,08)	52,66 (52,49)	53,06 (53,73)	53,18 (52,78)	53,26 (53,23)	50,29	52,72	56,51	69,52	72,50	73,41	62,82	63,40 (60,95)	65,06 (65,69)
TiO ₂	1,15 (1,00)	1,25 (1,13)	1,33 (1,11)	1,34 (1,10)	1,27 (1,07)	1,16	1,04	1,20	0,58	0,19	0,19	0,58	0,76 (0,73)	0,61 (0,57)
Al ₂ O ₃	18,03 (18,52)	18,52 (19,39)	17,71 (18,59)	18,00 (18,18)	18,21 (19,12)	19,38	18,32	18,37	16,34	15,00	14,22	17,88	15,98 (16,61)	15,88 (16,15)
Fe ₂ O ₃	4,67	4,77	5,47	5,69	4,76	7,43	4,53	2,37	1,70	1,20	1,01	2,15	3,34	1,65
FeO	5,20 (7,72)	5,01 (7,55)	5,06 (9,98)	4,50 (8,13)	5,26 (7,62)	2,96	5,78	4,86	0,83	0,66	0,66	2,87	2,88 (5,26)	3,61 (4,02)
MnO	0,12	0,12	0,13	0,12	0,12	0,12	0,14	0,08	0,07	0,06	0,06	0,08	0,10	0,09
MgO	5,52 (5,10)	4,00 (3,90)	4,21 (3,89)	4,11 (4,63)	4,03 (3,92)	4,94	3,93	2,85	0,90	0,26	0,21	1,77	1,86 (2,39)	1,72 (1,66)
CaO	8,70 (8,73)	8,49 (8,68)	8,05 (8,16)	7,82 (8,20)	8,44 (8,55)	8,25	7,58	5,96	3,14	0,85	0,63	4,15	4,06 (5,33)	3,68 (4,15)
Na ₂ O	3,35 (3,09)	3,60 (3,64)	3,65 (3,48)	3,68 (3,53)	3,63 (3,81)	3,66	4,08	4,71	3,97	5,12	5,36	4,56	3,84 (4,63)	4,16 (3,88)
K ₂ O	0,98 (1,17)	1,04 (1,15)	1,13 (1,33)	1,13 (1,24)	1,10 (1,25)	0,91	1,06	1,89	3,22	4,00	4,00	2,62	2,58 (2,35)	2,68 (2,79)
P ₂ O ₅	0,24 (0,32)	0,25 (0,29)	0,23 (0,30)	0,29 (0,32)	0,26 (0,28)	0,10	0,12	0,08	0,12	0,02	0,02	0,08	0,18 (0,28)	0,17 (0,18)
H ₂ O + CO ₂	0,71	0,95	0,67	0,78	0,24	0,61	0,48	0,70	0,07	0,14	0,05	0,30	1,65	0,22
Total	100,62	100,66	100,70	100,64	100,58	99,81	99,78	99,58	100,46	100,00	99,82	99,86	100,63	99,53
<u>Mg</u>	0,51 (0,54)	0,43 (0,48)	0,43 (0,46)	0,43 (0,50)	0,43 (0,48)	0,48	0,42	0,42	0,40	0,21	0,19	0,40	0,36 (0,45)	0,38 (0,42)
Mg + ΣFe														
Qz. normativo	0,59	2,39	2,32	2,94	2,68	—	0,22	3,75	24,46	23,36	23,47	12,74	17,54	17,65
Ol. normativo	—	—	—	—	—	5,79	—	—	—	—	—	—	—	—
Plag. normativa	51,16	49,11	46,60	47,12	48,00	50,74	43,77	35,65	29,44	8,11	5,76	32,98	35,25	31,14
Indice de color normativo	31,54	26,62	28,70	26,89	27,40	27,04	27,39	18,79	5,75	3,05	2,05	10,48	12,25	11,40

Notas: 1. Los óxidos están expresados en "% peso". 2. Los valores en paréntesis fueron obtenidos por fluorescencia de rayos X. 3. Los valores normativos fueron calculados según las "normas moleculares".

contiene microlitos de plagioclasa y granos de olivino, clinopiroxeno y opacos, y su textura varía de hialoofítica a intergranular. La muestra FM37 es una andesita casi afírica, con menos de 1% en volumen de fenocristales de plagioclasa, inmersos en una masa fundamental de textura hialopilítica, que contiene microlitos de plagioclasa y granos de olivino, clinopiroxeno y ortopiroxeno.

Las muestras FM205, FM67a y FM78, de la Unidad III, son rocas vitrofíricas, que consisten en un 90-95% de vidrio. El resto del volumen está representado por microfenocristales de plagioclasa ($An_{20}-An_{40}$), microlitos de plagioclasa, biotita y anfíbola, y gránulos de opacos. Los microlitos de biotita y anfíbola exhiben un fuerte pleocroismo. En la muestra FM205 se identificaron, por difracción de rayos X, titanomagnetita y esferulitas de cristobalita, tridimita y albita. Microlitos de apatita, microcavidades rellenas con tridimita y gránulos de zircón aparecen en las muestras FM67a y

FM78. En ciertas zonas de estas últimas muestras se observan, también, texturas perlíticas.

Las muestras LM1, LM3 y FM123, representativas de la Unidad IV, son dacitas porfíricas. LM1 contiene fenocristales de plagioclasa (13% vol.), olivino (3% vol.), clinopiroxeno (1% vol.), ortopiroxeno (1% vol.) y magnetita (1,5% vol.), inmersos en una masa fundamental de textura pilotaxítica. En LM3 y FM123, los fenocristales de plagioclasa son menos abundantes (< 10% vol.), los fenocristales de ortopiroxeno y olivino son escasos (< 1%), los de clinopiroxeno mantienen la abundancia observada en LM1 (1-1,5% vol.) y aparecen fenocristales de anfíbola (~ 5% vol.). En LM3 se observan cúmulos de plagioclasa, clinopiroxeno, anfíbola y magnetita, representando menos del 5% del volumen total de la muestra. FM123 contiene, también, pequeños xenolitos (~ 5 mm en tamaño) de carácter basáltico.

GEOQUIMICA

ELEMENTOS MAYORES

La abundancia de los elementos mayores, en las muestras analizadas, aparece en la tabla 1. Estas muestras se caracterizan por presentar contenidos de SiO_2 que fluctúan entre un 50 y un 74% en peso. Tan amplio rango composicional no es común en centros volcánicos andinos.

La mayoría de las muestras estudiadas tiene un bajo contenido de volátiles (< 1% en peso) y un grado de oxidación relativamente alto (Fe_2O_3 molar/ Fe_2O_3 molar + FeO molar = 0,29 - 0,53) que, según observaciones petrográficas, afecta principalmente al vidrio.

En el diagrama $Na_2O + K_2O$ vs. SiO_2 (Fig. 2), las muestras se ubican en el campo subalcalino, y en el diagrama AFM (Fig. 3) caen en el campo calcoalcalino. Su carácter calcoalcalino es confirmado, también, por el diagrama catiónico de Jensen (1976; Fig. 4). Tanto en este último diagrama como en el de Índice de Color Normativo vs. Plagioclasa Normativa (Fig. 5), las rocas se distribuyen en los campos basáltico, andesítico, dacítico y riolítico. Pero el esquema de clasificación de Peccerillo y Taylor (1976; Fig. 6) las divide en basaltos, andesitas basálticas, andesitas ricas en potasio, dacitas ricas en potasio y riolitas. Con excepción de la muestra FM94, todas las rocas estudiadas son cuarzo-normativas; FM94 es olivino-normativa.

Cabe hacer notar que las rocas ricas en K son sólo aquellas con contenidos de SiO_2 superiores al 56% en peso; los basaltos y andesitas basálticas presentan, en cambio, contenidos intermedios de este elemento. Sin embargo, en igualdad de contenidos de SiO_2 , las rocas del complejo Laguna del Maule son más ricas en K que las de los volcanes Antuco (Vergara y Katsui, 1969) y Nevados de Chillán (~ 36°50'S; Deruelle y Deruelle 1974). Estos dos últimos centros, a diferencia de Laguna del Maule, pertenecen a la cadena "occidental" de los Andes del Sur. El enriquecimiento en K de las rocas, con su distanciamiento de la fosa, parece ser una característica que se cumple, también, en los Andes del Sur (Vergara, 1970; Deruelle, 1977).

Aun cuando todo el espectro calcoalcalino se observa en el complejo volcánico Laguna del Maule, estudios previos (Munizaga, 1978) demuestran que las rocas con contenido de SiO_2 superiores a un 65% e inferiores a un 55% en peso son las más frecuentes; rocas con SiO_2 en el rango 55-65% en peso son considerablemente menos abundantes. Una composición basáltica caracteriza a las Unidades I y II. Flujos de lava riolíticos son típicos de la Unidad III. La Unidad IV tiene una composición dacítica. En este aspecto, el volcanismo del complejo Laguna del Maule difiere del volcanismo

TABLA 2. ELEMENTOS TRAZAS EN ROCAS VOLCANICAS DEL COMPLEJO LAGUNA DEL MAULE

	Unidad I					Unidad II			Unidad III			Unidad IV		
	LM 7	LM 8	LM 5	LM 4	LM 6	FM 94	FM 49	FM 37	FM 205	FM 67a	FM 78	FM 123	LM 1	LM 3
Sc	19,99	20,82	20,18	22,50	20,15	26,51	29,33	21,03	3,55	2,53	2,46	15,52	13,31	9,75
Cr	55	39	28	35	37	81	30	18	3	2	2	24	24	13
Co	29,9	23,0	22,0	27,8	22,3	35,3	31,0	15,5	13,6	4,2	3,0	10,1	14,1	9,5
Ni	36	18	15	27	19	58	25	37	10	20	19	31	16	10
K	0,98	0,96	1,11	1,03	1,04	0,76	0,88	1,58	2,68	3,33	3,33	2,18	1,96	2,33
Fb	nd	nd	27	28	nd	—	32	45	165	210	190	—	72	96
Sr	654	670	621	622	652	—	540	570	490	160	130	—	432	387
Ba	339	366	398	390	379	340	380	465	690	570	400	515	461	529
La	16,12	17,68	18,95	17,97	17,48	13,0	15,3	22,7	27,9	29,9	30,0	18,66	19,47	21,19
Ce	43	48	49	46	48	33	36	53	56	63	63	39	44	45
Nd	18,2	19,9	20,2	20,1	19,1	16,0	16,8	24,9	21,1	23,9	22,8	15,3	18,7	18,1
Sm	3,64	4,10	4,00	3,77	3,84	3,49	4,09	5,62	4,01	3,99	4,04	2,96	3,72	3,37
Eu	1,15	1,25	1,17	1,33	1,18	1,23	1,40	1,71	0,80	0,78	0,64	0,96	1,12	0,93
Tb	0,63	0,68	0,69	0,68	0,64	0,59	0,71	—	—	—	—	—	—	—
Fo	0,70	0,73	0,77	0,74	0,72	0,70	0,77	0,94	0,70	0,90	1,00	0,70	0,70	0,70
Yb	1,43	1,56	1,62	1,58	1,51	1,44	1,68	1,93	1,77	1,93	1,88	1,60	1,64	1,64
Lu	0,23	0,25	0,26	0,25	0,25	0,23	0,27	0,30	—	—	—	0,27	0,27	0,27
Hf	2,0	2,3	2,1	2,5	2,3	3,3	3,6	5,0	5,1	5,5	5,1	5,1	3,2	3,5
Ta	nd	nd	nd	nd	nd	nd	0,8	1,6	0,8	3,2	1,8	1,5	0,2	0,2
Th	3,3	3,5	3,6	4,3	3,0	3,0	3,8	6,3	15,0	17,0	19,3	10,5	7,85	11,6
U	nd	1,2	1,4	nd	1,3	nd	nd	nd	4,7	6,6	5,4	nd	nd	3,6

NOTAS: 1. Todos los valores están expresados en ppm. 2. Los valores de los elementos Ni, Rb y Sr fueron obtenidos por fluorescencia de rayos X. El resto de los valores de los elementos se obtuvo por activación neutrónica instrumental. 3. nd = no detectado; — = no analizado.

calcoalcalino plio-cuaternario de los Andes Centrales. La literatura (ver referencias en la tabla 3) demuestra que allí predominan las lavas con SiO₂, en el rango 55-65% en peso, siendo relativamente escasas aquéllas con contenidos inferiores a 55% y superiores a 65% en peso. Sin embargo, es difícil encontrar diferencias significativas, en cuanto a elementos mayores, entre las lavas del complejo volcánico Laguna del Maule y lavas, equivalentes en SiO₂ de los Andes Centrales.

Las rocas basálticas de las Unidades I y II comparten con rocas similares de los Andes del Sur contenidos relativamente altos de Al₂O₃ (> 17%

en peso) y CaO (> 8% en peso), bajos de TiO₂ (< 1,5% en peso) y razones Mg/(Mg + Σ Fe) comparativamente bajas (0,42 - 0,54). Estas características son típicas de basaltos asociados con zonas de convergencia de placas (Perfit *et al.*, 1980).

Las diferencias químicas observadas entre las muestras LM4, LM5 y LM6, pertenecientes a un mismo flujo de la Unidad I, no son sistemáticas y pueden atribuirse a error experimental, a inhomogeneidades fortuitas o a una combinación de ambos factores.

La figura 7 muestra el comportamiento de los óxidos de elementos mayores en función del con-

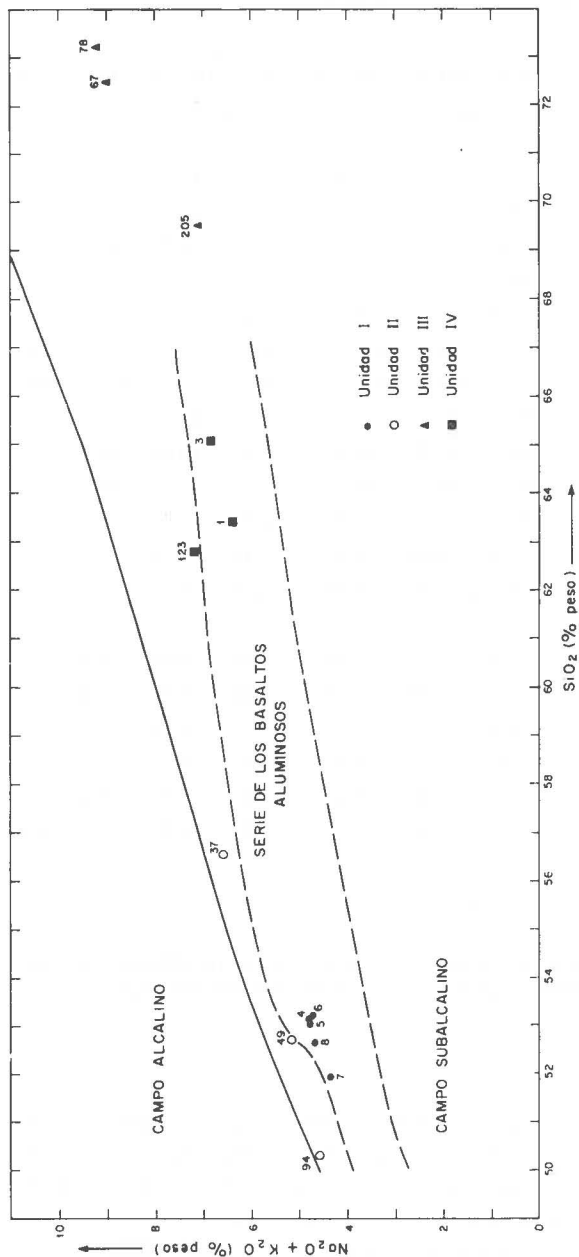


FIG. 2. Diagrama alcalis SiO₂. Las líneas punteadas limitan el campo de la serie de los basaltos aluminosos (Kuno, 1966). La línea sólida limita los campos alcalino y subalcalino (Irvine y Baragar, 1971).

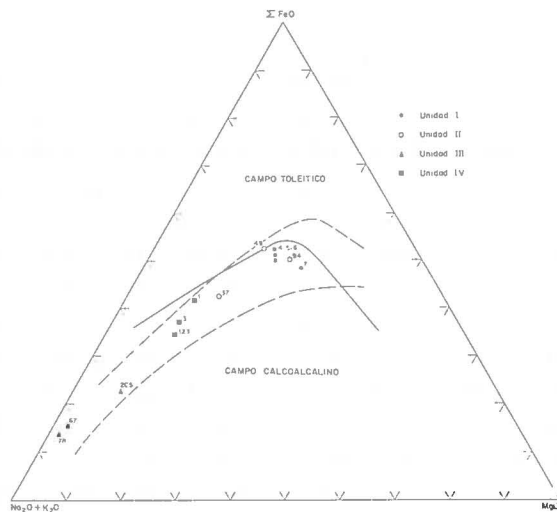


FIG. 3. Diagrama AFM con el Fe total calculado como FeO. Las líneas punteadas limitan el campo de la serie hipersténica o calcoalcalina (Kuno, 1968). La línea sólida limita, según Irvine y Baragar (1971), los campos toleítico y calcoalcalino. Simbología en la figura 2.

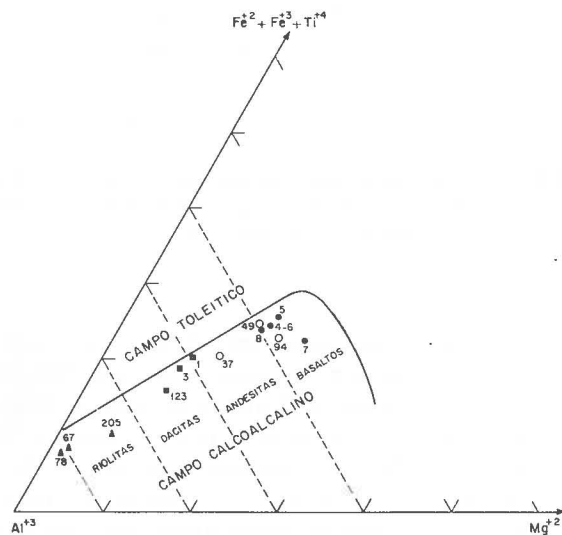


FIG. 4. Diagrama catiónico triangular parcial Al⁺³-Fe⁺² + Fe⁺³ + Ti⁺⁴ -Mg⁺² de Jensen (1976), ilustrando la división de las rocas volcánicas subalcalinas en toleíticas y calcoalcalinas y la subdivisión de estas últimas en basaltos, andesitas, dacitas y riolitas. Simbología en la figura 2.

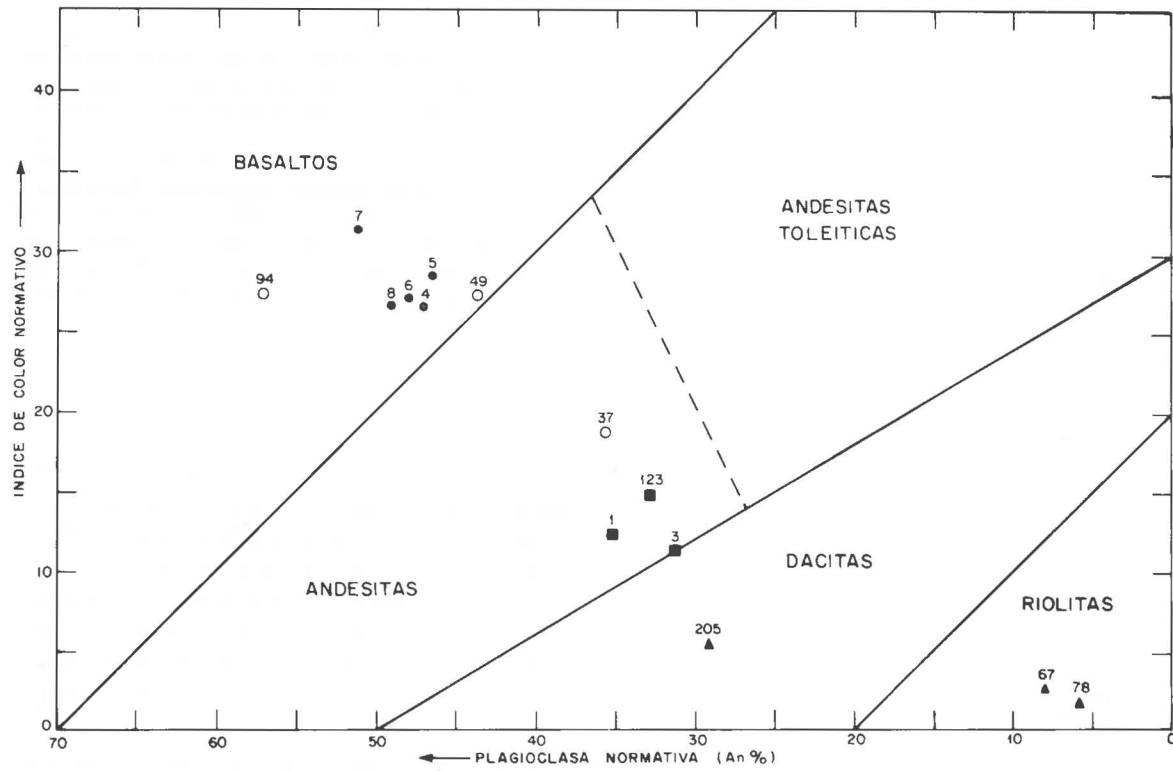


FIG. 5. Diagrama Índice de Color Normativo/Plagioclasa Normativa (Irvine y Baragar, 1971), mostrando la subdivisión de las rocas volcánicas calcoalcalinas en basaltos, andesitas, dacitas y riolitas. Simbología en la figura 2.

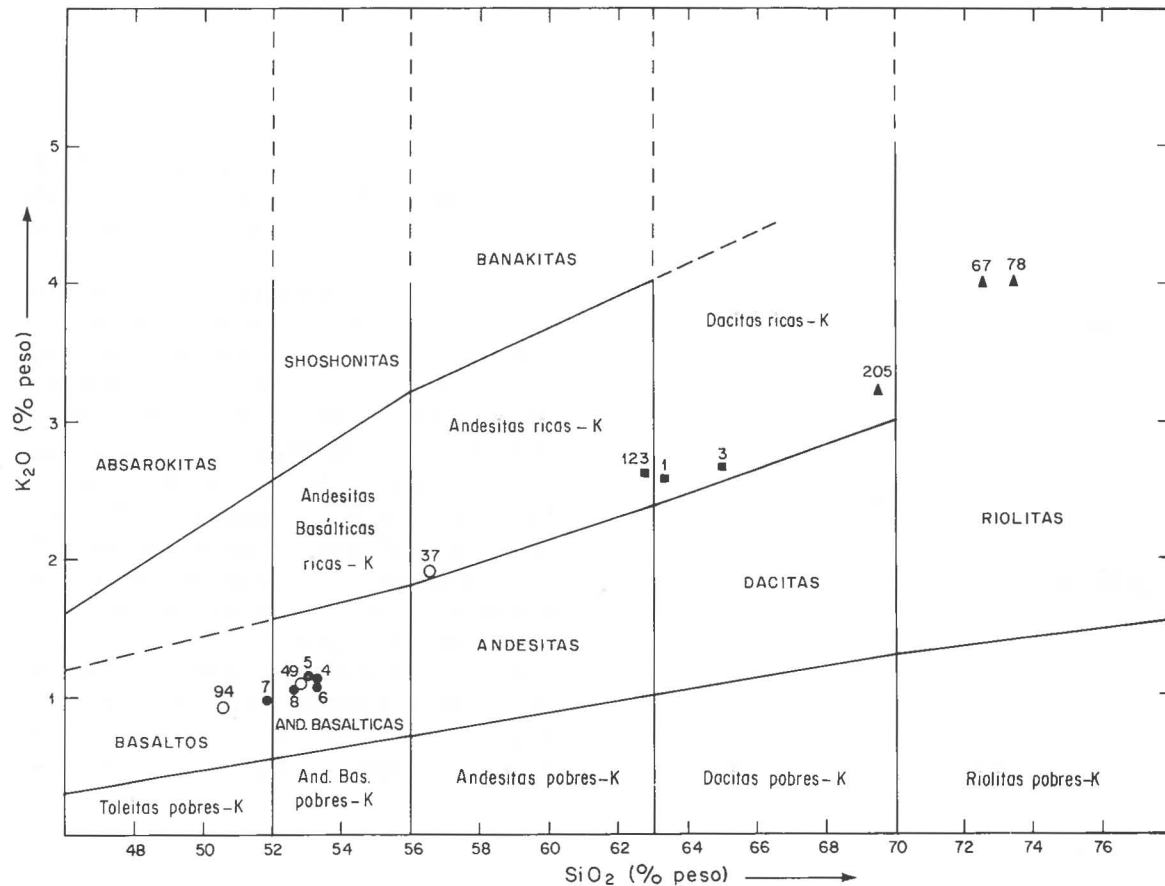


FIG. 6. Distribución de las rocas analizadas en el esquema de clasificación de Peccerillo y Taylor (1976).

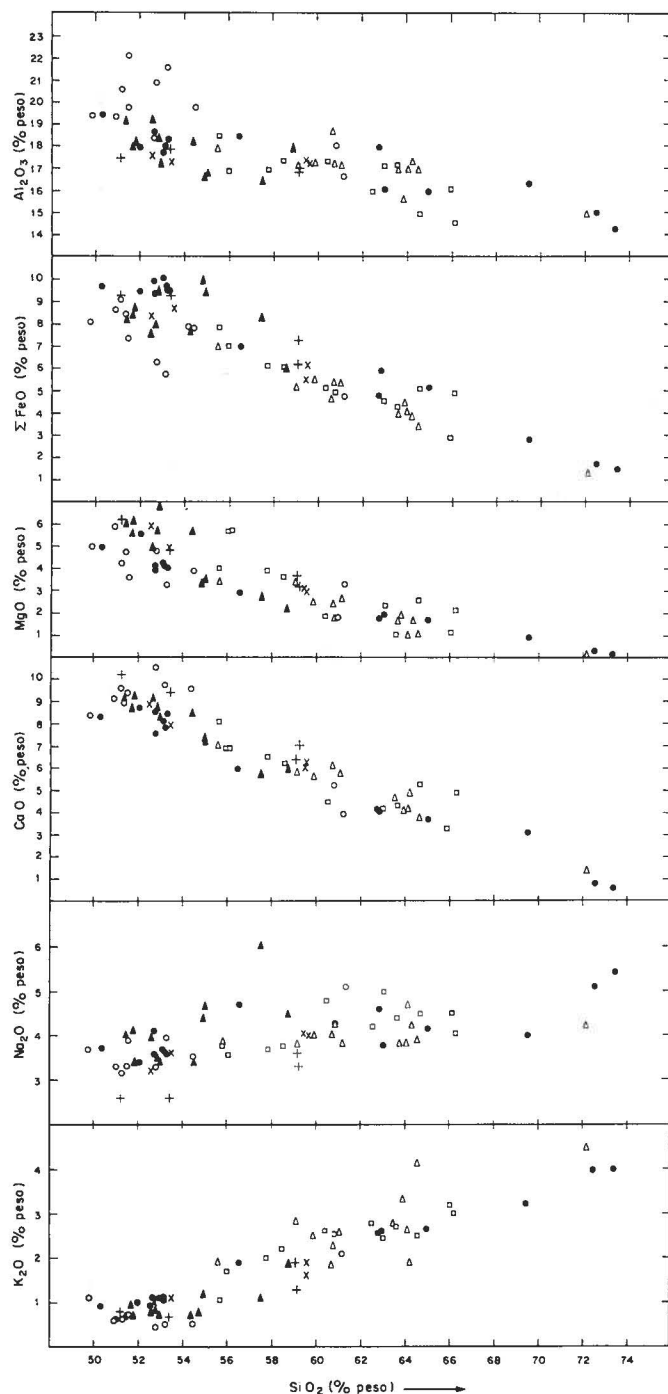


FIG. 7. Diagrama Oxidos vs. SiO_2 , ilustrando las tendencias composicionales de las rocas volcánicas de Laguna del Maule. La simbología es la siguiente: (●) Laguna del Maule (este estudio); (○) Andes del Sur (López *et al.*, 1977); (△) Antuco (Andes del Sur; López *et al.*, 1981); (□) San Pedro y San Pablo (Andes Centrales; Francis *et al.*, 1974; Thorpe *et al.*, 1976); (△) Andes Centrales (Dostal *et al.*, 1977a, b; Deruelle, 1982); (x) Promedio de arcos de islas (Ewart, 1976); (x) Promedio del margen occidental de América del Norte (Ewart, 1976).

tenido de SiO_2 . A modo de comparación, esta figura incluye a rocas volcánicas de los Andes Centrales y del Sur y a los promedios circumpacíficos, según Ewart (1976), de rocas volcánicas de arcos de islas y márgenes continentales. En general, un aumento en el contenido de SiO_2 , de las rocas volcánicas del complejo Laguna del Maule, va acompañado por una baja en las abundancias de TiO_2 , Al_2O_3 , FeO , MgO y CaO , y un alza en los contenidos de Na_2O y K_2O . Estas tendencias, unidas al descenso paralelo del contenido de P_2O_5 y de la razón $\text{Mg}/(\text{Mg} + \Sigma \text{Fe})$, son típicas en secuencias volcánicas calcoalcalinas (Gill, 1978).

ELEMENTOS TRAZAS

La abundancia de los elementos trazas, en las rocas en estudio, aparece en la tabla 2, y los patrones de algunos de ellos, normalizados en relación a la abundancia que presentan en condritos (Mason, 1962; Frey *et al.*, 1968), se muestran en las figuras 8 y 9.

Los basaltos tienen contenidos de Sc en el rango 19-30 ppm. Estos valores decrecen con el incremento en SiO_2 , alcanzando abundancias tan bajas como 2-4 ppm en riolitas. Algo similar se observa con la conducta del Cr, el que decrece de aproximadamente 20-80 ppm, en las rocas basálticas, a 2-3 ppm en las riolíticas. El Co también decrece al pasar de los basaltos (36-22 ppm) a las dacitas (14-9 ppm) y riolitas (14-3 ppm). El Ni, sin embargo, no presenta una tendencia clara a decrecer al pasar de los basaltos (58-15 ppm) a las riolitas (20-10) ppm).

Al igual que el K, el Rb muestra una tendencia general a aumentar desde los basaltos (27-32 ppm) a las riolitas (165-210 ppm). El contenido de Sr en basaltos y andesitas fluctúa entre 540

TABLA 3. RANGOS COMPOSICIONALES DE ROCAS VOLCANICAS DEL COMPLEJO LAGUNA DEL MAULE EN COMPARACION CON LOS DE ROCAS VOLCANICAS PLIO-CUATERNARIAS DE LOS ANDES CENTRALES

	L. Maule		C. Andes (1)		L. Maule		C. Andes (2)		L. Maule		C. Andes (2)		L. Maule		C. Andes (3)		L. Maule		C. Andes (4)	
SiO ₂	50	- 55	50	- 55	55	- 60	55	- 60	60	- 65	60	- 65	65	- 70	65	- 70	70	- 75	70	- 75
TiO ₂	1,0	- 1,4	0,8	- 1,4	1,2		0,7	- 1,4	0,5	- 0,8	0,5	- 1,2	0,6	- 0,7	0,3	- 0,6	0,19		0,1	- 0,5
Al ₂ O ₃	17,7	- 19,4	15,1	- 17,0	18,4		15,8	- 19,5	15,8	- 17,9	14,8	- 18,6	15,9	- 16,4	15,0	- 16,8	14,2	- 15,0	14,1	- 15,5
ΣFeO	7,6	- 10,0	7,1	- 9,8	7,0		5,1	- 7,8	4,0	- 5,9	3,0	- 6,9	2,4	- 5,1	2,5	- 3,8	1,5	- 1,7	1,5	- 2,5
MnO	0,12	- 0,14	0,12	- 0,14	0,08		0,07	- 0,18	0,09	- 0,10	0,04	- 0,12	0,07	- 0,09	0,03	- 0,06	0,06		0,03	- 0,08
MgO	3,9	- 5,6	4,9	- 7,9	2,9		1,9	- 5,8	1,6	- 2,4	1,0	- 4,9	0,9	- 1,7	0,7	- 1,0	0,2	- 0,3	0,2	- 0,7
CaO	7,5	- 8,8	7,3	- 8,8	6,0		4,6	- 8,1	3,6	- 5,4	3,4	- 6,3	3,1	- 4,2	2,1	- 2,9	0,6	- 0,9	1,0	- 2,0
Na ₂ O	3,0	- 4,1	2,2	- 4,0	4,7		2,3	- 4,5	3,8	- 4,6	2,4	- 5,1	3,8	- 4,2	2,4	- 3,9	5,1	- 5,4	2,3	- 4,9
K ₂ O	0,9	- 1,4	1,1	- 2,0	1,9		1,0	- 2,9	2,3	- 2,8	1,8	- 4,6	2,6	- 3,2	3,9	- 4,6	4,0		4,3	- 4,7
P ₂ O ₅	0,1	- 0,4	0,2	- 0,5	0,1		0,1	- 0,5	0,08	- 0,3	0,1	- 0,5	0,1	- 0,2	0,1	- 0,3	0,02		0,05	- 0,23
Sc	20	- 30	50	- 60	21		17	- 60	13	- 16	12	- 60	3,5	- 9,8	-		2,5		-	
Cr	30	- 80	210	- 500	18		17	- 150	24	- 31	9	- 230	3	- 17	80	- 55	2		16	
Co	22	- 36	25	- 40	16		18	- 40	10	- 15	11	- 30	9	- 14	7		3	- 4	4	- 15
Ni	25	- 58	18	- 195	37		6	- 91	31		< 2	- 210	10		5	- 7	20		-	
Rb	< 32		20	- 95	45		20	- 115	72		45	- 185	96	- 165	115	- 280	200		125	- 175
Sr	540		420	- 600	570		500	- 1.050	-		400	- 980	490		255	- 330	130	- 160	90	- 220
Ba	325	- 390	300	- 580	465		350	- 1.046	490	- 520	480	- 1.400	560	- 690	-		400	- 570	-	
La	13,0	- 19,0	-		22,7		28,8	- 42,7	18,6	- 19,5	19,2	- 44,0	21,2	- 27,9	-		30		42,8	
Ce	32,2	- 43,0	-		52,8		23,5	- 83,1	38,9	- 41,1	31,9	- 88,9	43,3	- 56,3	-		63		85,9	
Nd	16,0	- 20,2	-		24,9		14,7	- 26,0	15,3	- 18,7	16,0	- 28,9	18,1	- 21,1	-		23		-	
Sm	3,49	- 4,10	-		5,62		3,43	- 6,96	2,96	- 3,72	3,46	- 7,46	3,37	- 4,01	-		4,0		3,63	
Eu	1,15	- 1,40	-		1,71		1,04	- 1,70	0,96	- 1,12	0,90	- 1,74	0,80	- 0,93	-		0,6		0,76	
Yb	1,43	- 1,68	-		1,93		1,34	- 2,47	1,60	- 1,64	0,73	- 2,55	1,64	- 1,77	-		1,9		1,72	
Lu	0,23	- 0,27	-		0,30		0,18	- 0,36	0,27		0,11	- 0,41	0,27		-		-		0,261	
U	< 1,4		-		nd		0,34	- 2,82	nd		0,63	- 5,05	3,6	- 4,7	2,2	- 5,0	5	- 7	4	- 5

Datos tomados de los siguientes autores: (1) Siegers *et al.*, 1969; Kussmaul *et al.*, 1977; Munizaga y Marinovic, 1979; Deruelle, 1982. (2) Siegers *et al.*, 1969; Dupuy y Lefevre, 1974; Francis *et al.*, 1974; Dupuy *et al.*, 1975; James *et al.*, 1976; Thorpe *et al.*, 1976; Dostal *et al.*, 1977a y b; Kussmaul *et al.*, 1977; Zentilli y Dostal, 1977; Venturelli *et al.*, 1978; Munizaga y Marinovic, 1979; Deruelle, 1982. (3) Dupuy *et al.*, 1975; Kussmaul *et al.*, 1977; Zentilli y Dostal, 1977; Munizaga y Marinovic, 1979; Deruelle, 1982. (4) Dupuy *et al.*, 1975; Dostal *et al.*, 1977a; Zentilli y Dostal, 1977; Venturelli *et al.*, 1978; Deruelle, 1979, 1982; Munizaga y Marinovic, 1979.

y 670 ppm, decreciendo, de 490 a 130 ppm, al aumentar el contenido de SiO₂ de 69 a 74% en peso. El Ba tiende a aumentar desde los basaltos (339-390 ppm) a las dacitas (460-530), pero en las muestras de la Unidad III decrece de 690 a 400 ppm al aumentar el contenido de SiO₂ de 69 a 74% en peso.

Las tierras raras livianas (TRL) muestran una tendencia general a aumentar desde los basaltos (~ 50 x condritos) a las riolitas (~ 90 x condritos). Sin embargo, el contenido de Sm es similar en la mayoría de las muestras analizadas (~ 19-23 x condritos). Se observa, así, un incremento en la razón normalizada La/Sm, al pasar de las rocas más básicas a las más ácidas. Como las tierras raras pesadas (TRP) aumentan sólo levemente al pasar de los basaltos (7-9 x condritos) a las riolitas (9-10 x condritos), se observa, también, un aumento en la razón normalizada La/Yb al incrementarse el contenido de SiO₂. En general, las muestras cuya abundancia en SiO₂ es inferior al 63% en peso presentan contenidos normales de Eu, pero aquellas cuyo contenido supera al 63% exhiben un empobrecimiento relativo de Eu que, al parecer, tiende a aumentar con el incremento en SiO₂.

Los contenidos de Hf y Ta aumentan con el contenido de SiO₂, pero su aumento, al pasar de los basaltos (Hf = 2,0-3,6 ppm; Ta < 1,6 ppm) a las riolitas (Hf = 3,5-5,5 ppm; Ta = 2-3 ppm), no es tan notorio como el que experimentan el Th (3-4 ppm en muestras con SiO₂ < 55%; 15-20 ppm en muestras con SiO₂ ≥ 70% en peso) y el U (~ 1,5 ppm en muestras con SiO₂ < 63% en peso; 4,7-6,6 ppm en muestras con SiO₂ ≥ 70% en peso).

En comparación con las rocas basálticas del volcán Antuco, las del complejo Laguna del Maule tienen una mayor abundancia en TRL (La = 39-58 x condrito), pero son similares en TRP. Lo cual sugiere que, en estas latitudes, no sólo el contenido de K de las rocas volcánicas aumentaría con el distanciamiento de la fosa Chile-Perú, sino también la razón La/Yb, y esto, gracias a un enriquecimiento notable en TRL, no acompañado por una variación significativa en TRP.

En igualdad de contenidos de SiO₂, las rocas del complejo Laguna del Maule son aproximadamente 1,5 veces más pobres en TRP que las del volcán Lanín, ubicado en la cadena oriental, unos 4° de latitud más al sur, pero son 1-2 veces más ricas en dichos elementos que rocas de los volcanes Tupungato, Marmolejo y San José ubicados unos 3° de latitud más al norte (López y Frey,

1976; López *et al.*, 1977; López *et al.*, en prep.). Estos datos sugieren que las rocas volcánicas del sector norte de los Andes del Sur (33°-37°S) tienen una mayor tendencia a presentar valores más bajos de TRP que las del sector 37°-42°S.

Finalmente, la tabla 3 demuestra que, salvo algunas excepciones (como por ejemplo), no existen diferencias significativas, en cuanto a elementos trazas, entre las rocas volcánicas de Laguna del Maule y las calcoalcalinas plio-cuaternarias, equivalentes en SiO₂, de los Andes Centrales.

RAZONES ISOTOPICAS DE ESTRONCIO Y NEO-DIMIO

Estudios recientes (Hickey *et al.*, 1982) demuestran que las rocas volcánicas del complejo Laguna del Maule, independiente de su composición y edad, presentan razones ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr y ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd en los rangos 0,704000-0,70424 y 0,51273-0,51279, respectivamente. El rango isotópico de estroncio

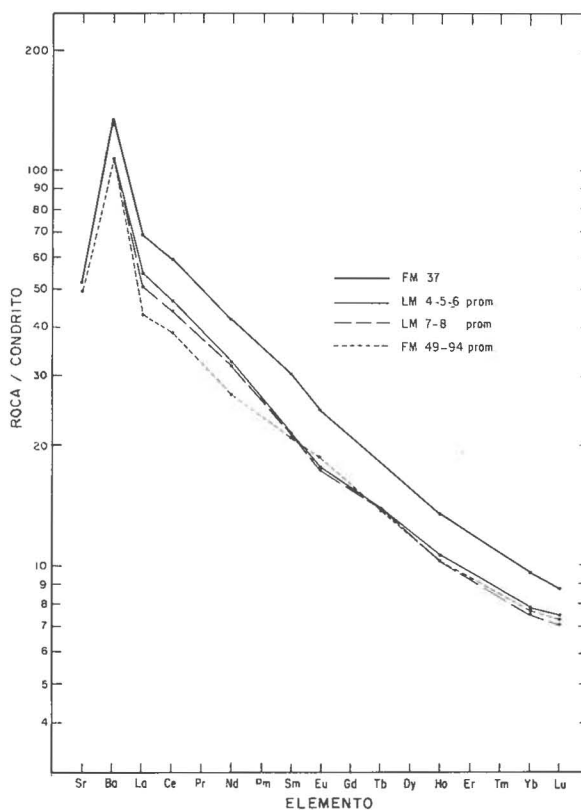


FIG. 8. Patrón Sr -Ba-TR normalizado, elemento por elemento, en relación al patrón condrítico promedio, para rocas de Laguna del Maule con SiO₂ 60% en peso.

es un poco más alto que el obtenido previamente (0,7035-0,7040) por Munizaga y Mantovani (1976). La figura 10 da una visión general de las composiciones isotópicas de Sr de rocas de diferentes centros volcánicos plio-cuaternarios de los Andes del Sur, en función de su latitud. A pesar de la escasez de datos existentes a la fecha, esta figura sugiere que, entre las latitudes 33°S a 37°S (Provincia I), las composiciones isotópicas de Sr decrecen de valores similares a los exhibidos por algunas rocas plio-cuaternarias de los Andes Centrales (Deruelle *et al.*, 1983 y referencias incluidas), a valores que se acercan a los presentados por basaltos de fondos oceánicos. Luego, y tal como lo señalan Deruelle *et al.* (1983), los valores tienden a aumentar al sur de la latitud 37°S, acercándose a 0,7045 en el volcán Hudson (46°S). Así, los valores isotópicos de Sr más bajos observados en los sectores norte (33°-37°S, Provincia I) y central (37°-46°S, Provincia II) de los Andes del Sur, se encuentran alrededor de la latitud 37°S.

Es interesante observar, en el diagrama $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Fig. 11) que, tanto las rocas volcánicas del complejo Laguna del Maule como las del volcán Antuco, caen dentro de la tendencia de rocas volcánicas derivadas de magmas originados en el manto suboceánico, donde la corteza continental está ausente.

La diferencia en el rango isotópico de Sr es una de las características químicas más importantes que distingue a las rocas volcánicas plio-cuaternarias de los Andes Centrales de aquéllas de los Andes del Sur al sur de los 36°S. Pero otra, no menos importante, parece encontrarse en las razones isotópicas de Nd y O. Los escasos datos existentes señalan que las rocas volcánicas de los Andes Centrales presentan valores isotópicos de Nd ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,51222-0,51257$; Hawkesworth *et al.*, 1979; 1982; James, 1982) y O ($\delta^{18}\text{O} = 7 - 11\text{‰}$; Magaritz *et al.*, 1978; Harmon *et al.*, 1981; James, 1982; Deruelle *et al.*, 1983) que son, respectivamente, más bajos y más altos que los valores presentados por rocas volcánicas de los Andes del

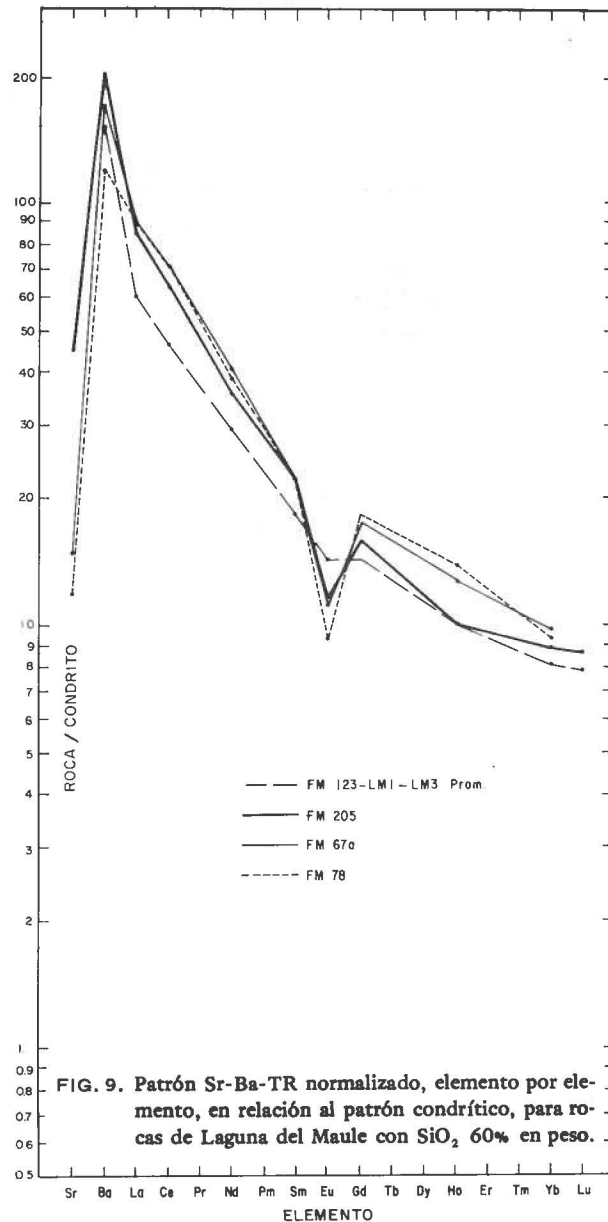


FIG. 9. Patrón Sr-Ba-TR normalizado, elemento por elemento, en relación al patrón condrito, para rocas de Laguna del Maule con SiO_2 60% en peso.

Sur, ubicadas al sur de la latitud 36°S ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,51273 - 0,51300$; Hawkesworth *et al.*, 1979; Hickey *et al.*, 1982; Stern, 1982; $\delta^{18}\text{O} = 5 - 7$; Stern, 1982; Deruelle *et al.*, 1983).

PETROGENESIS

PETROGENESIS DE LAS ROCAS BASALTICAS

Los estudios sísmicos de Barazangi e Isacks (1976) sugieren que la existencia de un manto subcontinental, de naturaleza astenosférica, parece ser el requisito esencial para el desarrollo del volca-

nismo cuaternario andino. Este último sólo se presenta en aquellos rangos de latitud (0°-2°S; 15°-17°S; 33°-45°S) donde el valor del ángulo de subducción sería de unos 25°-30°. En cambio, está ausente en aquellos segmentos (5°N-2°S; 15°-27°S; 33°-46°S) que tendrían un bajo ángulo de sub-

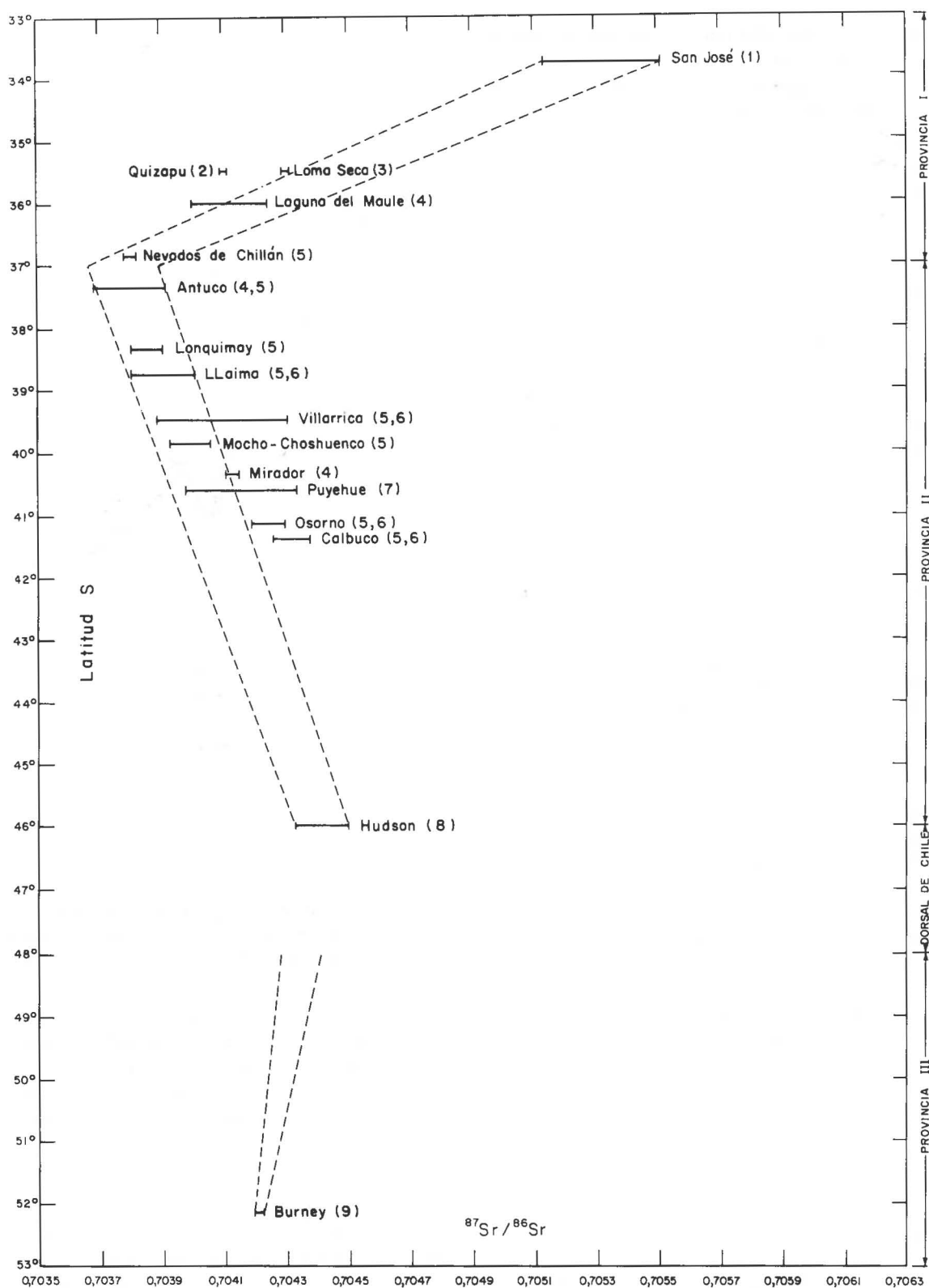


FIG. 10. Razones isotópicas de Sr de rocas volcánicas de diferentes centros plio-cuaternarios de los Andes del Sur en función de su latitud. Los datos son de: 1. López *et al.* (en prep.); 2. W. Hildreth y R. Drake (comun. personal); 3. Hildreth *et al.* (1981); 4. Hickey *et al.* (1982); 5. Deruelle *et al.* (1983); 6. Klerkx *et al.* (1977); 7. D. Gerlach (comun. personal); 8. Godoy *et al.* (1981); 9. Stern (1982). Las líneas punteadas conectan los rangos isotópicos de Sr de los volcanes San José, Antuco, Hudson y Burney.

ducción ($\sim 10^\circ$) y, por lo tanto, carecerían de astenósfera.

La combinación de los datos isotópicos de Sr y Nd (Fig. 11) favorece al manto como fuente de las rocas del complejo volcánico Laguna del Maule. En efecto, éstas presentan características isotópicas similares a las de rocas volcánicas, derivadas de magmas originados en el manto suboceánico. Sin embargo, la modelación de los procesos petrogenéticos, que culminaron con la formación de las rocas volcánicas de Laguna del Maule, se ve dificultada, entre otras razones, por la falta de un conocimiento exacto, en lo que atañe a esta área, de las composiciones, modal y química, de la corteza continental del manto subcontinental y de la litósfera oceánica subductada.

Evidencias relativas a la posible composición del manto subcontinental andino han sido proporcionadas por Niemeyer (1978), Skewes y Stern (1979), Skewes (1980) y Muñoz (1981), quienes encontraron, incluidos en rocas basálticas alcalinas, ubicadas en la región extra-andina al sur de la latitud 45°S , xenolitos peridotíticos de espinela y de granate, cuyas composiciones son similares a las supuestas por López *et al.* (1976, 1977), para modelar la génesis de basaltos y andesitas calcoalcalinas de los Andes del Sur. Esto permite postular, con mejor base, una fuente de naturaleza peridotítica para los magmas de esta región andina.

Las diferencias composicionales existentes, aun dentro de un mismo centro volcánico, dependerían tanto de la naturaleza e intensidad de los procesos petrogenéticos como de heterogeneidades composicionales en la fuente misma. Por ejemplo, Skewes (1980) interpretó las variaciones composicionales, modales y químicas, observadas en los xenolitos del Campo Pali-Aike ($\sim 52^\circ\text{S}$), como una evidencia de heterogeneidades locales en el manto subyacente.

El empobrecimiento en TRP de las rocas basálticas del complejo Laguna del Maule, en comparación con las del volcán Lanín ($\sim 39^\circ 40'\text{S}$), puede atribuirse a una participación del granate, como fase refractaria, a nivel de la fuente. Aun cuando un fraccionamiento de anfíbola, a bajas presiones, tiene un efecto semejante sobre estos elementos, la ausencia de este mineral, en las rocas consideradas, descartaría a este último proceso como alternativa explicatoria. Una participación del granate como fase residual en la génesis de las rocas basálticas de Laguna del Maule, y no en las del Lanín, estaría indicando un origen más profundo para ellas. Skewes (1980) estimó

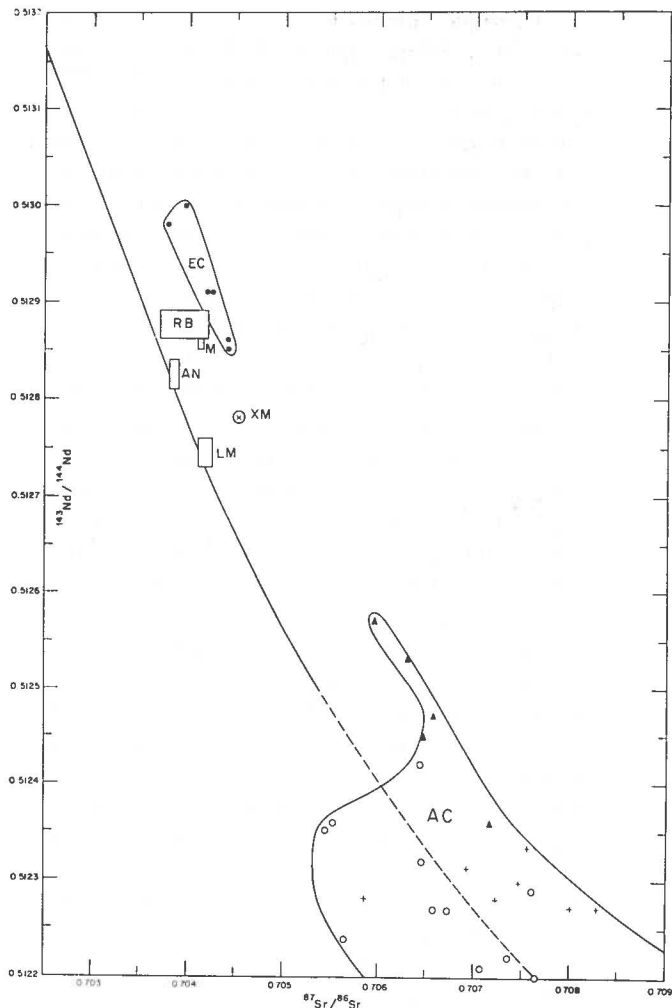


FIG. 11. Diagrama $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para rocas andinas. La línea sólida representa la tendencia seguida por rocas volcánicas derivadas de magmas originados en el manto (Hawkesworth *et al.*, 1979); EC = andesitas ecuatorianas (Francis *et al.*, 1977; Hawkesworth *et al.*, 1979); RB = rocas granodioríticas del plutón Río Blanco-San Francisco (Ref. in López, 1982); M = basaltos del volcán Mirador ($40^\circ 21'\text{S}$; Hickey *et al.*, 1982); AN = basaltos y andesitas basálticas del volcán Antuco ($37^\circ 25'\text{S}$; Hickey *et al.*, 1982); XM = xenolitos graníticos incluidos en basaltos del volcán Mirador (Hickey *et al.*, 1982); LM = rocas volcánicas de Laguna del Maule (Hickey *et al.*, 1982); AC = Andes Centrales (Δ) datos de Francis *et al.* (1977) y Hawkesworth *et al.* (1979); (\circ) datos de James (1982); (\times) datos de Hawkesworth *et al.* (1982).

que las peridotitas de granate de Pali-Aike se habrían equilibrado a presiones iguales o superiores a 21 kbar, lo que equivaldría a una profundidad igual o superior a unos 60 km.

El enriquecimiento en TRL de las rocas basálticas del complejo Laguna del Maule, en comparación con las del volcán Antuco ($\sim 37^{\circ}20'S$), puede atribuirse a una diferencia en el grado de fusión, el que sería menor en el primero, o a una mayor abundancia de TRL en la fuente misma. La primera alternativa supone la existencia de un manto relativamente homogéneo entre las latitudes 36° - $37^{\circ}S$; la segunda, en cambio, supone un manto que se iría enriqueciendo en TRL con el distanciamiento de la fosa Chile-Perú.

Los trabajos de Green *et al.* (1974), Nicholls y Whitford (1976) y Nicholls (1978), entre otros, demuestran que los magmas primarios generados por fusión de peridotita, conteniendo olivino forsterítico ($Fo \sim 90$), además de tener razones $Mg/(Mg + Fe^{+2})$ altas (0,70 - 0,74), son ricos en Cr (500 - 600 ppm) y Ni (250 - 350 ppm). Comparativamente, las rocas basálticas de Laguna del Maule, al igual que la mayoría de las rocas basálticas de los Andes del Sur, son pobres en Cr y Ni (tabla 2) y presentan razones magnesianas notoriamente más bajas (tabla 1). Esto prueba que dichas rocas no son representativas de magmas primarios, sino de magmas derivados de los anteriores, por cristalización fraccionada de minerales máficos. A pesar de que la plagioclasa aparece como el fenocristal más abundante, los contenidos relativamente normales de Eu no acusan un fraccionamiento significativo de esta fase.

López *et al.* (1981) explicaron la petrogenesis de las rocas basálticas del volcán Antuco mediante un 10% de fusión parcial, fraccionada, de peridotita, conteniendo un 1-2% de granate, seguido por un fraccionamiento, desde los magmas primarios formados, de olivino y clinopiroxeno. Considerando la primera alternativa del párrafo anterior, la génesis de las rocas basálticas de Laguna del Maule podría explicarse por un grado más bajo de fusión parcial. Cálculos geoquímicos, siguiendo el modelo empleado en el caso del Antuco, indican que un 6% de fusión parcial, fraccionada, de peridotita, conteniendo un 2% de granate, considerando a éste como fase residual, genera un líquido primario que, luego de sufrir un fraccionamiento de olivino (10%) y clinopiroxeno (20%) deja un líquido residual similar en elementos trazas y, particularmente, en TR, a las rocas basálticas del complejo Laguna del Maule.

Como se indicó previamente, este modelo petrogenético se fundamenta en una supuesta similitud composicional entre las fuentes que origina-

ron los magmas del Antuco y Laguna del Maule. Sin embargo, una alternativa razonable es que la fuente misma de la cual provienen los magmas de Laguna del Maule sea más rica en elementos incompatibles, que la que generó los magmas del volcán Antuco. Los estudios petrológico-experimentales de Nicholls y Ringwood (1973) demuestran, por un lado, que el manto puede enriquecerse en tales elementos, por contaminación con líquidos generados a nivel de la corteza oceánica subductada, y los estudios sísmicos de Hanus y Vanek (1976, 1978) sugieren, por otro, la existencia, en la zona de Benioff, de un área intermedia asísmica, ubicada a unos 100 km bajo la cadena volcánica andina, que puede interpretarse como una zona parcialmente fundida y, por lo tanto, como una fuente de magmas capaces de contaminar el manto suprayacente. Cálculos geoquímicos, basados en esta segunda alternativa, indican que se requiere un grado de fusión más elevado ($\sim 20\%$) para generar, a partir de una peridotita contaminada, un magma primario con las características químicas del formado a partir de una fuente peridotítica no contaminada (López, 1978).

Un modelo similar al discutido en el párrafo anterior, ha sido propuesto para explicar la petrogenesis de andesitas de los Andes Centrales (James *et al.*, 1976; Thorpe *et al.*, 1976; Dostal *et al.*, 1977a, b; Palacios y López, 1979). Sin embargo, existe una diferencia fundamental entre estas rocas y las de Laguna del Maule. Como lo señala la figura 11, para un valor dado de la razón $^{143}Nd/^{144}Nd$, las rocas de los Andes Centrales están enriquecidas en Sr radiogénico, con respecto a las rocas volcánicas derivadas del manto suboceánico, en cambio, las de Laguna del Maule caen dentro de dicha tendencia. Este hecho permite postular que los magmas de Laguna del Maule derivaron de una fuente no contaminada con material proveniente de la litósfera oceánica subductada, y en el supuesto de haber habido tal contaminación, como lo permiten los elementos trazas incompatibles, la composición isotópica del contaminante debería ser similar a la de las rocas de este complejo volcánico.

PETROGENESIS DE LA ANDESITA FM37

Dada la similitud composicional, tanto en elementos mayores como trazas, que esta muestra de la Unidad II tiene con andesitas de los Andes Centrales, la comprensión de su origen tendría, a nuestro entender, un significado más que local.

Comparada con las rocas basálticas de su unidad (FM49 y FM94), FM37 está enriquecida en Si, Na, K, Rb, Sr, y TR y empobrecida en Fe, Mg, Ca, Sc, Cr y Co. Estas características geoquímicas son cualitativamente concordantes con las esperadas en líquidos derivados, por cristalización fraccionada de minerales máficos, de magmas basálticos con una composición similar a la del promedio de las muestras FM49 y FM94.

Cálculos geoquímicos, basados en la ley de Raleigh, en coeficientes de partición sólido/líquido propios de composiciones andesítico-basálticas y en la mineralogía de las muestras de la Unidad II, indican que la composición en elementos trazas de FM37 es, teóricamente, consistente con la de un líquido derivado, por fraccionamiento de clinopiroxeno (~ 15%) y olivino (~ 15%), de un magma parental con la composición promedio de los basaltos de la Unidad II. De acuerdo con este modelo, la muestra en cuestión representaría, tan sólo, una etapa más avanzada en la línea evolutiva de los magmas basálticos de la región.

PETROGENESIS DE LAS RIOLITAS, UNIDAD III

Como se señaló anteriormente, las riolitas y las rocas basálticas constituyen los términos más abundantes en el complejo volcánico Laguna del Maule. De los múltiples procesos que pueden conducir a la formación de rocas riolíticas, quisiéramos discutir sólo dos, que nos parecen más acordes con las características de los Andes del Sur: fusión de rocas graníticas y cristalización fraccionada de magmas basálticos.

López y Moreno (1981) llamaron la atención sobre el notable parecido composicional, tanto en elementos mayores como trazas, existente entre los xenolitos graníticos, parcialmente fundidos, presentes en bombas basálticas del volcán Mirador y las riolitas cuaternarias del complejo volcánico Laguna del Maule, sugiriendo la posibilidad de que, al menos algunas de las escasas riolitas presentes en los Andes del Sur, deriven, por fusión, de material granítico de composición similar a la de los xenolitos.

Aunque los elementos mayores y trazas favorecen un origen de las riolitas por fusión de material granítico, todavía no se cuenta con suficientes datos isotópicos que avalen plenamente esta hipótesis. Los xenolitos graníticos, incluidos en las lavas basálticas del Mirador, presentan razones isotópicas de Sr y Nd iguales a 0,70453 y

0,51278, respectivamente (Hickey *et al.*, 1982). Como se puede observar en la figura 11, para un valor dado de la razón $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, los xenolitos, a diferencia de las rocas volcánicas de Laguna del Maule, están enriquecidos en Sr radiogénico con respecto a las rocas volcánicas derivadas de magmas originados en el manto suboceánico. De hecho, los xenolitos del Mirador siguen, al igual que el intrusivo miocénico Río Blanco-San Francisco (latitud $33^{\circ}10'S$ de los Andes del Sur), la tendencia de las rocas andesíticas de Ecuador. Estas consideraciones nos hacen dudar, por el momento, que las riolitas de Laguna del Maule deriven, por fusión, de rocas graníticas. No obstante, esta hipótesis no puede ser descartada mientras no se tenga un conocimiento geoquímico cabal de los cuerpos graníticos subyacentes al área en que se ubica este complejo volcánico.

En comparación con las rocas basálticas, las riolitas están fuertemente empobrecidas en elementos ferromagnesianos, Al, Ca, Sr, Eu y P, y enriquecidas en K, Rb, Ba, Hf, Th y U. La razón La/Sm aumenta, notoriamente, al pasar de las rocas basálticas a las riolíticas, siendo ambos grupos similares en el contenido de Sm. Estos datos, unidos a la similitud en las razones isotópicas de Sr y Nd, sugieren que las riolitas podrían ser consideradas como el producto de una diferenciación, a largo plazo, de un magma de composición similar al promedio de las rocas basálticas de las Unidades I y II. Un fraccionamiento de olivino y clinopiroxeno podría dar cuenta del empobrecimiento en elementos ferromagnesianos; un fraccionamiento de plagioclasa explicaría el empobrecimiento en Al, Ca, Sr y Eu; un fraccionamiento de anfíbola contribuiría a explicar los patrones de TR y el empobrecimiento en elementos trazas ferromagnesianos, en especial del Cr. Finalmente, un fraccionamiento de apatita daría cuenta del empobrecimiento en P y, en parte, del Ca.

Cálculos teóricos, basados en la ley de Raleigh, en la mineralogía de las muestras y en el empleo de coeficientes de partición sólido/líquido propios de composiciones riolíticas, señalan que un fraccionamiento, desde un magma basáltico parental, con una abundancia en elementos trazas igual al promedio de las rocas basálticas de las Unidades I y II, de clinopiroxeno (~ 15%), olivino (~ 10%), plagioclasa (~ 15%) y anfíbola (~ 10%) deja un residuo que es similar a las riolitas en elementos trazas ferromagnesianos, Sr, Ba, TRL y Eu, pero

que está empobrecido, 2-3 veces, en K y Rb. Quizás, el problema más importante relacionado con este modelo radica en que un determinado conjunto de coeficientes de partición, (TR) anfíbola/(TR) líquido, no es capaz de explicar, simultáneamente, la abundancia en tierras raras livianas (TRL) y pesadas (TRP). Por ejemplo, usando los coeficientes de Arth y Baker (1976) se pueden explicar las TRL, pero no las TRP; lo inverso ocurre al aplicar los coeficientes de Nagasawa y Schnetzler (1971). Basados en estas consideraciones estimamos que, si bien las riolitas pueden derivar, teóricamente, de un magma basáltico, la composición de éste no coincide con la de las rocas basálticas de las Unidades I y II.

Resultados más alentadores se obtienen si se considera a las dacitas de la Unidad IV como rocas parentales de las riolitas de la Unidad III. Empleando el mismo modelo anterior y los coeficientes de partición, (TR) anfíbola/(TR) líquido, de Nagasawa y Schnetzler (1971), un fraccionamiento de plagioclasa (~ 15%), clinopiroxeno (~ 15%) y anfíbola (~ 5%), deja un residuo, con una abundancia en elementos trazas, más acorde con la composición de las riolitas. Sólo el Rb muestra una diferencia significativa (Rb muestra/Rb teórico = 1,5). Un modelo, aún más realista, debería incluir también fases accesorias como apatita y magnetita para explicar, respectivamente y entre otras cosas, los bajos contenidos de P y Ti presentados por las riolitas. Este modelo estaría avalado por la presencia de cúmulos de plagioclasa, clinopiroxeno, anfíbola y magnetita en LM 3, de microlitos de apatita en FM67a y FM78, y de titanomagnetita, identificada por difracción de rayos X, en la muestra FM205.

Aceptando la existencia de una probable ligazón genética entre las riolitas de la Unidad III y las dacitas de la Unidad IV, discutamos, finalmente, la posible génesis de estas últimas rocas.

PETROGENESIS DE LAS DACITAS, UNIDAD IV

Una inspección a las figuras 8 y 9 revela que los patrones de TR restringen la posibilidad de que las dacitas de esta unidad deriven, por cristalización fraccionada, de un magma con la compo-

sición de la andesita FM37. En comparación con esta muestra, las dacitas están empobrecidas en TR y ninguna de las fases constituyentes de estas rocas tiene coeficientes de partición, (TR) sólido/(TR) líquido, capaces de producir tal empobrecimiento.

Asimismo, los patrones de TR limitan la posibilidad de que las dacitas deriven, por cristalización fraccionada, de un magma con la composición promedio de los basaltos de las Unidades I y II. Las dacitas son más ricas en TRL que los basaltos, pero son semejantes a ellos en Sm y TRP. Si bien un fraccionamiento de anfíbola puede explicar el enriquecimiento en TRL, el mismo conjunto de coeficientes de partición, (TR) anfíbola/(TR) líquido, que da cuenta de estos elementos, no es capaz de explicar, simultáneamente, los contenidos de TRP. Estas consideraciones mueven a postular que las dacitas y sus posibles derivados, las riolitas, han seguido una línea genético-evolutiva independiente de la seguida por las rocas basálticas y andesíticas de las Unidades I y II.

Teóricamente, es posible demostrar que aproximadamente un 5% de fusión parcial, fraccionada de peridotita no contaminada, libre de granate, o una fusión del orden del 20% de peridotita enriquecida por contaminación, en elementos trazas incompatibles, produce un líquido que, luego de sufrir un fraccionamiento de olivino (~ 10%), clinopiroxeno (~ 15%) y anfíbola (7 - 10%), deja un residuo similar a las dacitas, en la mayoría de los elementos considerados. Sin embargo, estos residuos teóricos están empobrecidos, aproximadamente 1,5 veces, en K y Rb, en comparación con las dacitas. Un modelo más completo debería incluir también algún proceso, tal como una reacción de intercambio entre el magma y la roca encajante, que explique el enriquecimiento relativo en K y Rb, presentado por las dacitas.

Lo anterior significa que las dacitas, a diferencia de los basaltos, se habrían originado en una región del manto donde el granate no es una fase estable, esto es, a profundidades inferiores a 60-70 km. La profundidad de origen sería una de las diferencias fundamentales entre los magmas que derivaron en los basaltos y andesitas de las Unidades I y II y los que originaron a las dacitas y riolitas de las Unidades III y IV. La otra diferencia radicaría en las fases involucradas en los procesos de cristalización fraccionada.

SUMARIO Y CONCLUSIONES

Rocas con contenidos de SiO₂ en el rango 51-74% en peso están presentes en el complejo volcánico Laguna del Maule, localizado en la latitud 36°S de los Andes del Sur. Contrariamente a lo que parece ser una característica de los Andes Centrales, en este centro predominan las rocas con contenidos en SiO₂ inferiores a 55% en peso y superiores a 65% en peso; rocas con SiO₂ en el rango 55-65% en peso son, comparativamente, escasas.

Cuatro unidades principales se han distinguido en Laguna del Maule. Rocas de composición basáltica a andesita basáltica predominan en las Unidades I (basaltos de valle) y II (conos volcánicos de piroclásticos ± lava). Lavas de composición riolítica predominan en la Unidad III (lavas de la laguna). La Unidad IV, ubicada en la vecindad de la Unidad I, está representada por un cuello volcánico y una serie de pequeños diques de composición predominantemente dacítica.

Dataciones radiométricas (Drake, 1976) demuestran que las rocas de este centro tienen una edad inferior a 0,3 Ma.

Al igual que otras rocas volcánicas circumpacíficas, similares en SiO₂, el fenocristal más abundante en las rocas basálticas es plagioclasa cálcica, siguiéndole, en abundancia, olivino y clinopiroxeno. Las fases predominantes en las rocas dacíticas y riolíticas son plagioclasa, anfíbola y biotita.

Las muestras analizadas tienen concentraciones de elementos mayores y trazas similares a las de rocas volcánicas plio-cuaternarias, equivalentes en SiO₂, de los Andes Centrales.

Elas exhiben un carácter calcoalcalino típico, con contenidos relativamente altos de Al₂O₃, CaO y K₂O y bajos de TiO₂; características que van acompañadas por razones Mg/(Mg + Σ Fe) relativamente bajas.

Comparados con basaltos de la cadena "occidental" de los Andes del Sur, las rocas basálticas de Laguna del Maule están enriquecidas en TRL, pero presentan contenidos similares, o están levemente empobrecidos, en TRP. Sobre la base de los datos existentes, las TRP presentan una tendencia

a aumentar, de norte a sur, entre los paralelos 33°S y 42°S.

A pesar del amplio rango composicional exhibido por las rocas del centro volcánico en estudio, todas ellas presentan razones isotópicas de Sr y Nd que se distribuyen, respectivamente, en rangos relativamente estrechos (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr = 0,70400-0,70424; ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd = 0,51273-0,51279; Hickey *et al.*, 1982) sin presentar correlación alguna ni con la edad ni con otros parámetros geoquímicos.

Los valores isotópicos de Sr y Nd constituyen la diferencia geoquímica fundamental entre las rocas volcánicas de este complejo y las plio-cuaternarias, equivalentes en SiO₂, de los Andes Centrales. Esta característica favorece, para las rocas de Laguna del Maule, un origen y una evolución sin contribución significativa de la corteza continental.

El análisis de los datos geoquímicos disponibles sugiere dos líneas genético-evolutivas para las rocas del complejo volcánico Laguna del Maule. Una sería responsable de los basaltos y andesitas de las Unidades I y II; la otra daría cuenta de las dacitas y riolitas de las Unidades III y IV. Ambas se habrían iniciado con una fusión parcial, fraccionada, de una porción de manto, contaminado o no con material proveniente de la litósfera oceánica subductada, pero a diferente profundidad. Los magmas responsables de las rocas basálticas y andesíticas se habrían formado a una profundidad mayor que los responsables de las dacitas y riolitas; y así, el granate habría participado, como fase residual, en los primeros, pero no en los segundos. A la diferencia en la profundidad de generación se superpondría una diferencia en el proceso de cristalización fraccionada. Los magmas primarios que derivaron en basaltos y andesitas habrían sufrido, fundamentalmente, un fraccionamiento de olivino y clinopiroxeno; los que devinieron en dacitas y riolitas habrían experimentado, además, un fraccionamiento de plagioclasa, anfíbola y de otras fases menores, como apatita y magnetita.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo fue financiado por los Grants E 1703-8315 y E1300-831 del Departamento de Desarrollo de la Investigación (DDI) de la Universi-

dad de Chile y por el Grant 78/21364 del Programa de Cooperación Internacional CONICYT/NSF. Los autores agradecen al Prof. F. Frey y al per-

sonal del reactor nuclear del M.I.T., las facilidades otorgadas para la obtención de datos de elementos trazas por activación neutrónica. Finalmente, a-

gradecemos a la Srta. Gilda Morales J. su abnegada labor dactilográfica.

REFERENCIAS

- ARTH, J. G.; BARKER, F. 1976.** Rare-earth partitioning between hornblende and dacitic liquid and implications for the genesis of trondhjemitic-tonalitic magmas. *Geology (Boulder)*, Vol. 4, No. 9, p. 534-536.
- BARAZANGI, M.; ISACKS, B. L. 1976.** Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath South America. *Geology (Boulder)*, Vol. 4, No. 11, p. 686-692.
- CARR, M. J.; STOIBER, R. E.; DRAKE, C. L. 1974.** The segmented nature of some continental margins. In *The geology of continental margins* (Burk, C. A.; et al.; eds.). Springer-Verlag, p. 105-114. New York.
- CORNEJO, C.; MUÑOZ, J.; COVACEVICH, V. 1982.** Presencia de Jurásico sedimentario marino en el Cajón Troncoso, Alta Cordillera de los Andes, VII Región, Chile: Noticia preliminar. In *Congr. Geol. Chileno*, No. 3, Actas, Vol. 1, p. 484-A110.
- DERUELLE, B. 1977.** Subduction et zonation du volcanisme Plio-Quaternaire des Andes du Sud (18°-55° S). *Rev. Géographic Phys. Geol. Dynam.* Vol. 19, No. 2, p. 179-187.
- DERUELLE, B. 1979.** Les volcans de Tocopuri; petrologie des lavas et genese magmatique. In *Congr. Geol. Chileno*, No. 2, Actas, Vol. 3, p. E213-E222. Arica.
- DERUELLE, B. 1982.** Petrology of the Plio-Quaternary volcanism of the South-Central and Meridional Andes. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, Vol. 14, p. 77-124.
- DERUELLE, B.; DERUELLE, J. 1974.** Géologie des volcans quaternaires des Nevados de Chillán (Chili). *Bull. Volcanol.*, Vol. 38, No. 2, p. 425-444.
- DERUELLE, B.; HARMON, R. S., MOORBATH, S. 1983.** Combined Sr-O isotope relationships and petrogenesis of Andean volcanics of South America. *Nature*, Vol. 302, p. 814-816.
- DOSTAL, J.; DUPUY, C.; LEFEVRE, C. 1977.** Rare earth element distribution in Plio-Quaternary volcanic rocks from northern Perú. *Lithos*, Vol. 10, No. 3, p. 173-183.
- DOSTAL, J.; ZENTILLI, M.; CAELLES, J. C.; et al. 1977.** Geochemistry and origin of volcanic rocks of the Andes, 26°-28° S. *Contrib. Mineral. Petrol.*, Vol. 63, No. 2, p. 113-128.
- DRAKE, R. E. 1976.** The chronology of Cenozoic igneous and tectonic events in the central Chilean Andes. In *Int. Assoc. Volcanol. and Chem. Earth's Interior, Symp. Andean Antarctic Probl.*, Proc. (González-Ferrán, O.; ed.), p. 670-697. Santiago, Chile, 1974.
- DRAKE, R. E. 1981.** Sr and Pb isotopic data bearing on the origin of Late Cenozoic igneous rocks and associated Cu ore deposits from the Chilean Andes, Lat. 33° and 36° S. *Geol. Soc. Am., Cordilleran Sect. Meeting*, Vol. 13, p. 52.
- DUPUY, C.; LEFEVRE, C. 1974.** Fractionnement des elements en trace Li, Rb, Ba, Sr dans les séries andésitiques et shoshonitiques du Pérou; comparaison avec d'autres zones orogéniques. *Contrib. Mineral. Petrol.*, Vol. 42, No. 2, p. 147-157.
- DUPUY, C.; DOSTAL, J.; CAPEDEI, S.; et al. 1975.** Petrogenetic implications of uranium abundances in volcanic rocks from southern Perú. *Bull. Volcanol.*, Vol. 39, No. 3, p. 363-370.
- EWART, A. 1976.** Mineralogy and chemistry of modern orogenic lavas; some statistics and implications. *Earth Planet Sci. Lett.*, Vol. 31, No. 3, p. 417-432.
- FRANCIS, P. W.; ROOBOL, M. J.; WALKER, G. P.; et al. 1974.** The San Pedro and San Pablo volcanoes of northern Chile and their hot avalanche deposits. *Geol. Rundsch.*, Vol. 63, No. 1, p. 357-388.
- FRANCIS, P. W.; MOORBATH, S.; THORPE, R. S. 1977.** Strontium isotope data for Recent andesites in Ecuador and North Chile. *Earth Planet. Sci. Lett.*, Vol. 37, No. 2, p. 197-202.
- FREY, F.; HASKIN, M.; POETZ, J.; et al. 1968.** Rare earth abundances in some basic rocks. *J. Geophys. Res.*, Vol. 73, p. 6085-6097.
- GILL, J. B. 1978.** Role of trace element partition coefficients in models of andesite genesis. *Geochim. Cosmochim. Acta*, Vol. 42, No. 6A, p. 709-724.
- GODOY, E. DOBBS, M.; STERN, C. 1981.** El volcán Hudson, primeros datos químicos e isotópicos en coladas interglaciales. *Univ. Chile, Depto. Geol., Comun.*, No. 32, p. 1-9.
- GONZALEZ-FERRAN, O.; VERGARA, M. 1962.** Reconocimiento geológico de la Cordillera de los Andes entre los paralelos 35° y 38° latitud sur. In *Univ. Chile, Fac. Cienc. Fís. Mat., An.*, No. 19, p. 23-134.
- GREEN, D. H.; EDGAR, A. D.; BEARSLEY, P.; et al. 1974.** Upper Mantle source for some hawaiites, mugearites and benmoreites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, Vol. 48, No. 1, p. 33-43.
- HANUS, V.; VANEK, J. 1976.** Intermediate aseismicity of the Andean subduction zone and Recent andesitic volcanism. *J. Geophys.*, Vol. 42, No. 3, p. 219-223.
- HANUS, V.; VANEK, J. 1978.** Morphology of the Andean Wadati-Benioff zone, andesitic volcanism, and tectonic features of the Nazca plate. *Tectonophysics*, Vol. 44, No. 1-4, p. 65-77.

- HARMON, R. S.; THORPE, R. S.; FRANCIS, P. W. 1981.** Petrogenesis and Andean andesites from combined O-Sr isotope relationships. *Nature*, Vol. 290, No. 5805, p. 396-399.
- HAWKESWORTH, C.; NORRY, M.; RODDICK, J.; et al. 1979.** $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ and incompatible element variations in calc-alkaline andesites and plateau lavas from South America. *Earth Planet. Sci. Lett.*, Vol. 42, No. 1, p. 45-57.
- HAWKESWORTH, C. J.; HAMMIL, M.; GLEDHILL, A. R.; et al. 1982.** Isotope and trace element evidence for late-stage intra-crustal melting in the High Andes. *Earth Planet. Sci. Lett.*, Vol. 58, No. 2, p. 240-254.
- HICKEY, R. L.; FREY, F. A.; LOPEZ, L.; et al. 1982.** Nd and Sr isotopic data bearing on the origin of Andean volcanics from south-central Chile. *In Geol. Soc. Am., Ann. Meetings*, Vol. 14, p. 514.
- HILDRETH, W.; DRAKE, R. E.; SHARP, W. D. 1981.** Voluminous late Pleistocene ash-flow and caldera complex in the Andes of central Chile. *In Geol. Soc. Am., Cordilleran Sect. Meetings*, Vol. 13, p. 61.
- IRVINE, T. N.; BARAGAR, W. R. A. 1971.** A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. J. Earth Sci.*, Vol. 8, No. 5, p. 523-548.
- JAMES, D. E. 1982.** A combined O, Sr, Nd, and Pb isotopic and trace element study of crustal contamination in central Andean Lavas. I. Local geochemical variations. *Earth Planet. Sci. Lett.*, Vol. 57, No. 1, p. 47-62.
- JAMES, D. E.; BROOKS, C. CUYUBAMBA, A. 1976.** Andean Cenozoic volcanism; magma genesis in the light of strontium isotopic composition and trace-element geochemistry. *Geol. Soc. Am., Bull.*, Vol. 87, No. 4, p. 592-600.
- JENSEN, L. S. 1976.** A new cation plot for classifying subalkalic rocks. *Ont. Geol. Surv., Misc. Pap.*, No. 66, 22 p.
- JORDAN, T. E.; ISACKS, B. L.; ALLMENDINGER, R. W.; et al. 1983.** Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca plate. *Geol. Soc. Am., Bull.*, Vol. 94, No. 3, p. 341-361.
- KLERKX, J.; DEUTSCH, S.; PICHLER, H.; et al. 1977.** Strontium isotopic composition and trace element data bearing on the origin of Cenozoic volcanic rocks of the central and southern Andes. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, Vol. 2, No. 1, p. 49-71.
- KUNO, H. 1966.** Lateral variation of basalt magma type across continental margins and island arcs. *Bull. Volcanol.*, Vol. 29, p. 195-222.
- KUNO, H. 1968.** Differentiation of basalt magmas. *In Basalts* (Hess, H. H.; Poldevart, A.; eds.). John Wiley & Sons, Inc., Vol. 2, p. 623-699. New York.
- KUSSMAUL, S.; HORMAN, P. K.; PLOSKONKA, E.; et al. 1977.** Volcanism and structure of southwestern Bolivia. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, Vol. 2, No. 1, p. 73-111.
- LOPEZ, L. 1978.** Consideraciones petrogenéticas sobre las granodioritas terciarias de los Andes del Sur entre los 33° y 34° S (Chile Central). *Univ. Chile, Depto. Geol., Comun.*, No. 22, p. 1-31.
- LOPEZ, L.; FREY, F. A. 1976.** Rocas volcánicas cuaternarias de Chile central-sur (33°-41° S): modelos petrogenéticos sugeridos por las tierras raras. *In Congr. Geol. Chileno*, No. 1, Actas, Vol. 2, p. F223-F255. Santiago.
- LOPEZ, L.; FREY, F. A.; VERGARA, M. 1976.** Andesites from central-south Chile; trace elements abundances and petrogenesis. *In Int. Assoc. Volcanol. and Chem. Earth's Interior, Symp. Andean Antarctic Probl., Proc. (González-Ferrán, O.; ed.)*, p. 725-761. Santiago, Chile, 1974.
- LOPEZ, L.; FREY, F. A.; VERGARA, M. 1977.** Andesites and high-alumina basalts from the central-south Chile high Andes: geochemical evidence bearing on their petrogenesis. *Contrib. Mineral. Petrol.*, Vol. 63, No. 3, p. 199-228.
- LOPEZ, L.; VERGARA, M.; FREY, F. A. 1981.** Petrology and geochemistry of the Antuco volcano lavas: a basaltic volcano of the southern Andes (37° 25' S). *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, Vol. 11, Nos. 2-4, p. 329-352.
- LOPEZ, L.; MORENO, H.; TAGIRI, M.; et al. (in prep.).** Geochemistry of lavas from San José volcano, Southern Andes, 33° 45' S, central Chile.
- MAGARITZ, M.; WHITFORD, D. J.; JAMS, D. E. 1978.** Oxygen isotopes and the origin of high- $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ andesites. *Earth Planet. Sci. Lett.*, Vol. 40, No. 2, p. 220-230.
- MASON, B. 1962.** *Meteorites*. John Wiley & Sons, Inc., 274 p. New York.
- MORENO, H. 1976.** The Upper Cenozoic volcanism in the Andes of southern Chile. *In Int. Assoc. Volcanol. and Chem. Earth's Interior, Symp. Andean Antarctic Probl., Proc. (González-Ferrán, O.; ed.)*, p. 143-171. Santiago, Chile, 1974.
- MUNIZAGA, F. 1978.** Geología del complejo volcánico Laguna del Maule. Memoria de Título, Univ. Chile, Depto. Geol., 157 p. Santiago.
- MUNIZAGA, F.; MANTOVANI, M. 1976.** Razones iniciales Sr^{87} - Sr^{86} de rocas volcánicas pertenecientes al Complejo Laguna del Maule, Chile central. *In Congr. Geol. Chileno*, No. 1, Actas, Vol. 2, p. F145-F152. Santiago.
- MUNIZAGA, F.; MARINOVIC, N. 1979.** Evidencias preliminares de un volcanismo cenozoico superior shoshonítico en el área del volcán Zapaleri, II Región. Chile. *In Congr. Geol. Chileno*, No. 2, Actas, Vol. 3, p. E237-E255.
- MUÑOZ, J. 1981.** Inclusiones ultramáficas del manto superior en Meseta Las Vizcachas, Última Esperanza, Magallanes, Chile. *Rev. Geol. Chile*, No. 13-14, p. 63-78.
- MUÑOZ, J.; NIEMEYER, H. (en prep.).** Volcanismo andesítico miocénico de la Cordillera de los Andes de Chile central (35°-38° S).
- NAGASAWA, H.; SCHNETZLER, C. C. 1971.** Partition of rare earth elements between phenocrysts and acidic igneous magma. *Geochim. Cosmochim. Acta*, Vol. 35, p. 953-968.
- NICHOLLS, I. A. 1978.** Primary basaltic magmas for the pre-caldera volcanic rocks of Santorini. *In Thera and the Aegean world* (Doumas, C.; ed.), Int.

- Scientific Congr., No. 2, p. 109-120. London.
- NICHOLLS, I. A.; RINGWOOD, A. E. 1973.** Effect of water on olivine stability in tholeiites and the production of silica-saturated magmas in the island-arc environment. *J. Geol.*, Vol. 81, No. 3, p. 285-300.
- NICHOLLS, I. A.; WHITFORD, D. J. 1976.** Primary magmas associated with Quaternary volcanism in the western Sunda Arc. Indonesia. *In* *Volcanism in Australasia* (Johnson, R. W.; ed.). Elsevier Sci. Publ. Co., p. 77-90. New York.
- NIEMEYER, H. 1978.** Nódulos máficos y ultramáficos en basaltos alcalinos de la meseta Buenos Aires, Lago General Carrera, provincia de Aisén, Chile. *Asoc. Geol. Argent., Rev.*, Vol. 33, No. 1, p. 63-75.
- PALACIOS, C.; LOPEZ, L. 1979.** Geoquímica y petrología de andesitas cuaternarias de los Andes Centrales (18° 57'-19° 28' S). *In* *Congr. Geol. Chileno*, No. 2, Actas, Vol. 3, p. E73-E88. Arica.
- PECCERILLO, A.; TAYLOR, S. R. 1976.** Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contrib. Mineral. Petrol.* Vol. 58, No. 1, p. 63-81.
- PERFIT, M. R.; GUST, D. A.; BENCE, A. E. et al. 1980.** Chemical characteristics of island-arc basalts; implications for mantle sources. *In* *Chemical characterization of tectonic provinces* (LeMaitre, R. W.; et al.; eds.) *Chem. Geol.*, Vol. 30, No. 3, p. 227-256.
- SACKS, I. S. 1977.** Interrelationships between volcanism, seismicity, and anelasticity in western South America. *Tectonophysics*, Vol. 37, No. 1-3, p. 131-139.
- SIEGERS, A.; PICHLER, H.; ZEIL, W. 1969.** Trace element abundances in the "Andesite" Formation of Northern Chile. *Geochim. Cosmochim. Acta*, Vol. 33, p. 882-887.
- SKEWES, A. 1980.** Estudio petrológico y geoquímico de los basaltos e inclusiones ultramáficas del Campo Pali-Aike, Magallanes, XII Región, Chile. *Memoria de Título, Univ. Chile, Depto. Geol.*, 99 p. Santiago.
- SKEWES, A.; STERN, C. 1979.** Petrology and geochemistry of alkali basalts and ultramafic inclusions from the Pali-Aike volcanic field in southern Chile and the origin of the Patagonian plateau lavas. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, Vol. 6, No. 1-2, p. 3-25.
- STAUDER, W. 1973.** Mechanism and spatial distribution of Chilean earthquakes with relation to subduction of the oceanic plate. *J. Geophys. Res.*, Vol. 78, No. 23, p. 5033-5061.
- STERN, C. R. 1982.** Mt. Burney: The southernmost Andean stratovolcano. *In* *Congr. Geol. Chileno*, No. 3, Resúmenes, p. 52-53.
- STERN, C.; SKEWES, A.; DURAN, A. M. 1976.** Volcanismo orogénico en Chile austral. *In* *Congr. Geol. Chileno*, No. 1, Actas, Vol. 2, p. F195-F212. Santiago.
- SWIFT, S. A.; CARR, M. J. 1975.** The segmented nature of Chilean seismic zone. *Phys. Earth Planet. Int.*, Vol. 9, No. 3, p. 183-191.
- THORPE, R. S.; POTTS, P. J.; FRANCIS, P. W. 1976.** Rare earth data and petrogenesis of andesite from the North Chilean Andes. *Contrib. Mineral. Petrol.*, Vol. 54, No. 1, p. 65-78.
- VENTURELLI, G.; FRAGIPANE, M.; WEIBEL, M.; et al. 1978.** Trace element distribution in the Cainozoic lavas of Nevado Coropuna and Andagua Valley, Central Andes of Southern Perú. *Bull. Volcanol.*, Vol. 41, No. 3, p. 213-228.
- VERGARA, M.; KATSUI, Y. 1969.** Contribución a la geología y petrología del volcán Antuco, Cordillera de los Andes, Chile Central. *Univ. Chile, Depto. Geol., Publ.*, No. 35, p. 25-47.
- VERGARA, M. 1970.** Note on the zonation of the Upper Cenozoic volcanism in the Andean area of central-south Chile and Argentina. *In* *Symp. on Results of Upper Mantle Investigations with Emphasis on Latin America*, *Int. Upper Mantle Proj., Proc.*, Sec. 2, p. 381-197. Buenos Aires.
- VERGARA, M.; MUNIZAGA, F. 1974.** Age and evolution of the Upper Cenozoic andesitic volcanism in central-south Chile. *Geol. Soc. Am., Bull.*, Vol. 85, No. 4, p. 603-606.
- ZENTILLI, M.; DOSTAL, J. 1977.** Uranium in volcanic rocks from the Central Andes. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, Vol. 2, No. 3, p. 251-258.