

GEOLOGIA Y PETROLOGIA DE LOS INTRUSIVOS SUBVOLCANICOS DE LA PRE-CORDILLERA ANDINA ENTRE SANTIAGO Y COLINA.

por

M. Vergara M.*
L. López E. *

RESUMEN

Entre Colina y Santiago ($33^{\circ}00' S - 33^{\circ}30' S$), la pre-cordillera andina se caracteriza por presentar rocas estratificadas, de edad probablemente Oligocénica, intruidas por stocks, filones y cuellos volcánicos pertenecientes al sector septentrional de la cadena volcánica Miocénica de los Andes del Sur.

Las rocas estratificadas están constituidas por aglomerados y brechas andesíticas y por tobas ignimbríticas de composición dacítica y riolítica. Presentan un grado de alteración bajo a moderado, y no evidencian dislocaciones tectónicas ni metamorfismo de contacto causado por los cuerpos intrusivos.

Petrográficamente se distinguen stocks de pórfidos andesíticos y basálticos de piroxeno y pórfidos andesíticos y dacíticos de anfíbola. En ambos tipos el fenocristal predominante es la plagioclasa. Mientras los minerales máficos Hipersteno \pm Augita \pm Magnetita caracterizan a los pórfidos de piroxeno, Hornblenda \pm Magnetita caracterizan a los de anfíbola.

Los filones y cuellos volcánicos, de composición andesítica, representan la unidad intrusiva más joven del área.

Tanto los pórfidos de piroxeno como los de anfíbola presentan contenidos relativamente altos de volátiles y una mineralogía de alteración similar a la de las rocas estratificadas intruidas. Esto favorece la existencia de un proceso de alteración hidrotermal posterior al emplazamiento de los stocks el cual habría removido, en alguno de ellos, los elementos Si, Ca y K.

Aún cuando los pórfidos de piroxeno presentan características químicas y petrográficas más básicas que los de la anfíbola, sus razones

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

Mg/Mg + Σ Fe son más baja sugiriendo que ambos grupos representan eventos magmáticos independientes a pesar de su similitud en el espacio y en el tiempo.

ABSTRACT

Stratified rocks, probably Oligocene in age, intruded by stocks dikes and necks belonging to the northern part of the Southern Andes Longitudinal Depression Miocene volcanic belt, characterize the Andean precordillera between Colina (33°00' S) and Santiago (33°30' S).

The stratified rocks consist of agglomerates and breccias of andesitic composition and tuff of dacitic to rhyolitic composition. Their degree of alteration is generally low to moderate. Effects of contact metamorphism and deformations caused by the intrusion of the Miocene bodies are scarce in them.

According to their mafic mineralogy, the stocks may be divided into pyroxene-bearing andesitic to basaltic porphyries characterized by the association Hypersthene \pm Augite \pm Magnetite, and amphibole-bearing andesitic to dacitic porphyries characterized by the presence of Hornblenda \pm Magnetite. Plagioclase is the most abundant phenocryst phase in both groups.

Dikes and necks of andesitic composition represent the youngest intrusive unit in the area.

The pyroxene as well as the amphibole-bearing porphyries have a relatively high volatile content and an alteration mineralogy similar to that of the intruded stratified rocks suggesting the action of an hydrothermal process after the emplacement of the porphyritic rocks. This process would have altered the original abundances of Si, Ca and K in some of the porphyritic bodies.

Compared to the amphibole-bearing porphyries, the pyroxene-bearing ones are chemically and petrographically more basic. However, contrary to what expected, the amphibole-bearing porphyries have higher Mg/Mg + Σ Fe ratios than the pyroxene-bearing porphyritic rocks suggesting that both groups represent independent magmatic events in spite of their similarity in space and time.

INTRODUCCION

Cuerpos subvolcánicos miocénicos constituyen una franja de 1-3 km de ancho que se extiende a lo largo de la Depresión Longitudinal (Valle Central) de Chile. Actualmente sus afloramientos han sido reconocidos

y datados por métodos geocronométricos K/Ar entre las latitudes 33°S (Los Andes) y 42°S (Ancud). Mientras el segmento meridional de este cordón (Los Angeles-Chiloé) aflora cercano a la Cordillera de la Costa, el segmento septentrional (Los Angeles-Los Andes) aflora en los primeros contrafuertes de la alta Cordillera Andina.

El objetivo del presente trabajo es caracterizar estructural, petrográfica y geoquímicamente a estos cuerpos intrusivos en el área entre Santiago y Colina, mostrar en un mapa geológico su extensión de afloramientos y sus relaciones estructurales con las rocas encajantes, y dar a conocer 2 nuevas edades K/Ar obtenidas de ellos.

MARCO GEOLOGICO

En el área estudiada (Fig.1) afloran rocas volcánicas continentales estratificadas, sin fósiles de valor cronológico que permitan establecer una estratigrafía justificable y consistente. Estas rocas están intruidas por stocks subvolcánicos porfíricos, filones y cuellos volcánicos afaníticos de composición andesítica que, en general, no han causado en ellas deformación ni metamorfismo de contacto.

CARTER y AGUIRRE (1965), asignan las rocas estratificadas al Cretácico superior o al Terciario inferior. Así, su edad sería similar a la de la formación Lo Valle (THOMAS, 1958), que aflora al oeste, y a la de la formación Farellones (AGUIRRE, 1960), que aflora en los campos de ski de ese mismo nombre en la alta Cordillera Andina.

Dataciones radiométricas K/Ar, realizadas en rocas estratificadas no muy alteradas y en cuerpos intrusivos sub-volcánicos, permitieron definir a este complejo como "Serie oligo-miocénica" (VERGARA y DRAKE, 1979) correspondiente al sector septentrional del "Cordón Volcánico Miocénico" que se extiende desde Los Andes hasta Ancud (VERGARA y MUNIZAGA, 1974). Estos antecedentes radiométricos más otros de las localidades tipos de las formaciones Lo Valle y Farellones (DRAKE et al. 1976) hacen actualmente inconsistentes las correlaciones entre estas formaciones.

Los estratos de la región estudiada no permiten establecer una continuidad estructural con la formación Lo Valle hacia el oeste, pues sus afloramientos se pierden bajo el relleno del Valle Central. Hacia el este, las secuencias aquí reconocidas aparecen en contacto por falla con rocas de la formación Abanico (fuera del área que cubre el mapa aquí presentado). La falla del Estero Las Hualtatas (Fig. 1) representa una estrtribación oriental del sector de importantes fallas de dirección aproximada norte-sur que pone en contacto ambas unidades. Fallas conjugadas, de menor importancia y sin desplazamiento evidente, se observan en dirección tanto N45°E como N45°W, cortando a las rocas estratificadas y a los cuer-

por intrusivos.

SERIE VOLCANICA ESTRATIFICADA

Las rocas pertenecientes a esta serie cubren aproximadamente el 40% de la superficie cartografiada, y se presentan cortadas por un enjambre de filones y stocks porfíricos. Sus estratos presentan, en general, inclinación hacia el este y rumbo nor-noroeste. Normalmente no se observan dislocaciones tectónicas producidas por el emplazamiento de los cuerpos intrusivos. Sólo en las cercanías a las fallas se observan cambios bruscos de rumbos y buzamientos. Las secuencias mejor expuestas, de mayor espesor y continuidad, son las que aparecen en Loma Ancha, en la Rinconada El Alba y en una sección que se puede seguir desde el Morro Blanco hacia el cuello volcánico Singa Mocha (Fig.1).

En la sección que aflora en Loma Ancha se registra un paquete monoclinal de cerca de 1.000 m de espesor, y con buzamiento de 30° al este. La base se pierde en el relleno del Valle Central y el techo lo constituye la actual superficie de erosión. La sección está formada principalmente por aglomerados y brechas volcánicas de colores pardo violáceo a rojizo, con fragmentos de 20 cm a 1.5 m de diámetro, angulosos y sub-redondeados, de andesitas afaníticas.

La muestra V-1, colectada de la matriz de los aglomerados, está constituida por fragmentos y granos redondeados a sub-redondeados de 0.5-1.0 cm de diámetro en una abundante matriz epiclástica. Los fragmentos de mayor tamaño corresponden a: a) andesitas hialofíticas fluidales con amígdalas de clorita y/o minerales de arcilla escamosos y de color verde, débilmente pleocroicos y con vidrio intersticial de color rojizo a pardo oscuro, b) andesitas levemente porfíricas con fenocristales de plagioclasa zeolitizados y de clinopiroxenos frescos dispuestos en una masa fundamental hialofilítica microfelsítica, y c) granos de vidrio riolítico-andesítico levemente recristalizados.

La matriz de la muestra V-1 es abundante y está constituida por granos redondeados de rocas volcánicas de tamaño variable entre 0.3-0.4 mm de diámetro. Los tipos litológicos presentes en la matriz corresponden a: andesitas hialofíticas-hialofilíticas en parte cloritizadas y constituidas por microfelsita microgranofírica, y b) vidrios basálticos de color negro oscuro con escasos microlitos de plagioclasa.

El material cementante es arcilla limonítica en parte cloritizada. Amígdalas de zeolita isótropa, tipo analcima ($N_D = 1.480$), aparece en parte como material cementante. En la secuencia de Loma Ancha se observan numerosos filones de espesor variable (30 cm a más de 50 metros), en parte concordantes con la estratificación y, en parte, con bordes cortantes muy nítidos que producen un aumento notable del espesor. Una muestra

representativa de estos filones (V-3) corresponden a un pórfido granodiorítico de textura hipidiomorfa fina constituida por fenocristales de plagioclasa (An₁₅₋₂₀), de formas idiomorfas a alotriomorfas, de 1-3mm de sección, parcialmente arcillizadas y fracturadas y con inclusiones de óxidos de hierro (magnetita). También se distinguen fenocristales de cuarzo de 0.3-0.5 mm de diámetro, agrupados en agregados irregulares y asociados generalmente a micropertita que aparece como microfenocristales alotriomorfos intersticiales. La masa fundamental es holocristalina, y está constituida por un agregado microgranular de cristales de feldespatos alcalinos y de cuarzo alotriomorfo de 0.2-0.4 mm de sección.

Los minerales máficos están totalmente reemplazados a clorita, biotita verde escamosa, epidota, magnetita, constituyendo un agregado de alteración. Por la forma parecen haber reemplazado a cristales de hornblenda.

Como minerales de alteración y accesorios se distinguen clorita, epidota, magnetita, titanita y allanita; también se observan agregados de apatita.

En la sección que se extiende desde el cerro Pampa Blanca por el oeste hasta el cerro Singa Mocha por el este (Fig. 1) se observa una secuencia de aproximadamente 1.100 m de rocas volcanoclásticas andesíticas, aglomerados y brechas volcánicas, flujos de andesitas y un enjambre de diques y filones mantos de composición intermedia.

La muestra VR-3, recolectada cerca de la base de la secuencia estratificada, corresponde a una andesita porfírica, de color violáceo, con fenocristales idiomorfos de plagioclasa de 0.4-2 mm de largo, totalmente reemplazados a un agregado de zeolita y, en parte, a minerales de arcilla.

La masa fundamental corresponde a un vidrio de color oscuro, casi opaco y en parte rojizo, derivado de la hidratación de un vidrio andesítico. Se distinguen escasos microlitos de plagioclasa de forma tabular y también reemplazados por zeolita, dispuestos sobre esta base vítrea oscura.

La roca es muy fracturada y presenta guías, venillas y amígdalas de zeolita que se ramifican en todas direcciones. Una determinación de rayos X permitió reconocer zeolita tipo heulandita que representa aproximadamente 20% de la sección delgada.

La muestra RV-4 representa a uno de los numerosos diques y filones mantos que intruyen a esta secuencia. Macroscópicamente corresponde a una andesita afanítica de clino y ortopiroxeno de color rojo grisáceo.

Geología de la Pre-Cordillera Andina entre Santiago y Colina

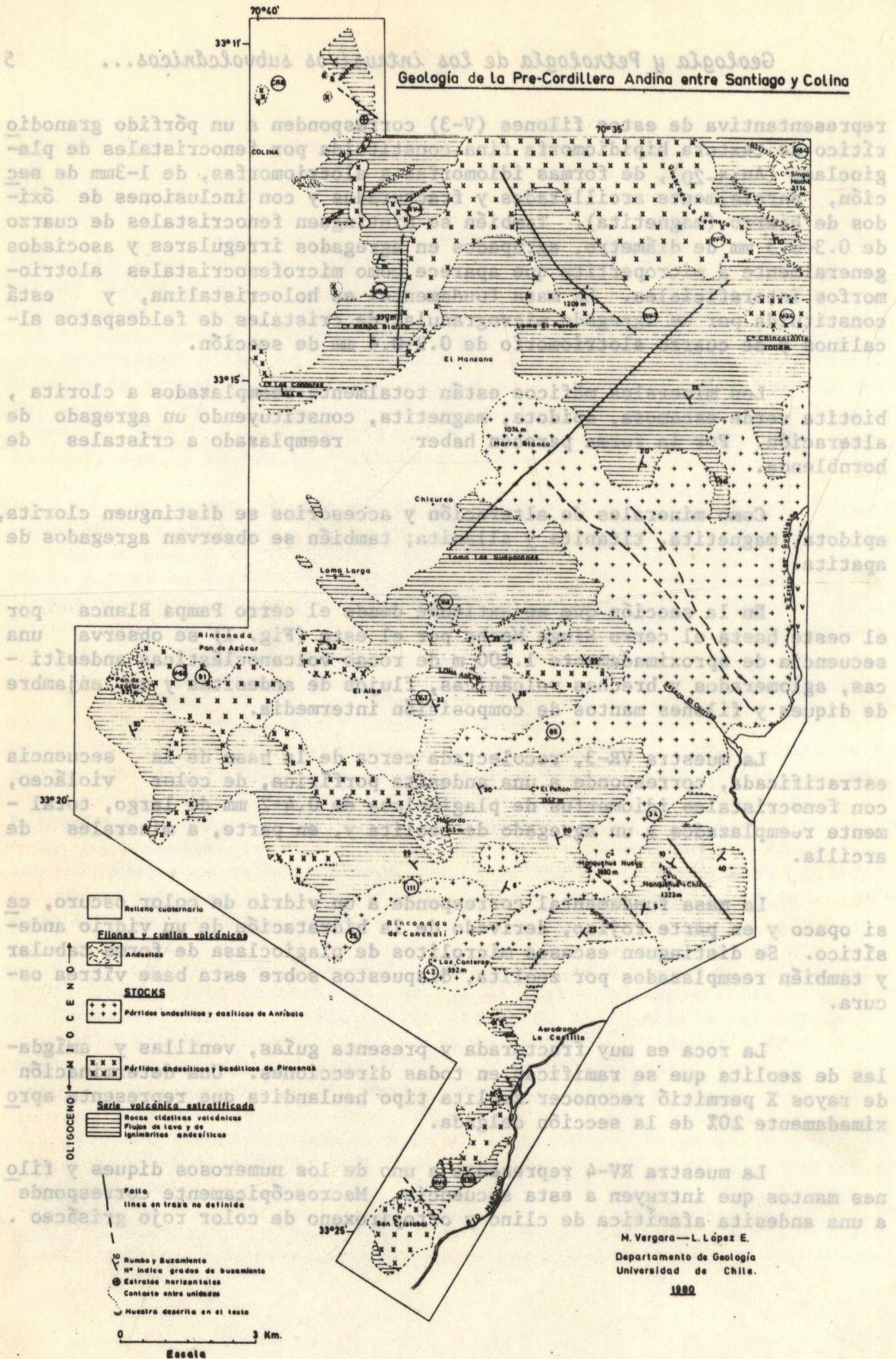


Fig. 1. Mapa geológico de la pre-cordillera andina entre Santiago y Colina.

Al microscopio la muestra es casi afírica, excepto por sólo 2 grandes núcleos de plagioclasa tipo An₅₅ de 2-4 mm de sección. En estos cristales se observan fracturas con reemplazo a zeolitas y clorita e inclusiones de granos de magnetita y clinopiroxenos. La masa fundamental, de textura intergranular, contiene apretados microlitos de plagioclasa de composición An₃₀₋₂₅, con leve tendencia a la fluidez, y gránulos de clino y ortopiroxeno de 0.1-0.2 mm de diámetro. Abundantes granitos de magnetita se distribuyen a través de toda la sección delgada.

La muestra RV-7, colectada en la parte media de la sección, corresponde a una andesita porfírica, de color violáceo, con fenocristales de plagioclasas completamente reemplazados por zeolita y con abundantes inclusiones de gotas de vidrio de la masa fundamental. La mesostasis está formada por vidrio de color pardo oscuro, casi opaco, en el cual sobresalen esqueletos y microlitos de plagioclasa. El color oscuro del vidrio parece ser consecuencia de una profunda alteración e hidratación del vidrio. Intersticialmente en el vidrio se observan amígdalas de zeolita (heulandita?).

En el área del cerro San Cristóbal, KATSUI y VERGARA (1966) reconocieron una secuencia de 120 m de espesor, con suave buzamiento al este de flujos de lavas, aglomerados, brechas volcánicas y tobas sobreyacidas a su vez, por 120 m de tobas soldadas que prácticamente forman la cubierta del cordón del cerro San Cristóbal.

Las tobas soldadas, de composición riolítica-dacítica, están constituidas por fenocristales y fragmentos de cristales de plagioclasa zonados (An₅₉₋₃₃), y fenocristales de hipersteno, augita y de óxidos de hierro. Presentan abundantes granos de pómez con estructura de colapso y esquirlas de vidrio riolítico con estructura fluxional y fuertemente soldados. A veces se suelen observar escasas amígdalas de laumontita. Una edad K/Ar obtenida en plagioclasa de una toba soldada del cerro San Cristóbal (KV-1) dió una edad de 28.3 ± 0.7 m.a. (DRAKE et al., 1976) señalando una edad mínima oligocénica para este complejo ignimbrítico. Edades similares fueron determinadas, por estos mismos autores, para flujos andesíticos cortados por el intrusivo del cerro Huechún ubicado al N. O. del área de estudio.

Los aglomerados y brechas volcánicas que subyacen a las tobas soldadas del cerro San Cristóbal presentan una mayor proporción de minerales secundarios de alteración, probablemente debido a su gran porosidad. Estos minerales son principalmente laumontita, analcima, clorita, albita de temperatura baja a intermedia, calcita y hematita.

STOCKS ANDESITICOS Y BASALTICOS DE PIROXENOS

Estas rocas presentan estructuras tipo stocks, e intruyen a la

secuencia volcánica estratificada sin efectos de deformación ni de metamorfismo de contacto. Una excepción se observa al este de la Rinconada Pan de Azúcar, en el área de El Alba (Fig. 1) donde el emplazamiento de los pórfidos andesíticos de piroxeno han producido un cambio brusco en la actitud de los estratos.

Son rocas generalmente microcristalinas, de color gris oscuro a casi negro, con fenocristales de plagioclasa y ortopiroxenos. Sus afloramientos constituyen casi el 40% del total de las rocas intrusivas del área. Aparecen formando un cordón externo, relativamente continuo, desde la quebrada La Leonera por el norte hasta el cerro San Cristóbal por el sur (Fig. 1).

Las rocas de esta unidad están cortadas por stocks porfíricos de anfíbola y por diques afaníticos, de manera que representan el ciclo magmático intrusivo inicial en esta área.

Dos muestras representativas de esta unidad (CF-6 y CF-7) fueron analizadas por R. DRAKE en el Laboratorio de Geocronología de la Universidad de California (Berkeley) dando edades K/Ar de 21.2 ± 0.2 y 20.6 ± 0.2 m.a respectivamente.

La muestra CF-6 (911791 en Tabla 1) recolectada en Colina (Fig. 1), corresponde a un pórfido basáltico con fenocristales de plagioclasa (30%) e hipersteno (15%). Los cristales de plagioclasa tienen una composición An_{65-70} y un tamaño variable entre 1 y 2.5 mm. Los cristales de hipersteno tienen un tamaño de 1-2 mm y presentan bordes de reacción con formación de gránulos de piroxeno. La masa fundamental está formada por microlitos de plagioclasa (30%) gránulos de clinopiroxeno (13%), gránulos de magnetita (5%), clorita y apatita (2%) y amígdalas de zeolita (5%).

La muestra CF-7, (219793 en tabla 1) recolectada en el cerro Poçuro, aproximadamente 40 km al norte de Colina (fuera de la Fig. 1) corresponde mineralógicamente a un pórfido andesítico basáltico con fenocristales de plagioclasa (An_{70-75} ; 35%) y de augita (5%) y una masa fundamental formada por microlitos de plagioclasa (30%), gránulos de hipersteno (15%), gránulos de augita (5%), magnetita (5%) y pequeñas guías y amígdalas de zeolita, calcita, clorita, cuarzo y apatita que en total representan un 5% de la muestra.

Estudios petrográficos y mineralógicos de los cuerpos intrusivos de los cordones de los cerros San Cristóbal y Manquehue fueron realizados respectivamente por KATSUI y VERGARA (1966) y por VERGARA (1971).

La muestra 219791, recolectada en la Rinconada Pan de Pan de Azúcar, corresponde a un pórfido basáltico con fenocristales de plagioclasa (35%), hipersteno (15%) y augita (10%). Los cristales de plagio-

clasa tienen aproximadamente una composición An₆₅₋₇₀. Y están parcialmen-
te reemplazados por zeolita. La masa fundamental está formada por grani-
tos de plagioclasa y gránulos de clinopiroxeno, ortopiroxeno y magneti-
ta. La muestra presenta guías y pequeñas amígdalas de zeolita (10%).

En canchales adyacentes a la de la muestra anterior, se recolec-
tó la muestra MV-68 que corresponde mineralógicamente a un pórfido ande-
sítico basáltico con fenocristales de hipersteno y de plagioclasa de tipo
labradorita, en una masa fundamental formada por microlitos de plagiocla-
sa, gránulos de augita y magnetita. La muestra presenta algo (2%) de
zeolita y clorita.

En las cercanías del cerro Chincolante (Fig. 1) se recolectó la
muestra V-34 que en base a la mineralogía corresponde a un pórfido ande-
sítico con fenocristales de plagioclasa e hipersteno. Los cristales de
plagioclasa tienen una composición An₄₅₋₅₀ y miden entre 1 y 6 mm. Los
cristales de hipersteno miden aproximadamente 0.3 mm. La masa fundamen-
tal está formada por microlitos de plagioclasa, gránulos de magnetita,
cuarzo intersticial, limonita y minerales de arcilla (4%).

En la quebrada La Leonera se recolectó la muestra RV-15 que co-
rresponde a un pórfido andesítico con fenocristales de plagioclasa (An₄₀₋₄₅)
y augita. La masa fundamental es microcristalina y está formada
por microfenocristales de plagioclasa, gránulos de magnetita, agujas de
apatita y clorita y/o minerales de arcilla. La muestra presenta amígdala-
s de zeolita, clorita y prehnita.

STOCKS ANDESITICO Y DACITICOS DE ANFIBOLA

Son rocas holocristalinas de color gris claro en las variedades
de grano grueso y gris pardo en las de grano más fino. Sus contac-
tos con las rocas estratificadas son nítidos y sin evidencias de metamor-
fismo de contacto. Sus afloramientos tienen mejor exposición en el área
al norte del cerro Manquehue Nuevo, entre el Morro Blanco al oeste y el
estero Las Hualtatas al este.

Las muestras MV-34, MV-42, MV-111 y MV 25 corresponden modal-
mente a pórfidos andesíticos y dacíticos con fenocristales de plagiocla-
sa y anfibola. Los cristales de plagioclasa presentan una composición
variable entre An₂₅ y An₅₀ y un tamaño que varía entre 0.3 y 2.5 mm. Los
cristales de anfibolas corresponden a hornblenda, de tamaño variable en-
tre 0.5 y 2.3 mm, son idiomorfos y están parcialmente reemplazados por
óxidos de hierro, clorita y epidota. La masa fundamental es normalmente
microcristalina con abundante pasta micropegmatítica constituida por al-
bita (alta temperatura) y cuarzo (VERGARA, 1971).

En el área entre Morro Blanco y el estero Las Hualtatas se recolectaron pórfidos de anfíbola de similar mineralogía, textura y alteración.

La plagioclasa de la muestra MV-34, recolectada al norte de la cumbre del cerro Manquehue Nuevo, fue analizada geocronométricamente y dió una edad K/Ar de 19.5 ± 0.5 m.a. (DRAKE et al., 1976). Esta edad es similar a la obtenida en los pórfidos de piroxenos señalando que, a pesar de corresponder a eventos intrusivos diferentes, tienen similar ubicación en el mioceno inferior.

FILONES Y CUELLOS VOLCANICOS ANDESITICOS

Numerosos filones y cuellos volcánicos de composición andesítica, en parte filones mantos, intruyen a las rocas ya descritas. No se ha evidenciado ninguna dirección preferencial en la distribución de ellos, pero sí existe mayor densidad de filones en las rocas estratificadas. El espesor de los filones varía entre 10 cm y 100 metros.

Los cuellos volcánicos que se describen a continuación corresponden a los cerros Pan de Azúcar y Singa Mocha (Fig. 1). El cerro Pan de Azúcar (Fig. 1), presenta un diaclasamiento concoidal de enfriamiento y corta tanto a las rocas estratificadas como al pórfido de piroxeno sin producir efecto de alteración en sus contactos. El cerro Singa Mocha (Fig. 1), corta en forma nítida y sin alteración a la secuencia estratificada del curso superior de la quebrada La Leonera. Este cuello volcánico presenta numerosos diques radiales de composición similar a la del cuerpo principal confirmando así una típica estructura de cuello volcánico.

Las rocas del cerro Pan de Azúcar presentan una composición y textura andesítica de colores gris verde a gris medio; por meteorización cambian fácilmente su color a gris amarillento. La muestra V-10, recolectada en este cerro, corresponde a una andesita ligeramente porfírica constituida por fenocristales de andesina en una masa fundamental muy microporosa, con amígdalas de clorita y/o minerales de arcilla y delgadas guías de zeolita.

La muestra V-54 recolectada en el cerro Singa Mocha, corresponde a una andesita de color pardo claro, porfírica con fenocristales de plagioclasa (An_{45-50}), de formas idiomorfas y tabulares, con arcillización y parcial reemplazo por clorita y epidota. También se observan fenocristales de augita de 0.2-0.3 mm de diámetro, con inclusiones de gránulos de óxidos de hierro. La masa fundamental está formada por microlitos de plagioclasa (An_{30-35}) y vidrio recristalizado a un agregado de clorita y/o minerales de arcilla. Intersticialmente se observan gránulos de forma cuadrada, de opacos, posiblemente pirita. La muestra presenta guías y amígdalas de calcita con bordes de limonita.

QUIMISMO

En esta sección discutiremos algunos aspectos relativos a la abundancia de elementos químicos mayores en doce muestras de pórfidos del sector septentrional de la cadena volcánica miocénica de los Andes del Sur. Once de las muestras fueron recolectadas en el área que aparece en la figura 1 y una fue recolectada en Pocuro (Los Andes), aproximadamente 40 km al norte de Colina. Nueve de los análisis fueron publicados por VERGARA (1971), y junto con los nuevos, se incluyen en la Tabla 1.

Las muestras se caracterizan por presentar contenidos relativamente alto de volátiles, particularmente H_2O , que en algunos casos supera al 4% en peso. Sin embargo, no se observa una relación directa entre la abundancia de volátiles y la abundancia modal de minerales primarios hidratados, tales como anfíbola. Aún más, esta característica es común tanto a los pórfidos que poseen minerales primarios hidratados como a los que carecen de ellos. Esto sugiere que los contenidos de volátiles no son enteramente primarios y que las rocas fueron sometidas a un proceso de hidratación posterior al emplazamiento del magma que las originó. Observaciones petrográficas señalan que este proceso de hidratación probablemente de tipo hidrotermal, afectó principalmente al vidrio, a la plagioclasa y, en grado menor, a la anfíbola en aquellas rocas que la poseen. Minerales máficos como ortopiroxeno, clinopiroxeno y magnetita no evidencian, en general, un grado de alteración significativo. Teniendo en cuenta esto y la movilidad que caracteriza a los elementos Si, Ca, Na y K en procesos de alteración, es probable que los contenidos absolutos y relativos de dichos elementos en las rocas analizadas no correspondan a los originales.

La determinación cualitativa de los elementos mayores removidos en procesos de alteración puede efectuarse mediante diagramas logarítmicos de razones moleculares de óxidos (BESWICK y SOUCIE, 1978). Nosotros hemos preferido usar razones catiónicas porcentuales, en lugar de razones moleculares de óxidos, por considerarlas más acordes con la realidad. En los diagramas ortogonales de la figura 2, se usa como ordenada el $\log X/K^+$ y como abscisa el $\log Y/K^+$, donde X e Y representan respectivamente la fracción catiónica porcentual de un elemento mayor dado. La fracción catiónica porcentual del potasio se usa como denominador, pues durante el proceso de diferenciación magmática este elemento se incorpora preferencialmente en la fase líquida previo a la cristalización del feldespatopotásico, la cual ocurre en la etapa tardía del proceso.

Como lo señalan BESWICK y SOUCIE (1978), el uso de estos diagramas logarítmicos en el logro del objetivo propuesto está condicionado por las siguientes suposiciones: a) Los productos de los procesos volcanogénicos antiguos son similares al de los modernos; b) la variación en la abundancia de SiO_2 causada por procesos de alteración es inferior al 5%; c) el aluminio se comporta como elemento inmóvil en procesos de alteración.

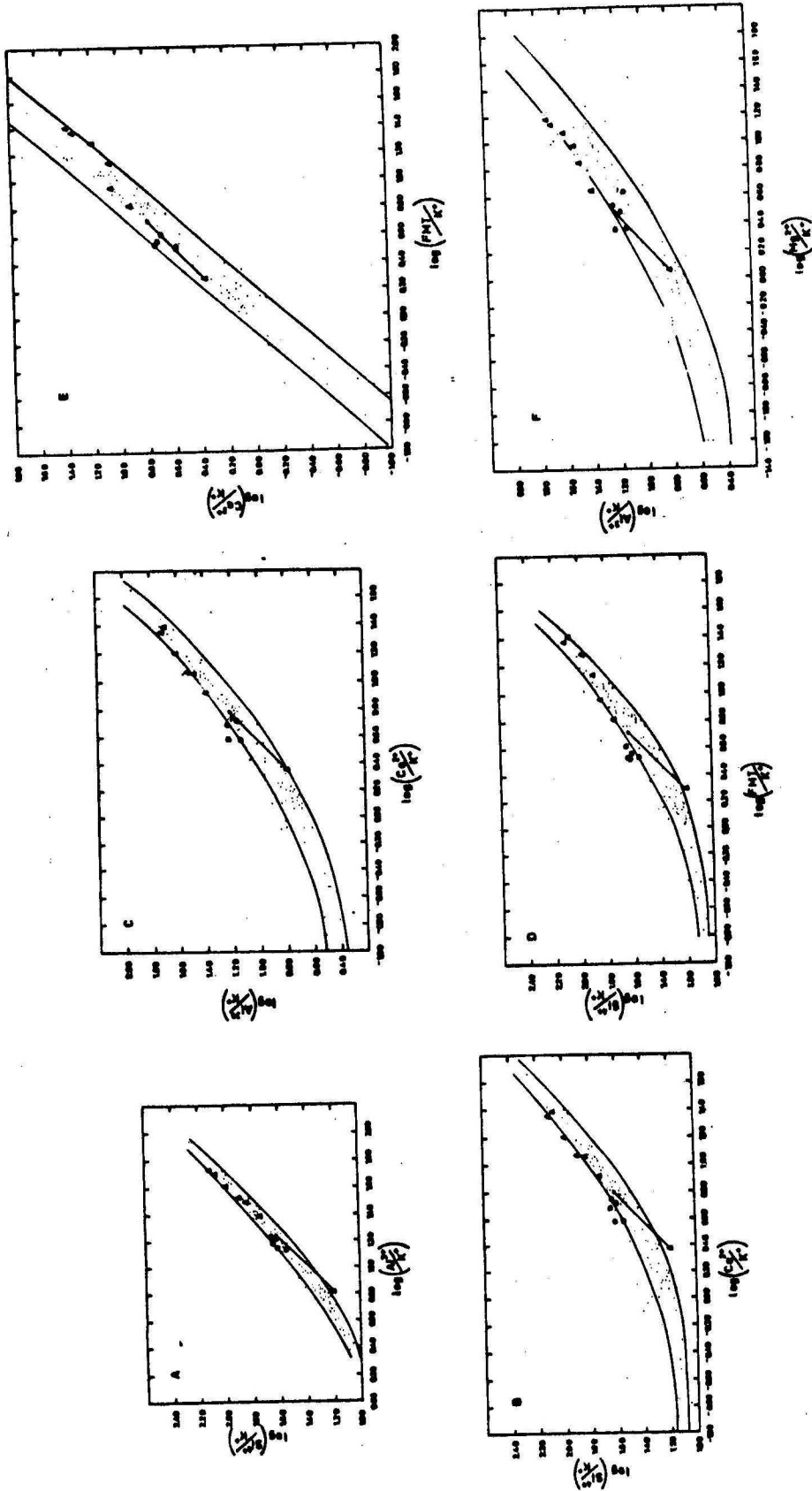


Fig. 2. Diagramas logarítmicos (en base 10) de razones catiónicas porcentuales usando la fracción catiónica porcentual del potasio como denominador. FMF es igual a la suma de las fracciones porcentuales de los cationes Fe^{2+} , Fe^{3+} , Mn^{2+} y Ti^{4+} . Los puntos representan composiciones de rocas volcánicas modernas de los Andes Centrales y del Sur referidas en el texto. Las líneas sólidas delimitan las tendencias de estas rocas. Los triángulos y círculos corresponden respectivamente a los pórfidos de piroxeno y anfíbola del sector septentrional de la cadena volcánica miocénica de los Andes del Sur. El triángulo con vector correctivo corresponde a la muestra M-64.

T A B L A 1

ELEMENTOS MAYORES EN PORFIDOS SUBVOLCANICOS DEL SECTOR SEPTENTRIONAL DE LA CADENA VOLCANICA MIOCENICA DE LOS ANDES DEL SUR

| | PORFIDOS DE PIROXENO | | | | | | | | | | PORFIDOS DE ANFIBOLA | | | | |
|------------------------------------|----------------------|-------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|-------|--------|----------------------|--------|--|--|--|
| | MV-62 | MV-22 | 911791 | 219791 | MV-64 | 219793 | MV-85 | MV-35 | MV-34 | MV-42 | MV-111 | MV-25 | | | |
| SiO ₂ | 49.32 | 50.29 | 51.90 | 51.94 | 52.02 | 52.56 | 53.41 | 55.87 | 56.34 | 57.95 | 58.61 | 58.78 | | | |
| TiO ₂ | 1.05 | 0.77 | 0.83 | 0.82 | 0.58 | 0.67 | 0.53 | 0.78 | 0.66 | 0.75 | 0.51 | 0.50 | | | |
| Al ₂ O ₃ | 17.63 | 17.70 | 18.62 | 18.45 | 17.78 | 20.39 | 20.21 | 18.14 | 16.66 | 18.76 | 16.95 | 19.80 | | | |
| Fe ₂ O ₃ | 6.02 | 3.0 | 4.93 | 3.84 | 6.34 | 3.36 | 3.27 | 4.84 | 3.39 | 2.42 | 2.08 | 1.92 | | | |
| FeO | 6.08 | 8.0 | 6.02 | 6.00 | 1.29 | 4.02 | 4.66 | 1.34 | 2.36 | 3.46 | 3.02 | 3.28 | | | |
| MnO | 0.23 | 0.16 | 0.20 | 0.17 | 0.11 | 0.13 | 0.15 | 0.09 | 0.08 | 0.09 | 0.07 | 0.13 | | | |
| MgO | 3.71 | 5.15 | 4.07 | 4.09 | 2.47 | 2.89 | 3.59 | 2.46 | 3.97 | 2.91 | 2.71 | 2.17 | | | |
| CaO | 9.28 | 7.50 | 8.56 | 7.02 | 7.15 | 7.70 | 8.17 | 5.63 | 6.85 | 5.89 | 6.85 | 5.03 | | | |
| Na ₂ O | 3.71 | 2.68 | 2.50 | 3.21 | 3.86 | 3.63 | 3.92 | 4.48 | 5.04 | 4.96 | 4.40 | 5.04 | | | |
| K ₂ O | 0.30 | 0.38 | 0.30 | 0.49 | 2.57 | 0.79 | 0.60 | 1.25 | 1.08 | 1.00 | 1.05 | 1.09 | | | |
| P ₂ O ₅ | 0.46 | 0.12 | 0.09 | 0.21 | 0.28 | 0.26 | 0.33 | 0.25 | 0.33 | 0.32 | 0.29 | 0.26 | | | |
| H ₂ O + CO ₂ | 2.79 | 4.06 | 2.57 | 3.14 | 5.64 | 2.89 | 1.31 | 4.95 | 3.07 | 2.07 | 3.68 | 2.38 | | | |
| TOTAL | 100.58 | 99.81 | 100.59 | 99.38 | 100.09 | 99.29 | 100.15 | 100.08 | 99.83 | 100.58 | 100.22 | 100.38 | | | |
| Mg/Mg + ΣFe | 0.37 | 0.46 | 0.41 | 0.44 | 0.39 | 0.42 | 0.46 | 0.44 | 0.57 | 0.48 | 0.50 | 0.44 | | | |

Las tendencias usadas como base de comparación en nuestros diagramas logarítmicos corresponden a las de rocas volcánicas modernas de los Andes Centrales y del Sur, estudiadas por diferentes autores (KATSUI y GONZALEZ, 1968; OYARZUN y VILLALOBOS, 1969; SIEGERS et al., 1969; PICHLER y ZEIL, 1972; DERUELLE y DERUELLE, 1974; FRANCIS et al., 1974; MORENO, 1974; DERUELLE, 1978; MUNIZAGA, 1978; VENTURELLI et al. 1978; MORENO et al., 1979; PALACIOS y LOPEZ, 1979; LOPEZ et al., 1980). En tales tendencias, las rocas de composición más ácida tienden a ubicarse en el extremo más cercano al origen, y las más básicas en el extremo opuesto.

Si una roca dada experimenta una removilización del elemento X, el punto que representa la composición original se desplaza en dirección paralela al eje de las ordenadas; en sentido ascendente si hay ganancia y descendente si hay pérdida. Si el elemento Y es removido, el desplazamiento es paralelo al eje de las abscisas; hacia la derecha si hay ganancia y hacia la izquierda si hay pérdida. Cuando el potasio es el elemento que sufre removilización, el punto que representa la composición original se desplaza según la dirección que forma un ángulo de 45° con los ejes coordenados; acercándose al origen si el sistema gana potasio o alejándose de él en caso contrario. Como más de un elemento puede sufrir removilización en un proceso de alteración dado, se requieren varios diagramas para efectuar un diagnóstico adecuado.

Una inspección a los diagramas logarítmicos de la figura 2 revela que, con la excepción de la muestra MV-64, los pórfidos subvolcánicos miocénicos caen dentro de la tendencia de las rocas volcánicas andinas modernas, lo cual sugiere que la removilización de elementos mayores ha sido relativamente insignificante en ellos. Estos pórfidos constituyen, además, un grupo cuyas características químicas no se traslapan, en general, con las de los pórfidos de anfíbola. La muestra MV-64 exhibe una composición más ácida que la correspondiente a sus características petrográficas. Un desplazamiento vectorial, tal como el señalado en los diagramas de la figura 2, la situaría en una posición más consistente con su composición modal y más acorde con las características químicas del grupo al cual pertenece. La dirección y sentido del vector correctivo sugiere que la roca sufrió principalmente una adición de potasio. Los mismos diagramas sugieren, también, que la mayoría de los pórfidos subvolcánicos miocénicos de anfíbola han sido afectados por un enriquecimiento relativo de silicio combinado con un empobrecimiento relativo de calcio.

Al usar la fracción catiónica porcentual del sodio en lugar de la del potasio como denominador en los diagramas logarítmicos (Fig.3), se observa que los pórfidos de piroxenos analizados ocupan una zona que no se traslapa con la ocupada por los pórfidos de anfíbola. Esto es una evidencia más que el desplazamiento exhibido por la muestra MV-64 en los diagramas de la figura 2 fue causado principalmente por un enriquecimiento

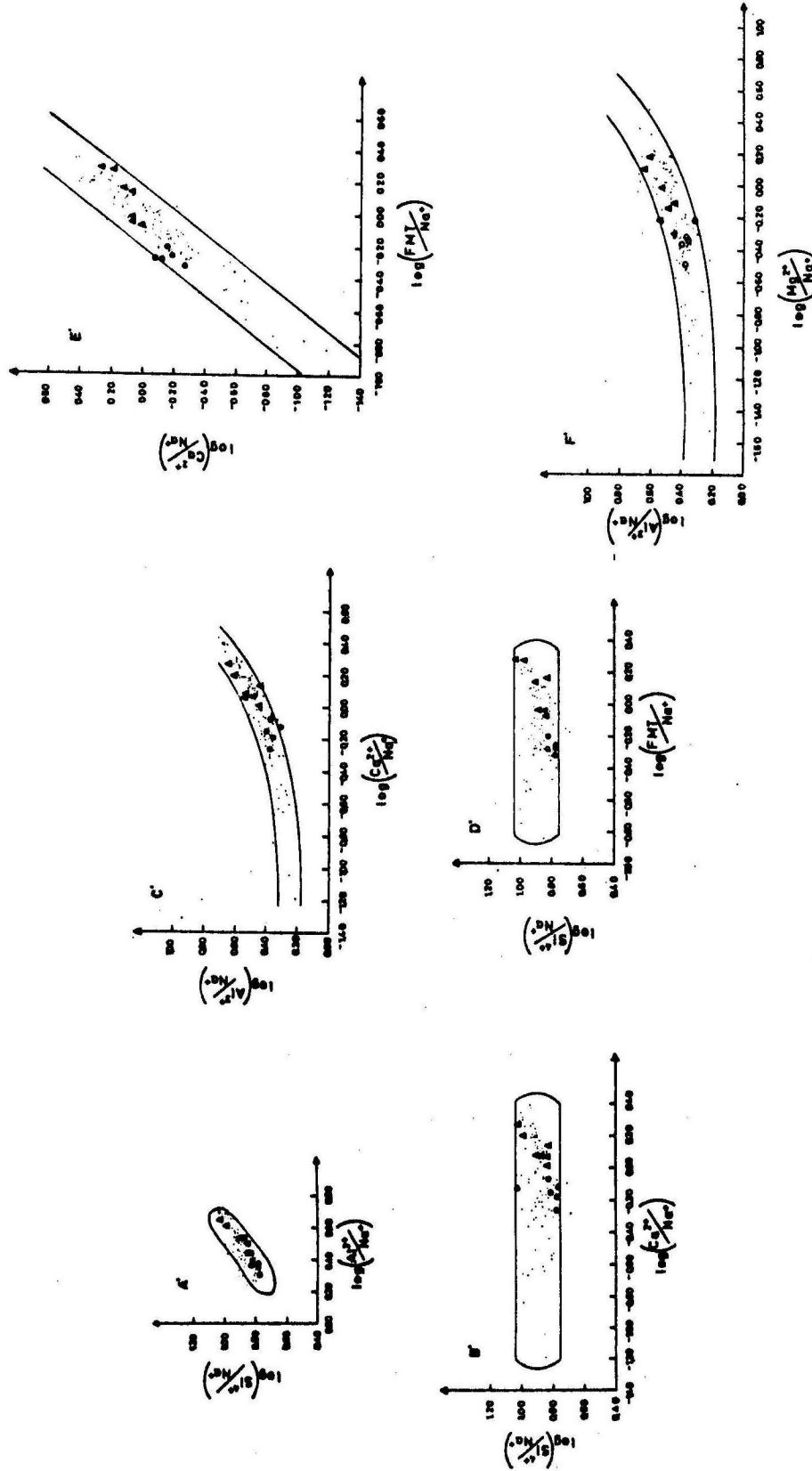


Fig. 3. Diagramas logarítmicos (en base 10) de razones catiónicas porcentuales usando la fracción catiónica porcentual del sodio como denominador. La simbología es la misma que en la figura 2.

to en potasio. Los diagramas de la figura 3 muestran también que los pórfidos miocénicos analizados caen, en su mayoría, dentro de las tendencias de las rocas volcánicas modernas. Estos diagramas, aún cuando son menos decisivos que los de la figura 2, sugieren, al menos, que el sodio no ha sido removido, en forma significativa, por los procesos de alteración que afectaron al sistema.

La movilidad de los elementos Si, Ca y K, sugerida por los diagramas logarítmicos de la figura 2, incide directamente en la caracterización química de estos cuerpos subvolcánicos, puesto que la mayoría de los esquemas modernos de clasificación química de rocas volcánicas se basan directa o indirectamente en la abundancia de SiO_2 , CaO, Na_2O y K_2O (ejemplos: TAYLOR, 1969; IRVINE y BARAGAR, 1971; MIYASHIRO, 1974; CHURCH 1975; PECCERILLO y TAYLOR, 1975; diagrama AFM). Como el grado de alteración presentado por los minerales máficos es relativamente bajo y los elementos Al, Fe, Mg se comportan como elementos relativamente inmóviles, hemos preferido usar el esquema de clasificación de JENSEN (1976) para caracterizar químicamente a los pórfidos en discusión. Este esquema se basa en un diagrama triangular (Fig. 4) que relaciona las fracciones porcentuales de los cationes Al^{3+} , $\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+} + \text{Ti}^{4+}$, Mg^{2+} y es apto para la clasificación química de rocas volcánicas subalcalinas. De acuerdo con este esquema, las muestras analizadas presentan un carácter calcoalcalino. Mientras los pórfidos de piroxeno se distribuyen fundamentalmente en los campos de los basaltos y andesitas, los de anfíbola lo hacen en los campos de las andesitas y dacitas.

A modo de comparación, la figura 4 incluye composiciones de rocas del sector meridional de la cadena volcánica miocénica de los Andes del Sur (LOPEZ *et al.*, 1976), de rocas volcánicas cuaternarias, también de los Andes del Sur (DERUELLE y DERUELLE, 1974; MORENO, 1974; LOPEZ *et al.*, 1977; MUNIZAGA, 1978; MORENO *et al.*, 1979; LOPEZ *et al.*, 1980), y promedios significativos de rocas volcánicas de arcos de islas y márgenes continentales activos de América (EWART, 1976).

Es interesante señalar, que comparados con las rocas del sector meridional de la cadena volcánica miocénica, los pórfidos de piroxeno del sector septentrional presentan un contenido relativo de hierro más alto. Esto se refleja en la razón $\text{Mg}/\text{Mg} + \Sigma\text{Fe}$ comparativamente más alta (0.44 - 0.57; Tabla 1) que los de piroxeno quedando la mayoría de los valores incluidos en el rango de las rocas volcánicas del sector meridional de la cadena. En otras palabras, a pesar que los pórfidos de anfíbola del sector septentrional de la cadena miocénica tienen un carácter más ácido que los de piroxeno, presentan razones $\text{Mg}/\text{Mg} + \Sigma\text{Fe}$ más primitivas. Esto restringe la posibilidad que los pórfidos de anfíbola constituyen una etapa más avanzada en la evolución genética que los pórfidos de piroxeno. Por el contrario, es probable que no exista conexión genética directa entre ellos, sino que ambos tipos de pórfidos representan eventos magmáticos *in* dependientes.

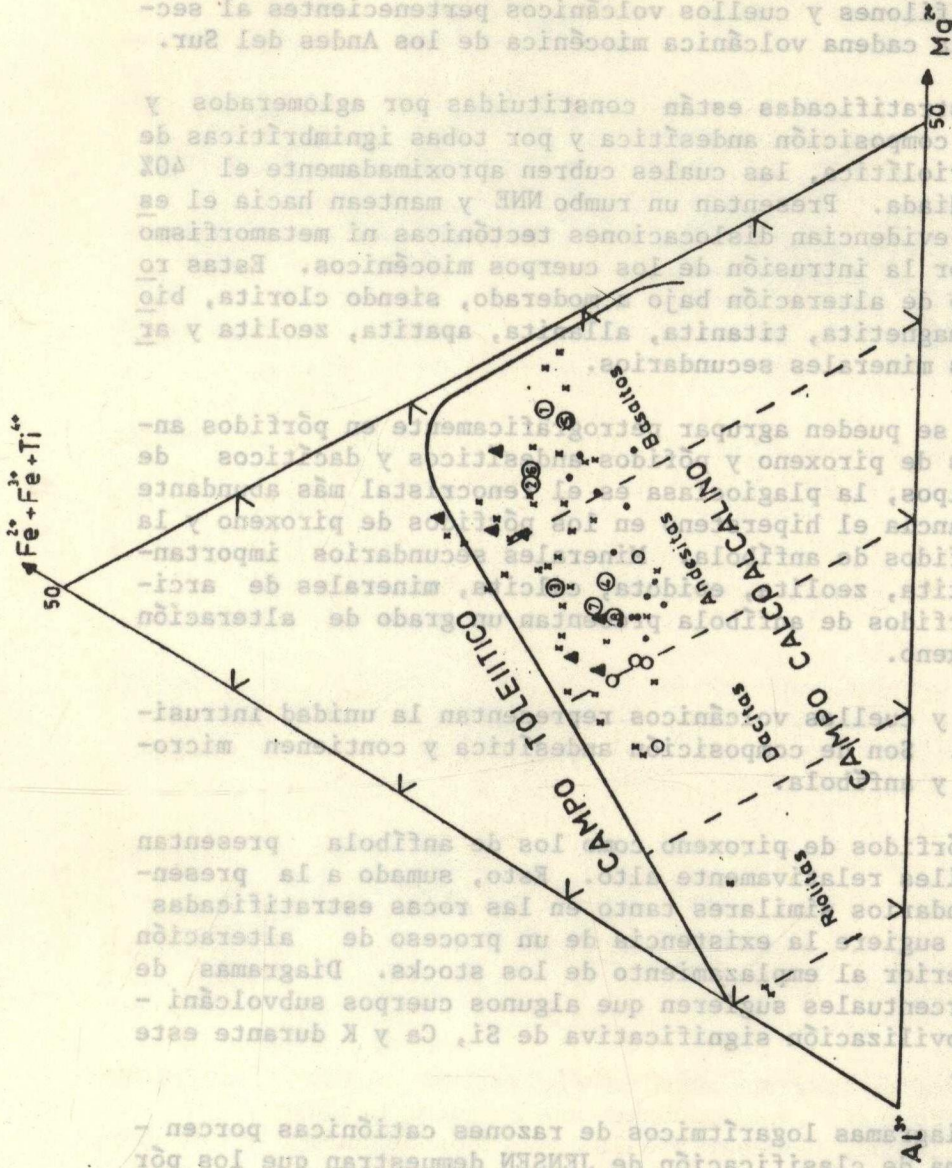


Fig.4. Diagrama triangular parcial Al^{3+} , $Fe^{2+} + Fe^{3+} + Ti^{4+}$, Mg^{2+} de JENSEN (1969) mostrando la división de rocas volcánicas subcalcinas en toleititas y calcoalcalinas y la subdivisión de las rocas volcánicas calcoalcalinas en basaltos, andesitas, dacitas y riolitas. Los triángulos corresponden a los pórfidos andesíticos y basálticos de piroxeno y los círculos a los pórfidos andesíticos y dacíticos de hornblenda del sector septentrional de la cadena volcánica miocénica de los Andes del Sur. Los puntos corresponden a rocas volcánicas miocénicas del sector meridional de la cadena. La equis representan a rocas cuaternarias de los Andes del Sur. Los puntos 1,2,3 y 4 corresponden respectivamente a los promedios de basaltos, andesitas basálticas, andesitas de piroxeno y andesitas de anfíbola de arcos de islas. Los puntos 5,6,7 y 8 corresponden respectivamente a los promedios de basaltos, andesitas basálticas, andesitas de piroxeno y andesitas de anfíbola del margen occidental de América. Las referencias respectivas están mencionadas en el texto.

CONCLUSIONES

Entre Santiago y Colina, la precordillera andina se caracteriza por presentar rocas estratificadas de edad probablemente oligocénica intruidas por pórfidos, filones y cuellos volcánicos pertenecientes al sector septentrional de la cadena volcánica miocénica de los Andes del Sur.

Las rocas estratificadas están constituidas por aglomerados y brechas volcánicas de composición andesítica y por tobas ignimbríticas de composición dacítica-riolítica, las cuales cubren aproximadamente el 40% de la superficie estudiada. Presentan un rumbo NNE y mantienen hacia el este y, en general, no evidencian dislocaciones tectónicas ni metamorfismo de contacto causado por la intrusión de los cuerpos miocénicos. Estas rocas presentan un grado de alteración bajo a moderado, siendo clorita, biotita verde, epidota, magnetita, titanita, allanita, apatita, zeolita y arcillas los principales minerales secundarios.

Los stocks se pueden agrupar petrográficamente en pórfidos andesíticos y basálticos de piroxeno y pórfidos andesíticos y dacíticos de anfíbola. En ambos tipos, la plagioclasa es el fenocristal más abundante siguiéndole en importancia el hipersteno en los pórfidos de piroxeno y la hornblenda en los pórfidos de anfíbola. Minerales secundarios importantes son: clorita, apatita, zeolita, epidota, calcita, minerales de arcilla y cuarzo. Los pórfidos de anfíbola presentan un grado de alteración mayor que los de piroxeno.

Los filones y cuellos volcánicos representan la unidad intrusiva más joven del área. Son de composición andesítica y contienen microcristales de piroxeno y anfíbola.

Tanto los pórfidos de piroxeno como los de anfíbola presentan un contenido de volátiles relativamente alto. Esto, sumado a la presencia de minerales secundarios similares tanto en las rocas estratificadas como en los pórfidos, sugiere la existencia de un proceso de alteración tipo hidrotermal posterior al emplazamiento de los stocks. Diagramas de razones catiónicas porcentuales sugieren que algunos cuerpos subvolcánicos sufrieron una removilización significativa de Si, Ca y K durante este proceso de alteración.

Tanto los diagramas logarítmicos de razones catiónicas porcentuales como el diagrama de clasificación de JENSEN demuestran que los pórfidos de piroxeno presentan características químicas más básicas que los de anfíbola. Sin embargo, estos últimos tienen razones $Mg/Mg + \Sigma Fe$ más primitivas que los pórfidos de piroxeno, sugiriendo que los pórfidos de anfíbola no representan una etapa más avanzada en la evolución genética de los pórfidos de piroxeno, sino más bien, ambos grupos serían eventos magmáticos independientes.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo fue posible gracias al Grant E 410-802 del Servicio de Desarrollo Científico, Artístico y de Cooperación Internacional de la Vicerrectoría de Asuntos Académicos de la Universidad de Chile. Los autores agradecen a la Profesora Sra. Cecilia Nieto su colaboración en el análisis químico de algunas de las muestras discutidas en el trabajo y al Profesor Sr. Alfredo Lahsen la lectura crítica del manuscrito original.

REFERENCIAS

- AGUIRRE, L., (1960). Geología de los Andes de Chile Central, prov. de Aconcagua. Bol. Inst. Invest. Geol., 9, 70 pp.
- BESWICK, A. E. y SOUCIE, G., (1978). A correction procedure for metasomatism in an Archean greenstone belt. Precambrian Res., 6, 235-248.
- CARTER, W. y AGUIRRE, L., (1965). Structural geology of Aconcagua Province and its relationship to the Central Valley graben. Chile Bull. Geol. Soc. Am., 76, 651-664.
- CHURCH, B. N., (1975). Quantitative classification and chemical comparison of common volcanic rocks. Bull. Geol. Soc. Am., 86, 257-263.
- DERUELLE, B., (1978): Calc-alkaline and shoshonitic lavas from five Andean volcanoes (between latitudes 21°45' and 24°30' S) and the distribution of the Plio-Quaternary volcanism of the south-Central and southern Andes. Jour. Volcanol. Geoth. Res., 3, 281-298.
- DERUELLE, B., y DERUELLE, J., (1974). Geologie des volcans quaternaires des Nevados de Chillén (Chili). Bull. Volcanol., 38, 425-444.
- DRAKE, R. E., CURTIS, G. y VERGARA, M., (1976). Potassium-argon dating of igneous activity in the central Chilean Andes- latitude 33° S. Jour. Volcanol. Geoth. Res., 1, 285-295.
- EWART, A., (1976). Mineralogy and chemistry of modern orogenic lavas. Some statistics and implications. Earth Plan. Sci. Lett., 31, 417-432.
- FRANCIS, P. W., ROOBOL, M. J., WALKER, G. P. L., COBBOLD, P. R. y COWARD, M., (1974). The San Pedro and San Pablo volcanoes of northern Chile and their hot avalanche deposits. Geol. Rundschau, 63, 357-388.

- IRVINE, T. N. y BARAGAR, W. R. A., (1971). A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. Jour. Earth Sci.*, 8, 523-548.
- JENSEN, L. S., (1976). A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks. Ontario Division of Mines. *Miscellaneous Paper*, 66, 1-22.
- KATSUI, Y. y GONZALEZ, O., (1968). Geología del área neovolcánica de los Nevados de Payachata. *Depto. Geol. Univ. de Chile, Publicación 29*, 61 pp.
- KATSUI, Y. y VERGARA, M., (1966). Antecedentes petrológicos del cerro San Cristóbal, Santiago, Chile. *Rev. Minerales*, 92, 9-23.
- LOPEZ, L., FREY, F. A., y VERGARA, M., (1976). Andesites from central-south Chile: Trace element abundances and petrogenesis. En: *IAVCEI. Proc. Symp. on "Andean and Antarctic Volcanology Problems"*. Santiago, Chile, 1974, 725-761.
- LOPEZ, 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. Petrology*, 63, 199-228.
- LOPEZ, L., VERGARA, M., y FREY, F. A., (1980). Petrology and geochemistry of the Antuco volcano lavas: A basaltic volcano of the Southern Andes (37°25'S). *Jour. Volcanol. Geoth. Res.* (en prensa).
- MIYASHIRO, A., (1974). Volcanic rock series in island Arcs and active continental margins. *Am. Jour. Sci.*, 274, 321-355.
- MORENO, H., (1974). Airplane flight over active volcanoes of central-south Chile. *International symposium of volcanology. IAVCEI. Guide Book D-3. Depto. Geología, Univ. Chile*, 56 pp.
- MORENO, H., NARANJO, J. A. y LOPEZ, L., (1979). Geología y petrología de la cadena volcánica Osorno Puntagudo, Andes del sur, latitud 41°10' Sur. *Actas II Congr. Geol. Chileno, Tomo 3, E 109-131*.
- MUNIZAGA, F., (1978). Geología del complejo volcánico Laguna del Maule. *Mem. de Título. Depto. Geol. Univ. Chile*. 157 pp.
- OYARZUN, J. y VILLALOBOS, J., (1969). Recopilación de Análisis químicos de rocas chilenas. *Depto. Geol. Univ. Chile. Publicación 33*, 47 pp.