

EL COMPLEJO VOLCANICO PLIOCENICO DE RIO BLANCO, SANTIAGO

MARIO VERGARA M.

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

JOSE LATORRE M.

Compañía Exploradora Doña Inés, Casilla 699, Iquique.

RESUMEN

El Complejo Volcánico Pliocénico (3,9-4,9 Ma) de Río Blanco, Alta Cordillera de Santiago, está constituido por tres unidades, que representan episodios intrusivos y extrusivos. Las rocas son de composición principalmente dacítica y riolítica, con alto contenido de sílice y bajo de Mg y Ca, mostrando un carácter fuertemente diferenciado.

El primer episodio está representado por pórfidos dacíticos y autobrechas, generadas por el ascenso explosivo de gases volcánicos. El segundo episodio lo constituyen flujos piroclásticos extrusivos soldados, e intrusivos parcialmente soldados. El tercer episodio lo forma una red filoniana de composición andesítica y dacítica. Las rocas muestran diferentes grados de alteración y/o metasomatismo potásico, relacionado principalmente con el emplazamiento de las autobrechas.

ABSTRACT

Three units have been recognized in the Río Blanco Pliocene Volcanic Complex, located in the high Andes NE of Santiago. They represent both intrusive and extrusive events. The rocks are dacitic to rhyolitic characterized by high silica and low Ca and Mg contents.

Autobreccias and a dacitic porphyry occur during the first episode. The second episode is represented by intrusive to extrusive pyroclastic flows and the last episode by andesitic to dacitic dykes. K-metasomatism and alteration of variable grade is related to the autobreccia emplacement.

INTRODUCCION

En el área del yacimiento Andina de CODELCO, ubicado en la Cordillera Principal al noreste de Santiago (30°08'45" Lat. S y 70°16'20" Long. W), en las cabeceras del río Blanco, aflora un complejo de rocas volcánicas de edad pliocena, que constituye el último evento magmático post-mineralización de esta localidad (Fig. 1).

Este complejo volcánico está constituido por unidades intrusivas dacíticas, flujos piroclásticos, riolítico-dacíticos (intrusivos y extrusivos) y, finalmente, por una red filoniana andesítica y dacítica. Las rocas de caja, intruidas y cubiertas, discordantemente, por estas rocas, corresponden a estratos de la Formación Farellones y a stocks de

granodiorita y pórfido cuarzo-monzonítico a diorítico, que los cortan.

Los afloramientos pertenecientes al complejo volcánico aquí estudiado, se distribuyen, preferentemente, en los sectores norte y noreste de la mina Andina y afloran en una superficie aproximada de 5,24 km², restringidos al centro volcánico mismo (Fig. 2). Gracias a las labores subterráneas, se ha podido estudiar parcialmente la distribución en profundidad (hasta 600 m bajo la superficie) de los cuellos volcánicos alimentadores de este volcanismo. Como parte del presente trabajo se realizaron levantamientos de detalle, en superficie y en labores subterráneas, lo que permitió caracterizar,

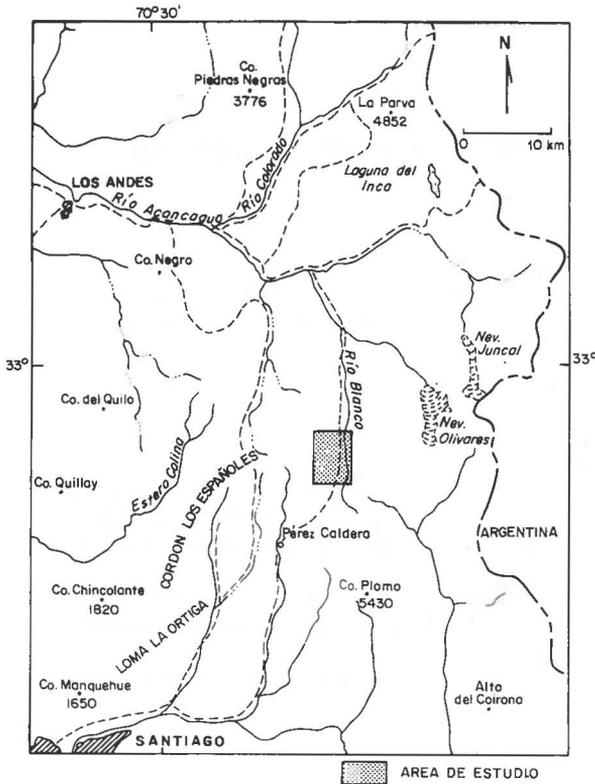
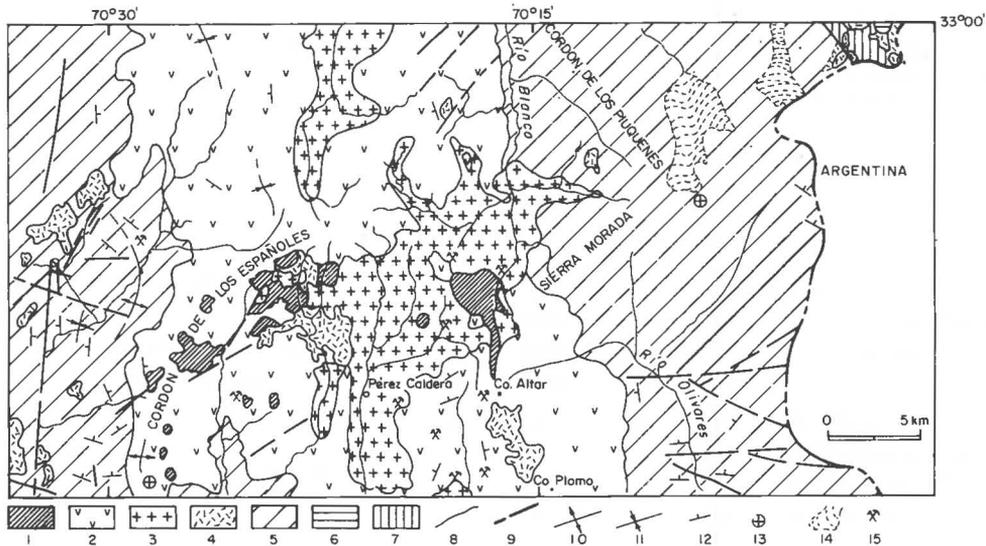


FIG. 1. Mapa de ubicación y marco geológico regional del área estudiada, simplificado de Thiele (1980). 1: Formación Colorado-La Parva (Plioceno); 2: Formación Farellones (Mioceno); 3: Rocas graníticas; 4: Pórfido y andesitas-dacitas intrusivas; 5: Formación Abanico (fini-Cretácico a Terciario inferior); 6: Formación Lo Valdés (Neocomiano-Titoniano); 7: Formación Río Colina (Oxfordiano-Caloviano?); 8: Contacto observado; 9: Falla inferida; 10: Anticlinal mostrando traza del plano axial; 11: Sinclinal mostrando traza del plano axial; 12: Rumbo y buzamiento de los estratos; 13: Estratos horizontales; 14: Ventisquero; 15: Yacimientos metálicos.



con bastante exactitud, las diferentes facies de este complejo volcánico. Este artículo es el resultado parcial de la Memoria para optar al título de geólogo de uno de los autores (J. Latorre) y su finali-

dad es caracterizar este complejo volcánico pliocénico, tanto en su petrografía y petrología como en los mecanismos de emplazamiento.

MARCO GEOLOGICO REGIONAL

El contorno geológico del Complejo Volcánico Pliocénico está formado por estratos de la Formación Farellones y rocas intrusivas, que las intruyen y alteran hidrotermalmente (Fig. 2).

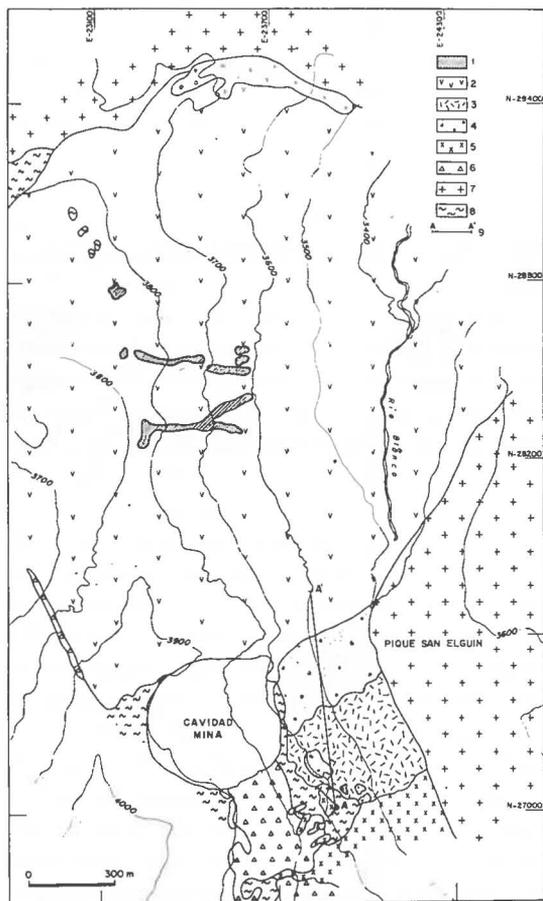


FIG. 2. Mapa geológico del área estudiada. Simplificado de Latorre (1981). 1: Filones andesíticos y dacíticos; 2: Flujos piroclásticos; 3: Pórfido dacítico; 4: Autobrecha intrusiva dacítica; 5: Pórfido cuarzo-monozodiorítico; 6: Brechas de turmalina; 7: Granodiorita del Plutón Río Blanco-San Francisco; 8: Metaandesita; 9: Perfil (Figura 3 texto).

Las rocas volcánicas continentales de la Formación Farellones (Mioceno) son esencialmente andesíticas en composición y se disponen en forma subhorizontal, constituyendo un "roof pendant", de 400 m de espesor, en las rocas granodioríticas del Plutón Río Blanco-San Francisco. El "roof pendant" está cubierto, discordantemente, por los flujos ignimbríticos de la unidad extrusiva del Complejo Volcánico Pliocénico, aquí estudiado (Fig. 2) y, en profundidad, las rocas de la Formación Farellones están intruidas por los conductos alimentadores de esta misma unidad.

Los tipos litológicos característicos de la Formación Farellones, en el área aquí estudiada, son flujos de lavas y piroclásticos andesíticos, de colores pardo oscuro a grisáceo, con intensa alteración a sericita y biotita, a medida que aumenta su cercanía al Plutón Río Blanco-San Francisco. Se ha observado un incremento en K_2O y deficiencia en CaO y Na_2O , entre las andesitas del "roof pendant" y las andesitas frescas de esta misma formación (López y Vergara, 1982).

Las rocas intrusivas, pre-complejo volcánico, están formadas por rocas granodioríticas del Plutón Río Blanco-San Francisco, pórfidos cuarzo-monzoníticos y dioríticos, y brechas de turmalina relacionadas con ellos.

El Plutón Río Blanco-San Francisco (Stambuk *et al.*, 1982) está formado, principalmente, por rocas granodioríticas a cuarzo monzoníticas, en las cuales, los estudios geocronológicos permiten distinguir al menos dos eventos magmáticos temporalmente distintos. Las edades K-Ar obtenidas de este cuerpo son de 13 Ma y 7 Ma (Vergara y Drake, 1981). El último valor se obtuvo en un testigo mineralizado con pirita, en el área de la mina Los Bronces, contigua a la mina Andina. Los pórfidos son filones, que presentan formas de digitaciones sinuosas, en los niveles superiores, y un cuerpo de mayor dimensión, en profundidad. Una edad K-Ar consignada por Blondel (1980) para dichos pórfidos es de 5 Ma. Las brechas de turmalina se distribuyen en los contactos de los pórfidos con

las metaandesitas de la Formación Farellones (Latorre, 1981; Fig. 2). En general, la extensión de la mineralización se restringe a la zona de intrusión de estos filones de pórfidos.

El complejo volcánico aquí estudiado corresponde a parte de la Formación Río Blanco de Latorre (1981) y Stambuk *et al.* (1982) y sería equivalente a la Formación Colorado-La Parva de Thiele (1980), que se extiende, como una franja de afloramientos aislados de dirección norte-sur, en la Alta Cordillera de la Hoja Santiago (Fig. 1).

COMPLEJO VOLCANICO PLIOCENICO

El Complejo Volcánico Pliocénico de Río Blanco representa la unidad geológica más moderna del área, cubriendo, discordantemente y/o intruyendo, a las formaciones volcánicas y cuerpos plutónicos más antiguos y está constituido por tres unidades que, de más antigua a más joven, son:

- a) Pórfidos y autobrechas subvolcánicas, dacíticas.
- b) Flujos piroclásticos intrusivos-extrusivos.
- c) Filones y brechas intrusivas, filonianas, de composición andesítica y dacítica.

A continuación se describirán en detalle cada una de las unidades ya mencionadas.

a) Pórfidos y autobrechas subvolcánicas, dacíticas.

Esta unidad es de carácter intrusivo, subvolcánico, y corresponde estructural y litológicamente a lo que se ha denominado "chimenea de brecha" por Latorre (1981). Aflora preferentemente al sur de los flujos piroclásticos, riolíticos, que constituyen la fase extrusiva del complejo aquí estudiado (Fig. 2), los que lo cubren.

Los afloramientos de pórfidos y autobrechas presentan, en planta, forma pseudoelíptica y se extienden a lo largo de 600 m, en sentido NNW, con un ancho promedio de 400 m. En niveles más profundos, esta unidad se reduce y es posible asimilar su forma, en el sector sur del área aquí estudiada, a la de un cono truncado, invertido. Las rocas de esta unidad intrusiva han sido reconocidas en la parte sur del área (Fig. 2), hasta la cota de 3.070 m, a través de un espacio vertical de 600 m desde la superficie (Fig. 3). En el extremo norte del plano geológico, también afloran autobrechas, cuya relación con la unidad principal no se conoce, por carecer de labores subterráneas en esta área.

Al oeste y suroeste, estas rocas intruyen a las metaandesitas de la Formación Farellones, con contactos aproximadamente subverticales. Al sur

y al este, intruyen a los pórfidos y a las granodioritas pertenecientes al Plutón Río Blanco-San Francisco, con contactos tajantes, excepto en algunas áreas profundas donde, por sondajes, se ha determinado brechización en la zona de contacto (Fig. 2).

En esta unidad se distinguen dos facies litológicas gradacionales entre sí, éstas son: 1) pórfidos dacíticos y 2) autobrechas dacíticas. Las facies de pórfidos dacíticos afloran, principalmente, en la parte sur del área representada en la figura 2, donde gradan a las autobrechas, que adquieren más importancia en profundidad. La gradación de facies se inicia con la aparición de un bandeamiento casi vertical de los pórfidos (Pórfido Bandeado de Latorre, 1981), paralelo al cual se dispone un sistema de diaclasas, encontrándose otros dos sistemas secundarios de diaclasas normales al principal, que, al aumentar en intensidad, llegan a brechizar la roca.

Tanto los pórfidos dacíticos como el dacítico bandeado presentan, al microscopio, características similares, no observándose en la última variedad, evidencias de fluidez. Son rocas porfíricas con fenocristales de plagioclasa subhedrales de 1,5 mm en promedio, cuarzo, feldespato alcalino, parcialmente sericitizado, y biotita cloritizada. Las autobrechas son rocas autoclásticas, en el sentido de Fisher (1961), formadas, preferentemente, por clastos monolitológicos de pórfidos dacíticos. Afloran en el sector norte, en contacto con los flujos ignimbríticos de la unidad extrusiva, los que los recubren; hacia el sur gradan a pórfidos dacíticos. En el sector oeste intruyen a rocas del "roof pendant" de la Formación Farellones, incorporando algunos fragmentos de metaandesitas como elementos clásticos. Bajo la superficie, hasta la cota del nivel 11 de la mina Andina, 150 m más abajo, los fragmentos de pórfido dacítico alcanzan diámetros de hasta 1,5 m y tienen forma subredondeada. A mayor profundidad, la brechización gradualmente se acentúa y bajo la cota 3.300 m, donde la brecha corta al Plutón Río Claro-San Francisco, la cantidad de fragmentos aumenta y el tamaño disminuye a menos de 20 cm, con mayor participación de clastos de las rocas cortadas, adyacentes (Fig. 3).

La matriz de la autobrecha correspondería, de acuerdo con la clasificación de Fisher (1961), a una "tufisita", formada por fragmentos de fenocristales de cuarzo con embahiamientos, junto a

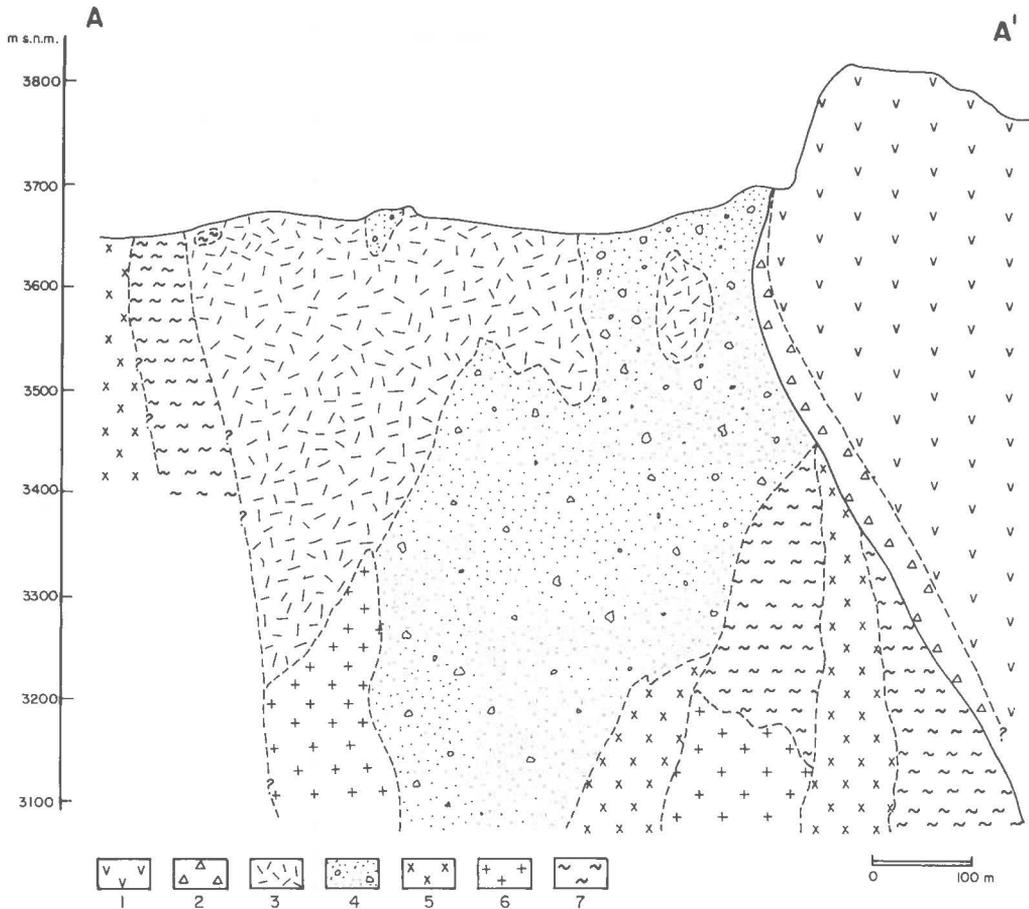


FIG. 3. Perfil A-A' de la figura 2 señalando la distribución, en profundidad, de las diferentes facies litológicas constituyentes del Complejo Volcánico Pliocénico de Río Blanco, simplificado de Latorre (1981). 1: Flujos piroclásticos extrusivos e intrusivos; 2: Brecha de contacto de los flujos piroclásticos intrusivos; 3: Pórfido dacítico; 4: Autobrecha intrusiva de pórfido dacítico; 5: Pórfido cuarzo-monzodiorítico y cuarzo-monzonítico; 6: Granodiorita del Plutón Río Blanco-San Francisco; 7: Metaandesita de la Formación Farellones.

fragmentos de plagioclasa y feldespato alcalino, totalmente reemplazados por sericita, dispuestos en una masa fundamental microgranular, formada por cuarzo y sericita. Como accesorios se presentan apatita y circón.

b) Flujos piroclásticos intrusivos y extrusivos.

En esta unidad se incluyen tanto a flujos extrusivos piroclásticos, ignimbríticos, de composición riolítica, como a una chimenea volcánica, de similar composición, reconocida sólo en profundidad, en el sector nororiental de las labores de la mina Andina.

Los flujos piroclásticos extrusivos constituyen

un depósito ignimbrítico, de color gris claro-blancuzco a pardo, con marcado diaclasamiento columnar y un espesor máximo de 130 metros, que disminuye gradualmente hacia el este. Gran parte de sus afloramientos originales han sido eliminados por la erosión. Estas rocas presentan estructuras eutaxíticas, con bandeamiento producido por diferencia de colores y la presencia de pómez aplastadas, fluxionales y alargadas. El depósito es de naturaleza no estratificada y pobremente clasificado, con aproximadamente 20% de fragmentos pumicíticos y líticos accesorios, de hasta 20 cm de diámetro. Los fragmentos líticos, son metaandesitas, granodioritas y pórfidos dacíticos, derivados de las

unidades geológicas sobre las cuales se emplazan. Las rocas son tobas soldadas, riolíticas, con variado grado de soldamiento, y están constituidas por cristales y fragmentos de cristales de $An_{(5-15)}$, cuarzo bipiramidal, sanidina, biotita y fragmentos de pómez.

La chimenea volcánica riolítica, de acuerdo con los antecedentes obtenidos en labores subterráneas y sondajes, constituye la prolongación en profundidad de los flujos ignimbriáticos riolíticos. Urqueta (1969) indicó que presenta la forma de cono invertido, con una profundidad reconocida de más de 500 metros. En ella se incluyen fragmentos accesorios de diferente litología. Dentro de la chimenea se distinguen dos facies; una facies marginal, (llamada "brecha de contacto" por Latorre, 1981) y una facies de tobas riolíticas, ligeramente soldadas, en la parte central de la chimenea volcánica.

La "brecha de contacto" constituye un anillo marginal y contiene aproximadamente 30% de clastos líticos, de más de 7 cm de diámetro, derivados de las rocas cobertizas. La matriz es una toba riolítica, no soldada, de textura vitroclástica, con fragmentos de cristales de albita-oligoclasa, cuarzo y sanidina, abundante polvo volcánico y esquirlas vítreas (recristalizadas a un agregado microcristalino con sericita y minerales de arcilla secundarios). La brecha marginal cambia, gradualmente, de composición, hacia el centro del conducto volcánico,

a una toba con leve soldamiento y casi sin clastos accidentales. Los tipos litológicos, que constituyen la parte central del conducto volcánico, son similares a los flujos extrusivos. Debido a que no se han distinguido contactos entre flujos diferentes, se considera que las rocas que los forman se han generado por sucesivas, y casi simultáneas, intrusiones-extrusiones de material piroclásticos riolíticos.

c) Filones andesíticos y dacíticos.

Afloran en superficie, cortando a los flujos ignimbriáticos extrusivos. De color gris claro-grisáceo y potencia no mayor de 15 metros, representan el último evento magmático del área. La mayoría de ellos tiene composición dacítico-andesítica, con fenocristales de oligoclasa (alterada a sericita y calcita), tablitas ocasionales de biotita y (en las facies dacíticas) cristales de cuarzo. La masa fundamental está, generalmente, recristalizada y sericitizada.

En el área adyacente al túnel de entrada al nivel 11 de la mina Andina, se han encontrado "filones de guijarro" ("pebble-dykes"), intruyendo a los flujos de ignimbritas riolíticas. Contienen fragmentos líticos de andesita, granodiorita y tobas soldadas riolíticas (hasta 15%), subangulares y subredondeados (diámetro aproximado 2 cm), en una matriz de composición dacítica o andesítica, con fuerte alteración a cuarzo microgranular y sericita.

GEOQUIMICA

La Tabla 1 resume la composición modal de las diferentes unidades, observándose homogeneidad composicional entre todas ellas. La Tabla 2 muestra siete análisis químicos de elementos mayores y de Rb y Sr, realizados por absorción atómica y fluorescencia de Rayos X, respectivamente, en el Laboratorio de CESMEC (pórpidos dacíticos y autobrechas). La Tabla 3 muestra tres análisis químicos realizados en el Departamento de Geología y Geofísica de la Universidad de Chile (flujos piroclásticos y conducto alimentador), por absorción atómica. Se observa que las rocas de la unidad más antigua presentan contenidos de volátiles relativamente altos, ya que poseen una cantidad de minerales de alteración secundaria, principalmente filosilicatos. Sus contenidos de sílice no normalizada a 100%, libre de volátiles, son, en general, mayores que 66%, lo que los sitúa

dentro del campo de las rocas ácidas, coincidentes con su mineralogía. Son rocas de alto contenido en sílice y bajo contenido de Mg y Ca, evidenciando un carácter fuertemente diferenciado. Al proyectarse en el diagrama de Irvine y Baragar (1971), índice de color versus composición de la plagioclasa, ambos normativos (Fig. 4), de las tres muestras de los flujos piroclásticos, una cae en el campo de las riolitas, la otra en el límite riolítico-dacítico y la tercera, conjuntamente con el resto de las muestras, cae en el campo composicional dacítico.

Llama la atención la notable diferencia en Na_2O y K_2O entre las muestras de los pórpidos dacíticos y autobrechas y la de los flujos piroclásticos. Los altos contenidos de K, con valores de hasta 10,7% y bajo de Na con valores de hasta 0,2%, mostrados por las rocas de la primera unidad, reflejan la adición y remoción de estos elementos por

TABLA 1. CUADRO RESUMEN DE LOS ANALISIS MODALES (VOLUMEN %) DE LAS DIFERENTES FACIES LITOLÓGICAS DEL COMPLEJO VOLCANICO PLEOCENICO DE RIO BLANCO

Minerales	Pórfido dacítico	Matriz de autobrecha	Rb-112-115-120	Rb-108-121	Rb-121	Toba soldada, extrusiva	Rb-60-184	Toba débilmente soldada de conducto alimentador	Rb-180-153	Andesita filoniana	Rb-176-174	Matriz de "pebble dyke"	Rb-195
Plagioclasa	40 %	30 %			40 %	18 %		17 %		37 %		28 %	
Cuarzo	8 %	10 %			7 %	28 %		20 %		—		10 %	
Feldespato alcalino	2 %	4 %			5 %	22 %		15 %		—		2 %	
Biotita	2 %	1 %			2 %	3 %		4 %		2 %		3 %	
Masa fundamental													
y/o matriz	30 %	22 %			23 %	24 %		44 %		50 %		50 %	
Sericita	13 %	25 %			18 %	2 %		—		8 %		4 %	
Cuarzo	—	5 %			2 %	1 %		—		2 %		1 %	
Clorita	3 %	1 %			—	1 %		—		—		2 %	
Calcita	—	—			—	1 %		—		1 %		—	
Minales de arcilla	2 %	2 %			3 %	—		—		—		—	

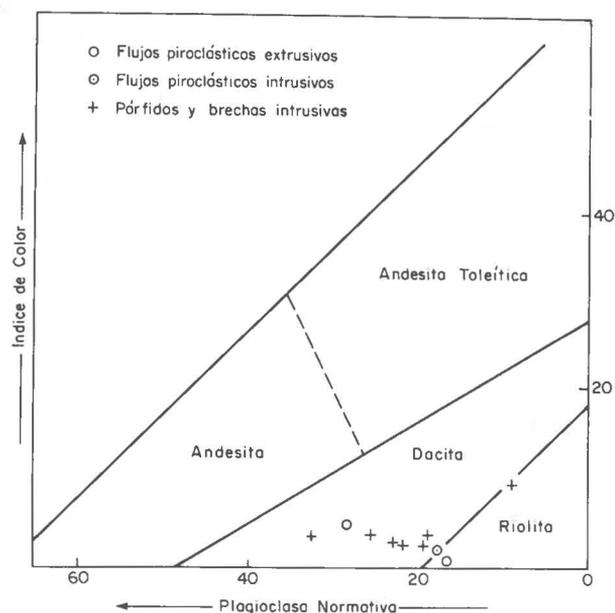


FIG. 4. Diagrama de clasificación petrográfica de Irvine y Baragar (1971). Esta clasificación química es sólo tentativa, debido al alto porcentaje de minerales secundarios de alteración, en la mayoría de las rocas. Se ha usado, sin embargo, porque se ajusta bastante bien a la composición modal de las muestras. Las cruces corresponden a pórfidos dacíticos y autobrechas similares y los círculos a los flujos piroclásticos; el círculo con un punto central es la muestra del flujo piroclástico alimentador.

fluidos hidrotermales. El mayor contenido de mineral secundario en estas rocas, especialmente sericita, es consistente con estos rasgos químicos. Los altos contenidos de Rb (180-370 ppm) para K₂O variable entre 4,7% y 10,7%, son relativamente mayores que los encontrados por Ambrust *et al.* (1977) y Blondel (1980), en muestras provenientes de zonas con alteración cuarzo-sericítica a fílico-potásica de los yacimientos Andina y Los Bronces. También son superiores a los encontrados por López *et al.* (1979), y por López y Vergara (1982), en granodioritas frescas del Plutón Río Blanco-San Francisco (K₂O = 2,74 - 2,87%; Rb = 50-90 ppm; Sr = 600-690 ppm). Los contenidos de Sr, variables entre 70 ppm y 490 ppm, son relativamente bajos y están de acuerdo con los bajos contenidos de Ca, producto de la remoción, por fluidos hidrotermales de este elemento, más móvil que el Rb, el cual ha permanecido estable.

TABLA 2. ELEMENTOS MAYORES Y TRAZAS EN ROCAS
PERTENECIENTES A LA UNIDAD DEL PORFIDO DACITICO Y AUTOBRECHAS

No. Muestra	108	111	114	115	117	118	121
SiO ₂	66,0	66,5	66,0	67,5	67,5	67,0	67,0
TiO ₂	0,21	0,19	0,22	0,21	0,24	0,24	0,22
Al ₂ O ₃	15,0	14,0	14,0	14,0	14,0	14,5	15,0
Fe ₂ O ₃	1,72	0,99	0,72	0,72	0,99	8,21	0,79
FeO	2,59	1,48	1,09	1,09	1,48	1,07	1,19
MnO	0,12	0,17	0,16	0,12	0,17	0,14	0,22
MgO	—	—	—	—	—	—	—
CaO	0,2	2,4	2,2	2,0	1,4	1,6	0,1
Na ₂ O	0,2	2,6	3,2	3,6	3,0	3,6	0,3
K ₂ O	7,8	7,8	5,2	4,8	5,6	4,7	10,7
P ₂ O ₅	0,26	0,16	0,16	0,15	0,15	0,14	0,16
H ₂ O + CO ₂	5,9	3,7	7	5,2	5,7	6,8	5,3
Rb ppm	300	190	210	190	210	180	370
Sr ppm	70	300	390	490	280	380	180

108: Autobrecha intrusiva, dacítica; 111: Pórfido dacítico; 114: Pórfido dacítico, bandeado; 115: Pórfido dacítico, bandeado; 117: Fragmento incluido en autobrecha intrusiva; 119: Pórfido dacítico; 121: Autobrecha intrusiva, fina (tufisita). Elementos mayores están expresados en "% en peso" y fueron extraídos de Latorre (1981).

TABLA 3. ELEMENTOS MAYORES EN ROCAS,
PERTENECIENTES A LAS UNIDADES DE FLUJOS
PIROCLASTICOS Y CONDUCTO ALIMENTADOR

No. Muestra	176	188	180
SiO ₂	67,99	69,19	67,47
TiO ₂	0,19	0,19	0,22
Al ₂ O ₃	15,85	15,41	16,10
Fe ₂ O ₃	1,80	0,90	1,79
FeO	0,77	0,63	0,67
MnO	0,09	0,04	0,05
MgO	0,56	0,43	0,51
CaO	2,56	1,89	2,09
Na ₂ O	4,92	5,03	4,73
K ₂ O	1,90	3,14	2,52
P ₂ O ₅	0,08	0,09	0,09
H ₂ O + CO ₂	3,23	2,60	3,43

176: Flujo piroclástico, ignimbrítico, riolítico, soldado;
188: Flujo piroclástico, ignimbrítico, riolítico-dacítico;
180: Flujo piroclástico, alimentador intrusivo. Elementos
están expresados en "% en peso" y fueron extraídos de
Latorre (1981).

La determinación cualitativa de los elementos mayores, removidos en los procesos de alteración hidrotermal, se ha comparado con las rocas volcánicas modernas, frescas, de los Andes de Chile, mediante los diagramas logarítmicos de razones moleculares de óxidos de Beswich y Soucie (1978), modificado por Vergara y López (1980). La figura 5 presenta diagramas logarítmicos, en base 10, de razones catiónicas porcentuales de aluminio y calcio versus sílice, usando la fracción catiónica porcentual del potasio como denominador. Sólo las muestras representativas de los flujos piroclásticos, extrusivos e intrusivos, están dentro de la tendencia de las rocas volcánicas modernas, frescas, de los Andes Centrales y del Sur. En ambos diagramas de la figura 5, las rocas de la unidad de Pórfidos Dacíticos y Autobrechas se acercan al origen del sistema octogonal, confirmando el enriquecimiento en potasio, detectado por el alto contenido de sericita.

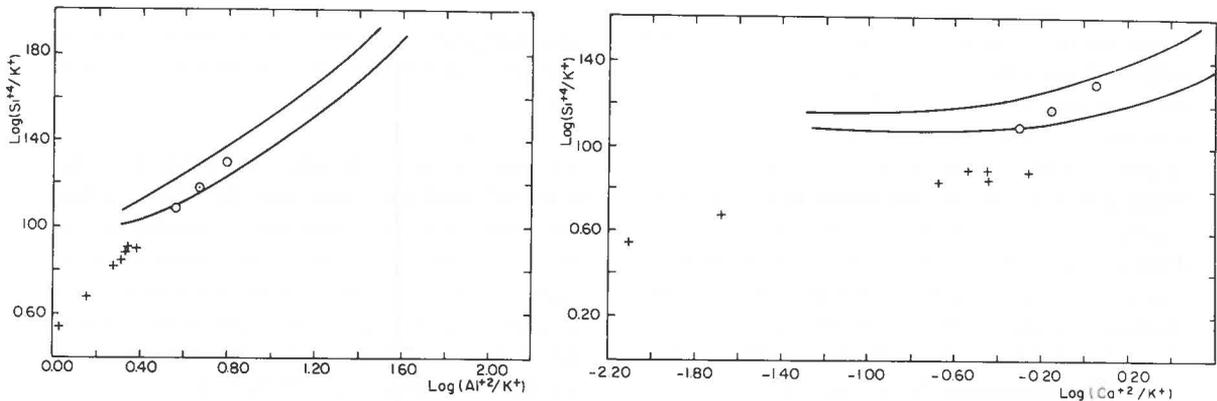


FIG. 5. Diagrama logarítmico (en base 10) de razones catiónicas porcentuales, usando la fracción catiónica porcentual del potasio como denominador. Las líneas representan las tendencias de las rocas volcánicas (modernas, frescas) de los Andes de Chile (de Vergara y López, 1980). La simbología de las muestras aquí estudiadas es la misma de la figura 4.

EVOLUCION Y MECANISMOS DE EMPLAZAMIENTO: DISCUSION

El Complejo Volcánico Río Blanco, por sus relaciones de contacto, es post-mineralización, ya que la porción intrusiva corta al pórfido mineralizado con cobre y molibdeno (edad K-Ar: 5,15 Ma; Blondel, 1980). Dataciones K-Ar, de cuatro muestras del Complejo Volcánico (flujos ignimbríticos extrusivos, poco alterados) dan edades variables entre 3,9 y 4,9 Ma (Vergara y Drake, 1981). Por consiguiente, desde el punto de vista geocronológico, el Complejo Volcánico de Río Blanco pertenece a un episodio magmático relativamente posterior al del pórfido mineralizado, a pesar de lo cual, es posible que ambos estén ligados a un mismo evento intrusivo-extrusivo. La unidad de pórfidos y de autobrechas intrusivas, dacíticas, presenta una asociación mineralógica de alteración (principalmente sericita y cuarzo) que, según algunos geólogos, estaría relacionada con el emplazamiento de la mineralización hidrotermal tardía en el yacimiento Río Blanco (Stambuk *et al.*, 1982; p. F433).

El pórfido dacítico y las autobrechas intrusivas representan el primer evento del Complejo Volcánico. La fase extrusiva de esta unidad ha sido, al parecer, eliminada por la erosión. Esta unidad debe haber formado parte de un domo dacítico, intrusivo-extrusivo, que fue parcialmente brechizado por procesos freático-magmáticos y/o hidrotermales, similares a los que han sido descritos en localidades cercanas (La Parva; Beccar, en prep.).

Existen diferentes criterios para explicar, razonablemente, los mecanismos de autobrechización. Según Williams y McBirney (1979) las diatremas son "breccia pipes" de paredes casi verticales, de formas más o menos cilíndricas o de embudo, que han penetrado la corteza como una intrusión rica en gas y a temperatura moderada a baja. Basado en los trabajos de Hearn (1968) y en las experiencias de sistemas hidrotermales de Woolsey (1975), Williams y McBirney (1979) se inclinaron a pensar en procesos de explosiones freato-magmáticas. Una erupción explosiva, iniciada en la superficie, por vaporización del agua subterránea, podría propagarse hacia abajo hasta que la presión sea equilibrada en los horizontes profundos. El paso de repetidas ondas descompresionales, a través de la columna vertical, podría producir muchos de los rasgos observados en las "breccia pipes" según Williams y McBirney (1979).

Sin embargo, en el complejo volcánico aquí estudiado, la distribución de las brechas dacíticas está preferentemente en el centro del cuello volcánico, observándose un aumento de la brechización en profundidad, a pesar de que a la cota de 3.500 m se conservan megabloques de pórfidos no brechizados (Fig. 3), lo que sugiere un mecanismo de fragmentación diferente. Tasse *et al.* (1982) describieron en el complejo riolítico de Cap D'Our, Raungn, Quebec, un proceso mediante el cual un

domo riolítico intrusivo se transforma en una roca volcanoclástica brechosa, debido al ascenso de gases hidrotermales a través de fracturas polidireccionales. Ciertas zonas del domo, con comportamiento mecánico plástico, no son afectadas por la fragmentación. Un proceso similar debe haber generado la brechización del Pórfido Dacítico de Río Blanco. La presencia, en profundidad, de fragmentos de las rocas encajantes (metaandesitas, granodioritas y otros), en las zonas cercanas a las paredes del intrusivo, indica que éstos sufrieron sólo una débil removilización. La matriz de la brecha, en gran parte formada por sericita y cuarzo hidrotermal, sugiere que el material fino ha sido fluidizado por gases. Debido a lo anterior, pensamos que la brechización se habría producido por la ruptura del pórfido ya consolidado, a causa del ascenso explosivo de gases volcánicos de origen profundo, en la parte central del conducto volcánico, los que provocaron el alzamiento y colapso de parte de las estructuras volcánicas junto al astillamiento y, en parte, el redondeamiento de los fragmentos.

Mecanismos similares, pero asociados con cuerpos de andesitas intrusivas de menores dimensiones, han sido descritos por Curtis (1954) en la Formación Mehrten de Sierra Nevada y por Parson (1967) en la región de Absaroka.

El segundo episodio, posterior a la brechización del pórfido dacítico, corresponde a la intrusión y extrusión de los flujos piroclásticos ignimbríticos, cuyos remanetes, preservados de la erosión, se extienden en superficie por más de 2.500 m, en sentido norte-sur. El depósito extrusivo corresponde a una unidad de enfriamiento compuesta y compleja (nomenclatura de Smith, 1960). El conducto volcánico presenta un diámetro de más de 250 m, en la cota 3.600 m, y de aproximadamente 50 m, en la parte más profunda, a 500 metros bajo la superficie.

Son pocos los ejemplos conocidos en el mundo donde se hayan mapeado los conductos volcánicos de flujos piroclásticos (Smith, 1960, p. 817-818; Ekren y Byers, 1976, p. 250) debido a que, habitualmente, los flujos extrusivos los recubren. Dentro de los escasos ejemplos conocidos de la literatura,

Korrigan y Noble (1970) describieron un conducto volcánico tobáceo, recubierto por flujos de lavas de similar composición, en el noroeste de Nevada. Más recientemente, Ekren y Byers (1976), en Mineral County, Nevada, han mapeado y descrito un conducto volcánico de fisura, relleno con tobas soldadas, riolíticas, miocénicas, que extruye como una unidad de enfriamiento de flujos piroclásticos. Este conducto volcánico tiene un ancho de 60 m, en la parte más profunda expuesta, y de 460 m, en la parte más elevada, en un tramo vertical de sólo 400 metros.

La literatura geológica chilena no reporta ejemplos de este tipo, ya que sólo recientemente se han encontrado filones de tobas soldadas cercanos a un centro eruptivo miocénico en el área de Colbún (Vergara, M., en prep.). El área de Río Blanco es una zona privilegiada en este aspecto, pues las labores subterráneas han permitido comprobar la continuidad estructural entre los flujos intrusivos y extrusivos y la persistencia, en profundidad, de los flujos alimentadores.

La presencia de "brechas de contacto" marginales a los flujos intrusivos, en los cuales se encuentran abundantes fragmentos líticos de las rocas cobertizas, junto al rápido ensanchamiento hacia la superficie del conducto alimentador, son guías en cuanto al mecanismo de emplazamiento de los flujos piroclásticos. Basados en estos antecedentes, postulamos que el mecanismo de intrusión y extrusión fue explosivo, violento y súbito, similar al propuesto por Ekren y Byers (1976) en Mineral County, Nevada, pudiendo ser clasificado como del tipo peleano.

Los "pebble dykes", del último episodio magmático, son similares a los descritos, en la mina El Salvador, por Gustafson y Hunt (1975) y corresponden al relleno de diaclasas abiertas y fallas, por materiales arrastrados de los sectores más profundos, productos de la expulsión a gran presión de gases y fases líquidas fundidas. En general, todos los filones presentan relativamente mayor alteración que los flujos piroclásticos extrusivos, a los que cortan, evidenciando la presencia de una importante fase gaseosa.

CONCLUSIONES

El Complejo Volcánico Pliocénico de Río Blanco está constituido por tres unidades, que representan diferentes episodios de actividad volcánica

y subvolcánica: son rocas fuertemente diferenciadas, con alto contenido de sílice y bajo de Mg y Ca.

La etapa inicial de actividad magmática está representada por los Pórfidos Dacíticos y Autobrechas Intrusivas de similar composición, que tienen fuerte metasomatismo potásico y relativamente alto contenido de Rb y bajo de Sr. La brechización del pórfido se habría producido por el ascenso explosivo de gases volcánicos, de origen profundo, que provocaron el alzamiento y colapso de la parte central de la estructura volcánica.

El segundo episodio está representado por los Flujos Piroclásticos Extrusivos soldados, y su con-

ducto alimentador levemente soldado. Estos se habrían emplazado por un mecanismo eruptivo tipo peleano, explosivo y violento. Las rocas que representan este episodio no están alteradas y su tendencia química es similar a las rocas volcánicas cuaternarias de los Andes de Chile.

El último episodio está representado por una Red Filoniana de tipo andesítico y dacítico y "pebble dykes" que presentan fuerte alteración sericitica, la que evidencia su asociación con una importante fase gaseosa hidrotermal.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo forma parte del proyecto E-1702-8425 de la Dirección de Investigación y Bibliotecas de la Universidad de Chile y del Proyecto Conjunto CONICYT-NATIONAL SCIENCE FOUNDATION.

Se agradece a CODELCO el financiamiento que, a través de una beca de memorista, otorgó a uno de los autores (J.L.) la posibilidad de realizar este trabajo. Especiales agradecimientos y consideraciones a los geólogos Sres. Vic Stambuk y José Roberto

Blondel de la División Andina de CODELCO.

Se agradece la lectura crítica y sugerencias que ayudaron a clarificar el manuscrito original a los profesores Leopoldo López y Estanislao Godoy y a otros revisores anónimos.

Al Dr. Robert Drake, quien, a través del Proyecto Conjunto NSF-CONICYT, efectuó las determinaciones K-Ar en el Laboratorio de la Universidad de California, Berkeley.

REFERENCIAS

- ARMBRUST, G.; OYARZUN, J.; ARIAS, J. 1976. Rubidium as a guide to ore in Chilean porphyry copper deposits. *Econ. Geol.*, Vol. 72, No. 6, p. 1086-1100.
- BESWICK, A.E.; SAUCIE, G. 1978. A correction procedure for metasomatism in an Archean greenstone belt. *Precambrian Res.*, No. 6, p. 235-248.
- BLONDEL, J.R. 1980. Pórfido de composición granodiorítica de la mina Río Blanco. Memoria de Título, Univ. Chile, Depto. Geol., 88 p. Santiago.
- CURTIS, G. (1954). Mode of origin of pyroclastic debris in the Mehrten Formation of the Sierra Nevada. *Univ. Cal. Publ., Geol. Sci.*, Vol. 20, p. 453-477.
- EKREN, E.B.; BYERS, F.M. 1976. Ash-flow fissure vent in West Central Nevada. *Geology*, Vol. 4, p. 247-251.
- FISHER, R.V. 1961. Proposed classification of volcaniclastic sediments and rocks. *Geol. Soc. Am., Bull.*, Vol. 72, p. 1409-1414.
- FISHER, R.V. 1966. Rocks composed of volcanic fragments and their classification. *Earth-Sci. Rev.*, Vol. 1, p. 287-298.
- GUSTAFSON, L.B.; HUNT, J.P. 1975. The porphyry copper deposit at El Salvador, Chile. *Econ. Geol.*, Vol. 70, No. 5, p. 857-912.
- HEARN, B.C. 1968. Diatremes with kimberlitic affinities in North-Central Mountain. *Science*, Vol. 150, p. 622-625.
- 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.
- KORRIGAN, M.K.; NOBLE, D.L. 1970. Ash-flow eruption from a linear vent area without caldera collapse. *Geol. Soc. Am., [Astr.] Vol. 2*, p. 108-109.
- LATORRE, J. 1981. Geología y petrología de la Formación Río Blanco, mina Andina. Memoria de Título, Univ. Chile, Depto. Geol., 108 p. Santiago.
- LOPEZ, L.; FREY, F.A.; OYARZUN, J. 1979. Geochemical characteristics of Central Chile (33°-34°S) granitoids. *Contrib. Mineral. Petrol.*, Vol. 70, No. 4, p. 439-450.
- LOPEZ, L.; VERGARA, M. 1982. Geoquímica y petrología de rocas granodioríticas asociadas con el yacimiento cuprífero de Río Blanco-Los Bronces. *Rev. Geol. Chile*, No. 15, p. 59-70.
- POISON, W.H. 1967. Manner of emplacement of pyroclastic andesitic breccias. *Bull. Volcanol.*, Vol. 30, p. 177-187.
- SMITH, R.L. 1960. Ash-flow. *Geol. Soc. Am., Bull.*, Vol. 71, p. 795-841.
- STAMBUK, V.; BLONDEL, J.; SERRANO, L. 1982. Geología del yacimiento Río Blanco. *In Congr. Geol. Chileno*, No. 3, Actas, Vol. 3, p. E419-E442.

- TASSE, N.; GAUTHIER, N.; LAJOIE, J.; et al. 1982.** Les volcanoclastites du complexe rhyolitique du Cop d'Ours, Rounyn-Noranda, Quebec; exemples des mecanismes de fragmentation et de mise en place dans le volcanisme felsique. *Can., J. Earth Sci.*, Vol. 19, No. 7, p. 1337-1349.
- THIELE, R. 1980.** Hoja Santiago, Región Metropolitana. *Inst. Invest. Geol., Carta Geol. Chile*, No. 39, 51 p.
- URQUETA, I. 1969.** Antecedentes de alteración hidrotermal y de génesis del yacimiento cuprífero de Río Blanco. *Memoria de Título, Univ. Chile, Depto. Geol.*, 51 p. Santiago.
- VERGARA, M.; LOPEZ, L. 1980.** Geología y petrología de los intrusivos subvolcánicos de la pre-Cordillera Andina, entre Santiago y Colina. *Univ. Chile, Depto. Geol., Comun.*, No. 29, p. 1-29.
- VERGARA, M.; DRAKE, R.** Cronología del magmatismo asociado al "Megapórfico Cuprífero Disputada-Las Condes", Cordillera Principal de los Andes, Santiago. *In Congr. Geol. Argent.*, No. 7, Actas, Vol. 4, p. 57-64.
- WILLIAMS, H.; MGBIRNEY, A. 1979.** *Volcanology*. Freeman, Cooper & Co., 397 p. San Francisco.