

**INVESTIGACIONES DE METALES  
PRECIOSOS EN EL COMPLEJO  
VOLCANICO NEOGENO-CUATERNARIO  
DE LOS ANDES CENTRALES**

Servicio Geológico de Bolivia (GEOBOL);  
Servicio Nacional de Geología y Minería, Chile (SERNAGEOMIN);  
Instituto Geológico Minero y Metalúrgico, Perú (INGEMMET)  
U.S. Geological Survey (USGS)

Auspiciado por  
El Banco Interamericano de Desarrollo

Marzo 1993



## CAPITULO V

# EL COMPLEJO VOLCANICO CERROS BRAVOS, REGION DE MARICUNGA, CHILE: GEOLOGIA, ALTERACION HIDROTERMAL, Y MINERALIZACION

*por Ramón Moscoso D., Víctor Maksaev J.,  
Lucía Cuitiño G., y Felipe Díaz F.*  
**Servicio Nacional de Geología y Minería, Chile**

*Robert P. Koeppen, Richard M. Tosdal, Charles G. Cunningham,  
Edwin H. McKee, y James J. Rytuba*  
**U. S. Geological Survey**







# **EL COMPLEJO VOLCANICO CERROS BRAVOS, REGION DE MARICUNGA, CHILE: GEOLOGIA, ALTERACION HIDROTHERMAL Y MINERALIZACION**

por Ramón Moscoso D., Víctor Maksaev J., Lucía Cuitiño G., y Felipe Díaz F.  
**Servicio Nacional de Geología y Minería, Chile**

Robert P. Koeppen, Richard M. Tosdal, Charles G. Cunningham,  
Edwin H. McKee, y James J. Rytuba  
**U. S. Geological Survey**

---

## **RESUMEN**

El Complejo Volcánico Cerros Bravos (Oligoceno-Mioceno) es un conjunto de lavas y domos dacítico-andesíticos calcoalcalinos de gran extensión (450 km<sup>2</sup>) ubicado a unos 140 km al este de Copiapó, Chile, que integra la Franja de Maricunga, cadena volcánica neógena que representa un arco pluto-volcánico de margen continental. Los análisis radiométricos K-Ar señalan que el complejo volcánico Cerros Bravos estuvo activo entre los 26-18 Ma (Oligoceno-Mioceno inferior) en tanto que el complejo La Coipa registra actividad hasta el Mioceno medio (15 Ma), y desde allí hacia el sur los centros volcánicos presentan edades entre 16 y 6 Ma. El complejo hospeda la zona de alteración hidrotermal del Prospecto Esperanza, sistema epitermal del tipo sulfato-ácido con mineralización de oro y plata controlada estructuralmente y asociada a una intensa silicificación y argilización con calcolinita, alunita y jarosita, con edades radiométricas K-Ar entre 20-18 Ma. Los estudios isotópicos de Pb realizados en rocas y sulfuros de los depósitos de la Franja de Maricunga indican que las rocas ígneas del Oligoceno-Mioceno son una mezcla de manto subcortical máfico o material cortical y material cortical radiogénico. El Pb en los depósitos de metales preciosos de la franja es dominado por una fuente como las rocas ígneas huéspedes y, localmente, otras rocas huéspedes (sedimentarias triásicas) pueden haber contribuido con Pb durante la circulación hidrotermal en ambiente cercano a la superficie.

La aplicación de las metodologías de la teledetección en imágenes Landsat TM en la zona de Maricunga demostró ser una herramienta eficaz para la exploración ya que permitió destacar perfectamente las zonas de alteración hidrotermal presentes en el área y la elaboración de mapas de alta confiabilidad a escala regional.



# INTRODUCCION

## Generalidades

El complejo volcánico Cerros Bravos se ubica a unos 140 km al este de Copiapó, en el borde occidental de la altiplanicie de la Puna (Fig. 1). La cadena volcánica neógena (Franja de Maricunga) comprende numerosos estrato-volcanes y domos, monogenéticos y multiductos, de composición dacítico-andesítica calcoalcalina, con edades comprendidas entre 26 y 6 Ma. Estas son las rocas huéspedes de más de una docena de zonas de alteración hidrotermal y depósitos epitermales de tipo sulfato-ácido (Vila, 1991; Vila y Sillitoe, 1991; Vila et al., 1991; Sillitoe et al., 1991; Davidson y Mpodozis 1991; Cuitiño y Moscoso, 1991; Moscoso

et al., 1991, 1992). En general, las dimensiones de los complejos eruptivos son del orden de 5 a 12 km. de diámetro, destacándose claramente entre ellos el Complejo Volcánico Cerros Bravos (25 km) y el Complejo del Volcán Copiapó (24 km). El complejo forma parte del cordón montañoso denominado Cordillera de Domeyko cuyas alturas sobrepasan los 5,000 m, siendo sus mayores exponentes el cordón de Cerros Bravos (5,270-5,329 m), el cordón del cerro Potrero Grande (4,985-5,008 m) y el cerro Barros Negros (4,903 m).

El acceso desde Copiapó (Fig. 1) se logra por el camino de tierra que lleva al Salar de Maricunga que corre por las quebradas Paipote, San Andrés, y Codocedo (Ruta C-31) transitable todo el año hasta el yacimiento La Coipa. Desde La Coipa hasta el Salar de Maricunga el camino corre por las

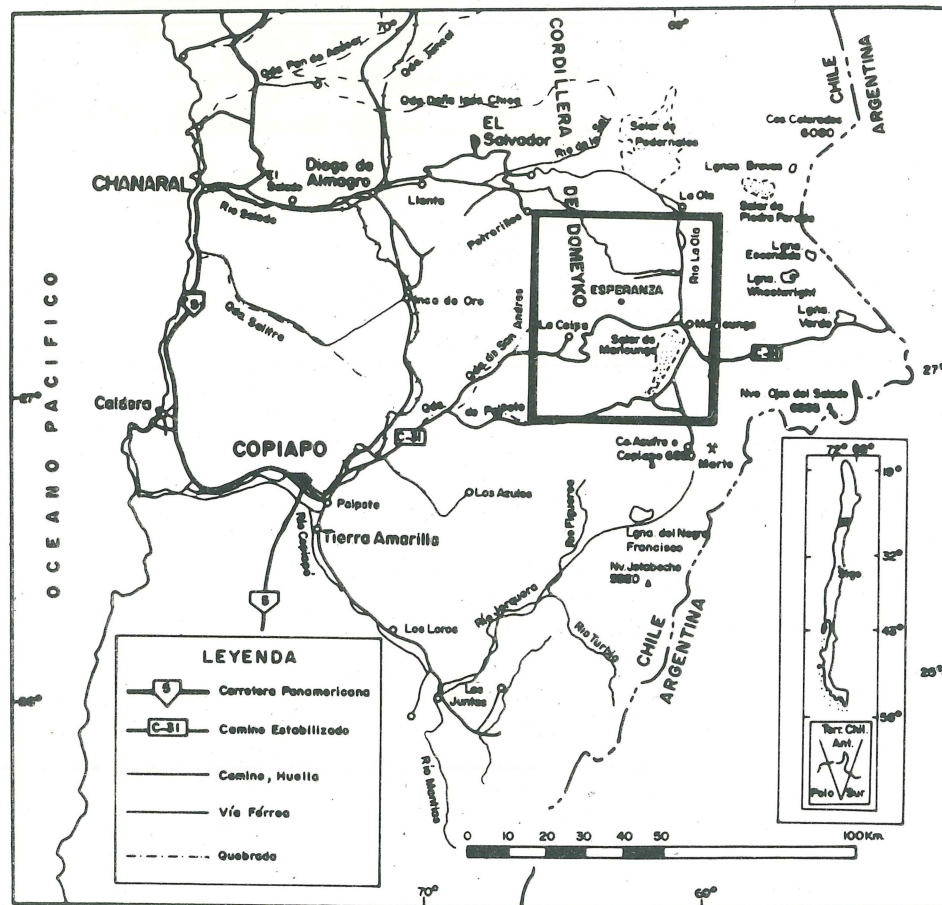


Figura 1.— Ubicación del área estudiada y principales accesos.



quebradas Codocedo y Caballo Muerto; este tramo tiene poca mantención y frecuentemente queda bloqueado por la nieve en los meses de invierno. Desde el Salar de Maricunga hacia el norte se transita por el tramo del camino de El Salvador a Tinogasta, Argentina (Ruta C-173), del cual se desprende el ramal que lleva al prospecto Esperanza. Por el norte, desde El Salvador o Potrerillos, el acceso se logra por el antiguo camino a Tinogasta pasando por el Salar de Pedernales del cual se desprenden numerosas huellas; la variante por la quebradas El Hueso-Acerillos-Potrero Grande bordea el complejo por su costado norte. Este camino está en buen estado y sólo en ocasiones queda bloqueado durante el invierno.

El clima es seco y frío y la vegetación es escasa y rala. El clima es del tipo "tundra de alta montaña", con una amplitud térmica diaria de hasta 20°C, con gran diferencia entre el día y la noche. Son frecuentes los vientos de más de 100 km/hr. La humedad relativa es baja y rara vez alcanza más allá del 18% (Antonioletti, 1972). La vegetación está restringida a las aguadas y laderas de quebradas protegidas del viento, destacando la "paja brava", "chachacoma" (planta con virtudes regularizadoras de la presión sanguínea) y el "clavillo" y el "cuerno" que son plantas espinosas que crecen a ras de suelo (excelente combustible).

La fauna es escasa, sólo se observan guanacos y vicuñas en manadas de pocos ejemplares, zorros, algunos roedores coloniales como el "chululo" (cuyas madrigueras a veces se transforman en serios obstáculos para el tránsito de vehículos y animales) y vizcachas. Pequeños lagartos son comunes. Las aves abundan cerca de las aguadas; durante la primavera y el verano se observan águilas, patos, gansos (piuquenes), perdices y pisacas, grandes bandadas de jilgueros, chirigües, tórtolas, cometocinos. En lagunillas del Salar de Maricunga hacia el sur es posible observar parinas (flamencos) que son especialmente abundantes en la Laguna del Negro Francisco.

### Trabajos anteriores

Si bien desde el siglo pasado la región de Atacama se caracterizó por la actividad minera, no fue sino en este siglo, a mediados de la década del 70, que las rocas volcánicas neógenas de la Alta Cordillera fueron de gran interés de exploración por parte de las compañías mineras. Este interés de la exploración fue detonado por los altos

precios alcanzados por el oro y por el reconocimiento del potencial aurífero del yacimiento El Indio (Mioceno), a partir de 1974 (Llaumett y Henríquez, 1976).

La geología regional comenzó a ser abordada en forma no sistemática en la década del 60 siendo Ruiz et al., (1965) quienes entregan una primera síntesis con una descripción sistemática de los principales yacimientos y unidades metalogénicas integrado con un esquema paleogeográfico. Sin embargo, estos autores desestimaron el potencial de mineralización neógena, debido a que los conceptos metalogénicos que utilizaron en su interpretación los llevaron a concluir que "el ciclo metalogénico del geosinclinal Andino finalizó con la mineralización formada durante la fase intrusiva del Terciario inferior". Clark et al., (1967 a y b), Segerstrom (1968), Sillitoe et al., (1968), Mortimer (1969, 1973) establecieron la evolución geológica de la parte sur del desierto de Atacama, en tanto que Zentilli (1974, 1975) destacó la migración hacia el este del magmatismo post-paleozoico, la edad Terciaria superior de la franja volcánica del borde occidental de la puna, y su potencial de mineralización. Cisternas (1977), Cisternas y Vicente (1976), Cisternas y Oviedo (1979), Mercado (1982), Aguilar (1984), y levantamientos geológicos del SERNAGEOMIN a partir de 1980 establecieron la estratigrafía y estructuras de las principales unidades de la alta cordillera de Copiapó al Sur. Entre estos merecen destacarse los de Mercado (1982), Muñoz (1984), Maksiyev et al., (1984), Nasi et al., (1985), Mpodozis et al., (1985), Kay et al., (1987), Kay et al., (1988), Moscoso y Mpodozis (1988), Mpodozis y Cornejo (1988), Nasi et al., (1990), Davidson y Mpodozis, (1991). Paralelamente las compañías privadas realizaron numerosos trabajos de exploración en el sector de la Franja de Maricunga, cuyos resultados se han venido publicando hasta la fecha entre los que destacan Rivera (1988); Vila (1991); Sillitoe (1991); Vila y Sillitoe (1991), Vila et al., (1991); Sillitoe et al., (1991) y Oviedo et al., (1991).

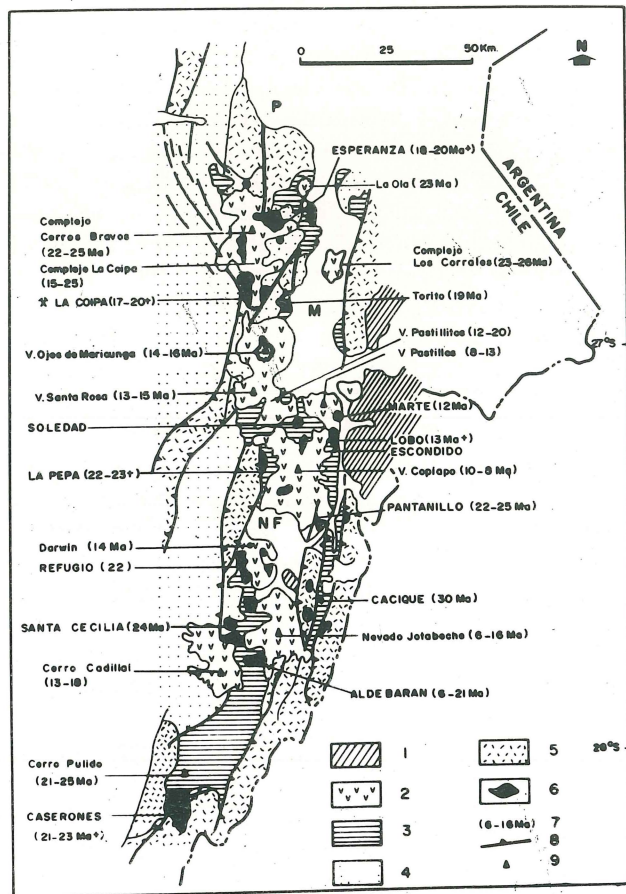
### MARCO GEOLOGICO

En la franja volcánica de Maricunga se encuentran más de una docena de prospectos y zonas de alteración hidrotermal alojados en rocas volcánicas calcoalcalinas neógenas que representan un arco pluto-volcánico de margen



continental activo (Kay et al., 1987; Vila, 1991; Sillitoe et al. 1991; Moscoso et al., 1991; Davidson y Mpodozis, 1991; Cuitiño y Moscoso, 1991), desarrollado discordantemente sobre un basamento constituido por unidades de rocas

paleozoicas, mesozoicas, y paleógenas (Figs. 2 y 3). El Paleozoico está representado por una secuencia sedimentaria devónico-carbonífera (Formación Sierra Aragonese: Cisternas, 1977; Muñoz, 1984; Cuitiño y Moscoso, 1991; ó Formación Chinchas: Bell, 1985; Cornejo y Mpodozis, 1991) intruída por granitoides del Batolito de Pedernales (Muñoz, 1984; Moscoso et al., 1991) de edad Pérmica (270 Ma, U/Pb, Tosdal en Moscoso et al., 1992), y volcanitas riolíticas permo-triásicas (Formación La Tabla: Muñoz, 1984; Moscoso et al., 1991 y 1992; Cuitiño y Moscoso, 1991). El Mesozoico está representado por secuencias sedimentarias y volcánicas concordantes entre sí, cuya edad varía entre el Triásico y el Cretácico superior. La serie se inicia en el Triásico con la deposición de una secuencia sedimentaria continental llamada Estratos de El Mono: (Mercado, 1982; Bell 1985; Moscoso et al., 1992; Cornejo y Mpodozis 1991), ó formación La Ternera (Muñoz, 1984; Aguilar, 1984; Moscoso et al., 1991; Cuitiño y Moscoso, 1991; Zamora y Vila, 1991), seguida por las secuencias marinas del Lias-Dogger (Formaciones Montandón y Asientos), rocas volcánicas del Jurásico superior (Estratos de Quebrada Vicuña), rocas sedimentarias marinas (Formación Pedernales) y areniscas rojas (Formación Quebrada Monardes) del Cretácico inferior, culminando con rocas volcánicas (Formación Quebrada Seca) del Cretácico superior (Cornejo y Mpodozis 1991).

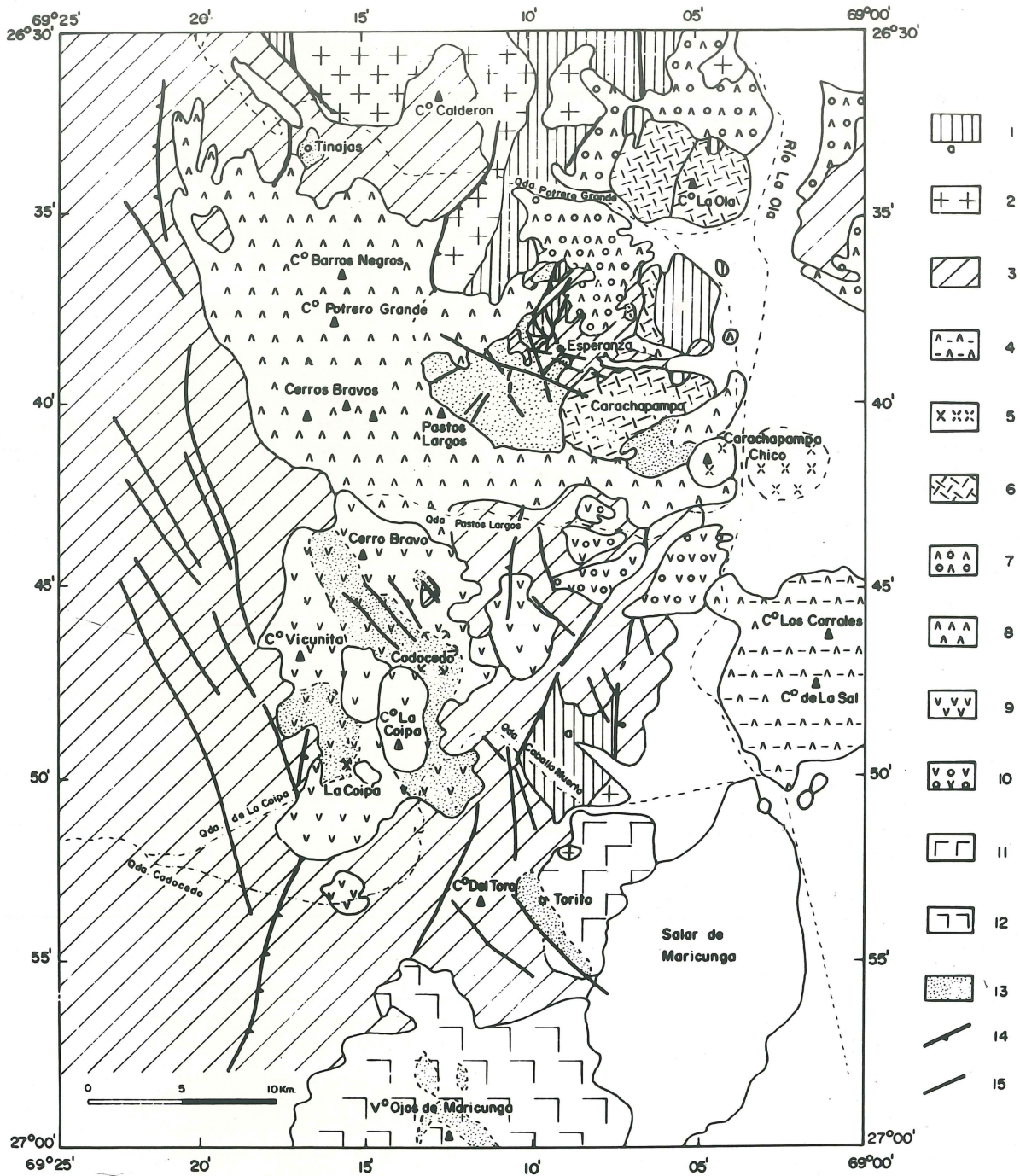


**Figura 2.**— Mapa geológico simplificado de la alta cordillera de Copiapó entre los 26° y 28°S. (1) Volcanitas pliocenas. (2) Centros volcánicos oligo-miocénicos. (3) Secuencias oligo-miocénicas. (4) Secuencias del Mesozoico al Terciario inferior. (5) Basamento paleozoico-Triásico. (6) Zonas de alteración hidrotermal. (7) Dataciones radiométricas K-Ar; + indica datación en alteración. (8) Fallas inversas. P: Salar de Pedernales. M: Salar de Maricunga. NF: Laguna del Negro Francisco. Modificado de Davidson y Mpodozis (1991) con datos adicionales de Sillitoe et al., (1991), Oviedo et al., (1991), Cornejo y Mpodozis (1991), Moscoso et al., (1992).

El Terciario inferior ocupa fundamentalmente el sector occidental de la hoja Salar de Maricunga (Figs. 2 y 3) y está representado por rocas volcánicas intermedias de tendencia subcalina de edad paleocena llamadas Estratos del Cerro Los Carneros (Muñoz, 1984), intrusivos dioríticos y gábricos, y un conjunto de domos tobas y brechas de edad eocena denominados Estratos de Agua Amarga (Cornejo y Mpodozis 1991). El Oligoceno-Mioceno está representado por numerosos estrato volcanes (Figs. 2 y 3), complejos de domos y secuencias piroclásticas que corresponde a la parte meridional del eje volcánico de los Andes Centrales (CVZ) que se extiende hasta la latitud 28°S (Thorpe et al., 1982; Davidson y Mpodozis, 1991). En este sector se le ha denominado Franja de Maricunga, en forma análoga al término empleado por Vila (1991) para la franja metalogénica que incluye los depósitos epitermales, prospectos y zonas de alteración hidrotermal asociadas al volcanismo.

Numerosas fallas inversas de alto ángulo (Figs. 2 y 3) surcan la región de Maricunga con dirección





**Figura 3.**— Mapa geológico simplificado del sector oriental de la Hoja Salar de Maricunga (modificado de Moscoso et. al., 1992). (1 y 2) Basamento Paleozoico: (1) Formación Chinchos (Devónico-Carbonífero) (a) riolitas formación La Tabla. (2) Batolito Pedernales (granitoides pérmicos). (3) Secuencias del Triásico inferior. 4 al 10 Complejos del Oligoceno-Mioceno. (4) Complejo volcánico del Cerro de La Sal-Los Corrales. (5) Cerro Carachapampa Chico, dacitas. (6) Cerro Carachapampa, dacitas y depósitos asociados. (7) Domo Carachitas y depósitos asociados; incluye también tobas y depósitos mas jóvenes (8) Complejo volcánico Cerros Bravos: dacitas y andecitas. (9) Complejo volcánico La Coipa: domos, dacitas y andecitas (Oligoceno Superior-Mioceno medio). (10) Depósitos asociados al complejo La Coipa. (11) Domo Torito: dacitas y tobas asociados (Mioceno medio). (12) Volcán Ojos de Maricunga: dacitas (Mioceno medio). (13) Alteración hidrotermal. En blanco: salares, aluvio, coluvio; incluye también depósitos más antiguos de piedemonte, gravas y arenas con intercalaciones de ignimbritas (oligo-miocénicas).



N a NNE definiendo estrechos pilares de basamento y grábenes ocupados por las secuencias mesozoicas y los depósitos volcanoclásticos terciarios (Jensen, 1976; Godoy y Davidson, 1976; Mercado, 1982; Moscoso y Mpodozis, 1988; Davidson y Mpodozis, 1991; Moscoso et al., 1991 y 1992; Cuitiño y Moscoso, 1991). Este sistema de fallas que elevan los bloques de basamento sobre la cobertura mesozoica en un estilo tipo "thick skinned" que es característico de la alta cordillera del Norte Chico de Chile, entre las latitudes 27° y 31°S. (Moscoso y Mpodozis, 1988). En la Franja de Maricunga estas fallas están cubiertas por los aparatos volcánicos del Oligoceno-Mioceno. Otro sistema de fallas de rumbo de dirección NW que cortan al anterior aparece claramente definido en el sector occidental de la hoja Salar de Maricunga (Muñoz, 1984; Cornejo y Mpodozis, 1991; Moscoso et al., 1992). En el sector Esperanza-Maricunga este sistema aparece controlando la distribución de algunos centros volcánicos (como Cerros Bravos, Carachapampa) y zonas de alteración hidrotermal (Moscoso et al., 1992).

## EDADES K-Ar EN LA FRANJA MARICUNGA

Como parte del proyecto se procedió a datar radiométricamente por K-Ar las rocas alteradas y frescas de la Franja de Maricunga (Tablas 1, 2 y 3) para evaluar estas rocas volcánicas en el contexto geológico regional de la actividad ígnea y tectónica, y precisar hasta donde es posible, los rangos de edades del volcanismo y alteración establecidos en estudios previos (Sillitoe et al., 1991; Davidson y Mpodozis, 1991; Cornejo y Mpodozis, 1991). Se recolectaron 33 muestras representativas de las principales unidades volcánicas en el área del Complejo Cerros Bravos (Tabla 1, Fig. 4) y 12 fueron tomadas de los centros volcánicos ubicados al sur del área, dentro de la franja, que no tenía geocronología o ésta era insuficiente (Tabla 2, Fig. 5). Seis de ellas fueron datadas por método  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  con fusión total (Tabla 3). Los análisis K-Ar de la Tabla 2 fueron realizados en los laboratorios del U.S.G.S. en Menlo Park, California, usando técnicas estándares de dilución isotópica similares a las descritas por Dalrymple y Lanphere (1969). Los análisis fueron hechos en concentrados minerales preparados con procedimientos magnéticos, electrostáticos, manuales y líquidos pesados. Las muestras para roca total en Menlo Park, fueron molidas y

tamizadas de 60 a 100 mallas, tratadas con  $\text{HNO}_3$  diluido y HF y lavadas en agua (McKee y Klock, 1979). Para el análisis de Argón se usó (Menlo Park) un espectrómetro de masa de tipo Neir (60° sector, 15,2 cm radio) o un espectrómetro de masa Multicollector (Stacey et al., 1981), en tanto que en los laboratorios del SERNAGEOMIN se usó un espectrómetro de masa MS-10-S. Los análisis de potasio fueron hechos usando litio como estándares (Ingamells, 1970). Las muestras de la Tabla 1 fueron analizadas en los laboratorios del SERNAGEOMIN con técnicas similares. Los análisis de  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  fueron realizados en las mismas muestras usadas para K-Ar (Tablas 2 y 3). Las muestras fueron irradiadas en el reactor TRIGA del USGS en Denver, Colorado, por un período de 24 horas a una potencia de 1 megawatt. El flujo de irradiación fue monitoreado usando el estandar SB-3 Biotita, que tiene una edad de 162.9 Ma. La fusión de la muestra fue por inducción espiral y el análisis de argón fue realizado en un espectrómetro de masa multicollector. Las correcciones para los isótopos derivados Ca y K son los descritos por Dalrymple y Lanphere (1971; 1974).

La precisión de las medidas, expresadas como el valor  $\pm$ , es la incerteza analítica estimada a una desviación estándar. Representa la incerteza en la medida de los isótopos de argón, el  $^{40}\text{Ar}$  radiogénico producido y el  $\text{K}_2\text{O}$ , y está basada en análisis duplicados en los laboratorios de Menlo Park. La constante de decaimiento usada para K y la abundancia de la razón  $^{40}\text{Ar}/\text{K}_{\text{TOTAL}}$  son aquellas adoptadas por la International Union of Geological Sciences Subcommittee on Geochronology (Steiger y Jager, 1977).

Las edades radiométricas K-Ar y  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  (Tablas 1, 2 y 3) obtenidas durante el desarrollo de este proyecto así como las proporcionadas por Sillitoe et al., (1991) Davidson y Mpodozis, (1991), Oviedo et al., (1991), Cornejo y Mpodozis, (1991), Moscoso et al., (1992), permiten obtener un marco regional de edades más preciso para el volcanismo y la alteración asociada de la Franja de Maricunga (Fig. 6). Así, en la parte norte de la franja, aparecen mejor expuestos los complejos volcánicos del Oligoceno superior-Mioceno medio, como los complejos Cerros Bravos (25-22 Ma), Cerro Los Corrales-La Sal (26-23 Ma); La Coipa (23-15 Ma), en tanto que del volcán Maricunga hacia el sur los aparatos volcánicos son más jóvenes y tienen edades comprendidas entre el Mioceno Medio a Superior (19-6 Ma). En el caso del complejo La

**Tabla 1.— Edades K-Ar del Complejo Cerros Bravos y la Franja de Maricunga.**  
Análisis realizados en los laboratorios del SERNAGEOMIN.

MUESTRA	LOCALIDAD	MATERIAL DATADO	K <sub>2</sub> O (%)	<sup>40</sup> Ar <sub>rad</sub> (moles/g)	<sup>40</sup> Ar <sub>rad</sub> (%)	EDAD (Ma)	Error (2σ)
FD-BID-9	Qda. Barros Negros	Roca Total	1.34478	4.6182E-11	69	23.7	± 1.1
FES-150	Co. Bravos	Biotita	7.7843	2.7312E-10	58	24.2	± 1.0
FES-152	Co. Bravos	Roca Total	1.543605	5.0376E-11	57	22.5	± 1.0
LES-47	Co. Bravos	Roca Total	1.64121	5.8541E-11	35	24.6	± 1.4
RCB-87	Co. Pastos Largos	Roca Total	1.40021	4.8636E-11	54	24.0	± 1.4
C-23*	Co. Negro					24.4	± 1.4
C-23	Co. Negro	Roca Total	1.41708	4.8814E-11	65	23.8	± 1.1
C-22	Co. Pastos Largos	Biotita	7.92649	2.7008E-10	52	23.5	± 0.9
FES-146	Huantajaya	Biotita	8.484405	2.7812E-10	64	22.6	± 0.9
RKCM-43	Huantajaya	Biotita	8.404875	2.7267E-10	65	22.4	± 0.7
LES-112	Arqueros	Jarosita	5.65145	1.5229E-10	36	18.6	± 1.1
LES-216	Arqueros	Alunita	9.518295	2.6585E-10	50	19.3	± 0.7
RKCM-75	Los Cristales	Biotita	8.39644	3.1087E-10	51	25.5	± 0.9
RKCM-82a	Los Cristales	Biotita	7.342065	2.6518E-10	50	24.9	± 1.1
RCB-94	Carachapampa	Biotita	8.561525	3.0873E-10	74	24.9	± 0.8
RCB-47	Co. La Ola	Roca Total	1.849675	6.3628E-11	45	23.7	± 1.1
RCB-60	Qda. Las Lozas	Biotita	7.06371	1.4332E-10	18	14.0	± 1.5
RCB-12	Vn. Maricunga	Roca Total	1.91595	4.4085E-11	36	15.9	± 0.8
RKCM-22	Co. Domeyko	Roca Tota	1.6629	5.5106E-11	71	22.9	± 0.9
RKCM-41	Qda. La Coipa	Biotita	9.012195	3.1127E-10	72	23.8	± 0.7
V-22	Po. Codocedo	Biotita	7.23723	2.3595E-10	35	22.5	± 1.2
FD-14	Can Can (Tunel)	Alunita	7.421595	1.9713E-10	49	18.4	± 0.7

\* Ubicación en Figura 5.



Tabla 2.— Edades K-Ar de la parte sur de la Franja de Maricunga.  
Análisis realizados en los laboratorios de USGS.

MUESTRA	LOCALIDAD	MATERIAL DATADO	K <sub>2</sub> O (%)	<sup>40</sup> Ar rad (moles/g)	<sup>40</sup> Ar rad (%)	EDAD (Ma)	ERROR (σ)
1	Aldebarán	R. Total	2.144	6.81619x10 <sup>-11</sup>	59	21.9	± 0.7
2	Aldebarán	Hornblenda	0.752	7.180889x10 <sup>-12</sup>	36	6.6	± 0.4
3 *	Cadillal	Hornblenda	0.463	1.22733x10 <sup>-12</sup>	14	18.3	± 0.7
4	Jotabeche	Biotita	8.24	6.94903x10 <sup>-11</sup>	33	5.9	± 0.2
4	Jotabeche	Biotita	8.59	7.35695x10 <sup>-11</sup>	34	5.9	± 0.2
4 *	Jotabeche	Biotita	8.24	7.07470x10 <sup>-11</sup>	28	6.0	± 0.2
5	Jotabeche	Plagioclasa	0.320	5.510135x10 <sup>-12</sup>	15	11.9	± 0.6
6 *	Darwin	Hornblenda	0.610	1.30684x10 <sup>-11</sup>	19	14.8	± 0.5
7	Pastillos	Plagioclasa	0.659	8.182248x10 <sup>-12</sup>	17	8.7	± 0.3
8	Pastillitos	Plagioclasa	0.325	8.987073x10 <sup>-12</sup>	4.2	19.1	± 1.3
9	Pastillitos	Plagioclasa	0.491	9.027874x10 <sup>-12</sup>	4.5	12.7	± 0.9
10 *	Santa Rosa	Hornblenda	0.734	1.62896x10 <sup>-11</sup>	38	15.4	± 0.5
11 *	Maricunga	Hornblenda	0.674	1.41827x10 <sup>-11</sup>	13	14.6	± 0.6

\* = Muestra datada también por <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar, ver Tabla 3.

Ubicación en Fig. N° 6.

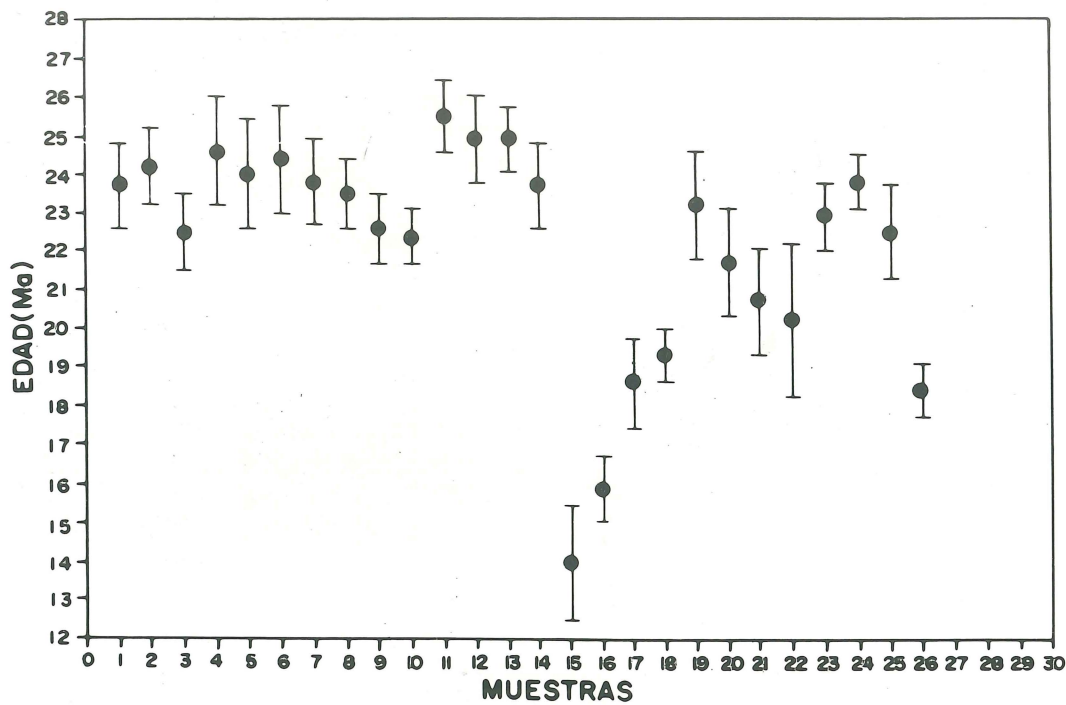


Figura 4.— Edades radiométricas K-Ar del Complejo Cerro Bravo (ver tabla 1). Incluye además las edades de Sillitoe et al., (1991) para el prospecto Esperanza (muestras 19-22).

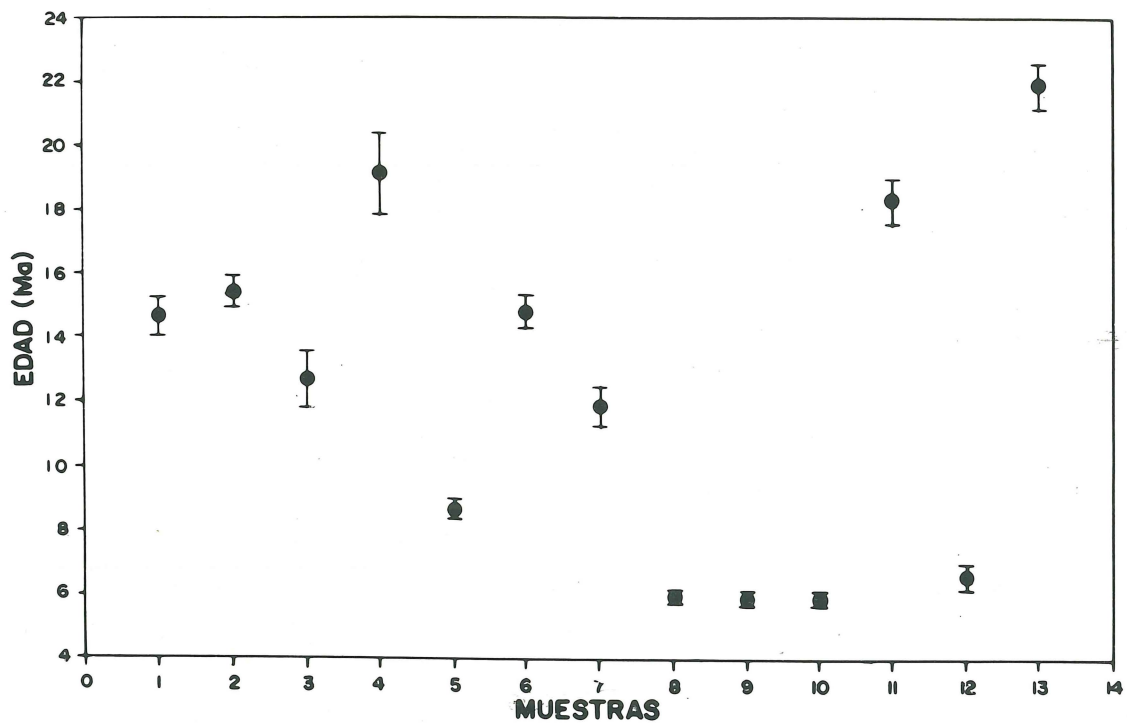


Figura 5.— Edades radiométricas K-Ar de la Franja de Maricunga. Las muestras están ordenadas de norte a sur (orden inverso de la tabla 2).



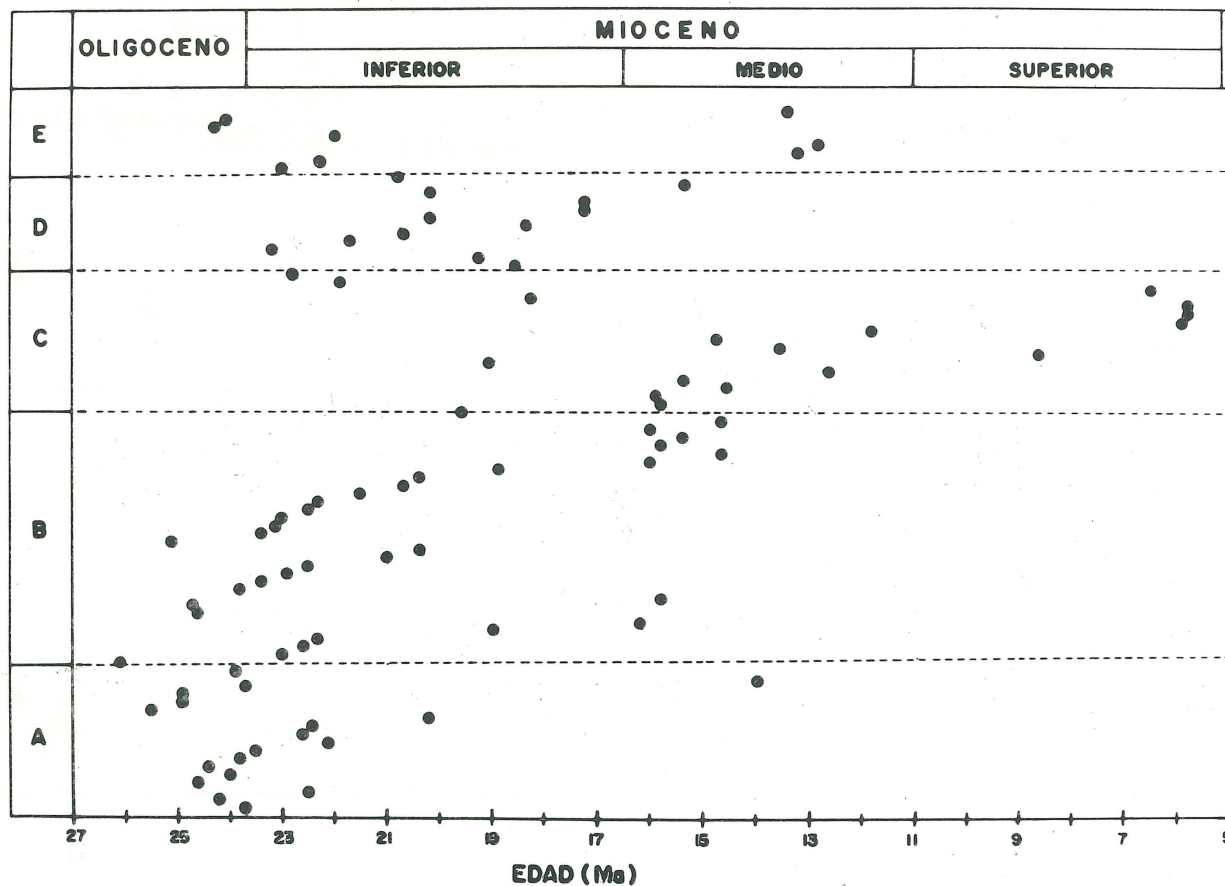
Coipa, de acuerdo a los datos disponibles, la actividad volcánica hasta los 15 Ma.

Las edades de las alteraciones hidrotermales asociadas a los complejos volcánicos de la Franja de Maricunga se traslapan muchas veces con las del volcanismo, sin embargo, es posible distinguir entre aquellas situadas en el flanco occidental de la franja (Esperanza, La Coipa, La Pepa, Refugio, Santa Cecilia) cuyo rango se sitúa entre los (24-17 Ma) y las zonas de alteración del flanco oriental del volcán Copiapó (Marte, Lobo, Pantanillo, Aldebarán) con rangos de 22-12 Ma, lo cual fue descrita por Sillitoe et al., (1991). Estos rangos se acotan mejor en los respectivos distritos, como es el caso de Esperanza y La Coipa en que el rango es de 18-20 Ma (Moscoso et al., 1992).

## GEOLOGIA DEL SECTOR ESPERANZA-CERROS BRAVOS

### Introducción

En el sector del prospecto Esperanza y el Complejo Volcánico Cerros Bravos (Fig. 7) aflora un basamento paleozoico y mesozoico. El Paleozoico está constituido por una secuencia sedimentaria de edad Devónico-Carbonífero, denominada Formación Chinchos (Cornejo y Mpodozis 1991, Moscoso et al., 1992) con diversos grados de metamorfismo, compuesta por conglomerados, cuarcitas, areniscas y lutitas de color gris oscuro, con aspecto sedoso y abundante clorita, que aflora inmediatamente

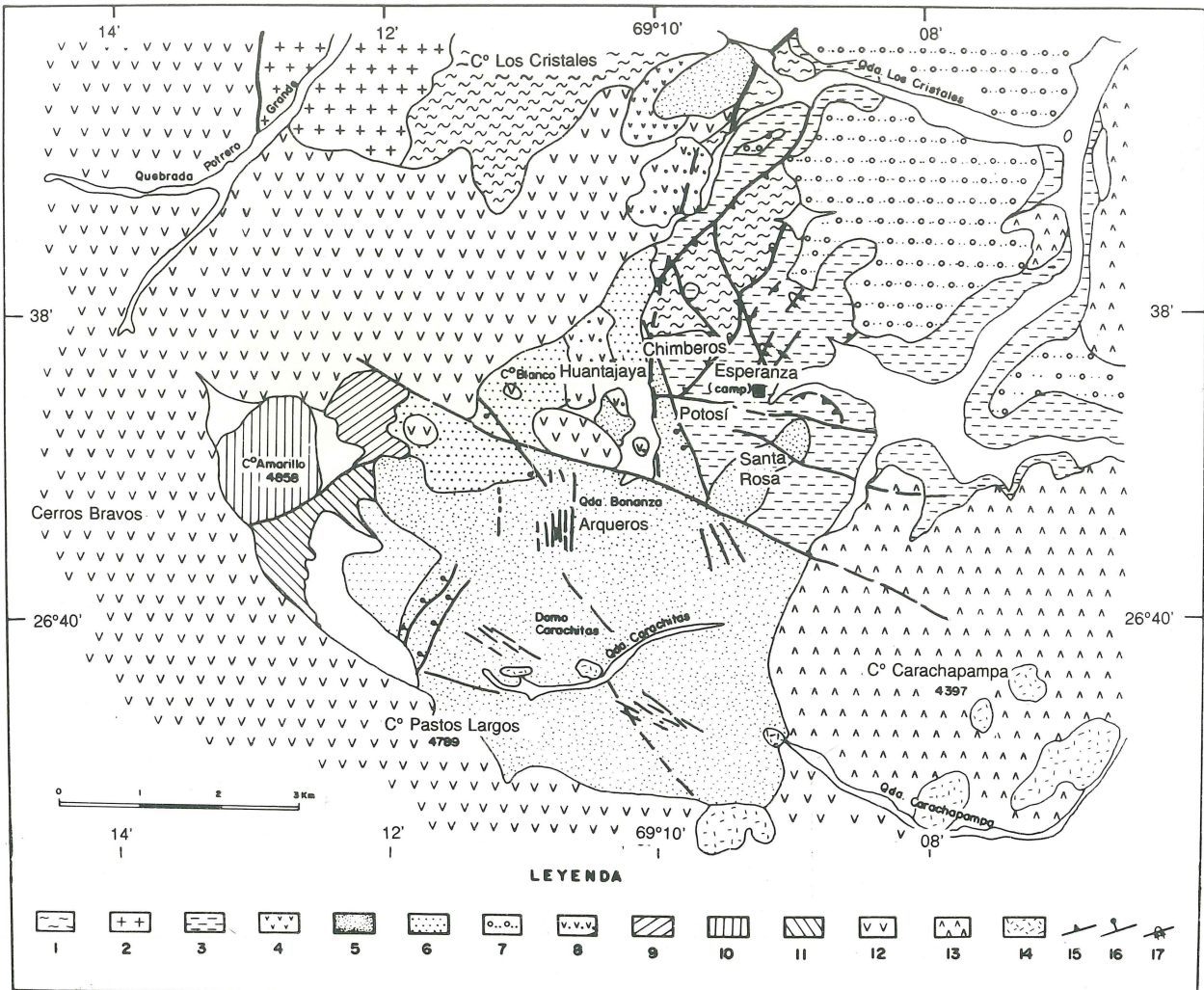


**Figura 6.**— Compilación de edades en la Franja de Maricunga. (A) Complejos Cerros Bravos y Cerros de La Sal-Los Corrales. (B) Complejo La Coipa. (C) Franja de Maricunga sur (Vn. Maricunga-C° Cadillal). (D) Alteraciones hidrometales de Esperanza y La Coipa. (E) Alteraciones hidrotermales de Marte al sur (Aldebarán). Incluye datos de Cornejo y Mpodozis (1991), Sillitoe et al., (1991), Oviedo et al., (1991), Davidson y Mpodozis (1991), Moscoso et al., (1992), y el presente trabajo. Ver figuras 2 y 3.

Tabla 3.— Edades  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  en rocas de la Franja de Maricunga.  
\* = Edades determinadas también por K-Ar. Ver Tabla 2.

MUESTRA *	LOCALIDAD	MATERIAL	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{40}\text{Ar}$ rad%	$^{39}\text{Ar}_{\text{Ca}}\%$	$^{36}\text{Ar}_{\text{Ca}}$	J	Edad (Ma)	Error ( $\sigma$ )
3*	Cadillal	Hornblenda	19.4065	10.42798	$6.3079 \times 10^{-2}$	8.2	0.6987	4.4469	0.0056	15.9	$\pm 1.8$
4*	Jotabeche	Biotita	4.7709	$5.6261 \times 10^{-2}$	$1.2846 \times 10^{-2}$	20.3	$3.769 \times 10^{-3}$	0.1180	0.0035	6.0	$\pm 0.7$
6*	Darwin	Hornblenda	16.5997	8.0842	$5.3306 \times 10^{-2}$	8.9	0.54164	4.0797	0.0053	14.1	$\pm 1.3$
8*	Pastillitos	Plagioclasa	2.1592	15.3103	$7.0425 \times 10^{-3}$	59.6	1.0258	58.5	0.0088	20.6	$\pm 0.8$
11*	Maricunga	Hornblenda	15.7195	7.1108	$4.9805 \times 10^{-2}$	9.9	0.4764	3.8406	0.0054	15.1	$\pm 1.2$





**Figura 7.**— Mapa Geológico simplificado del Prospecto Esperanza. 1-2 Basamento Pre-Cerros Bravos: (1) Formación Chinces: cuarcitas y metaconglomerados. (Devónico-Carbonífero). (2) Batolito Pedernales: Monzogranito (Pérmico). (3) Estratos de El Mono: areniscas, conglomerados, lutitas (Triásico Medio a Superior). (4) Formación Quebrada Seca: lavas andesíticas (Cretácico Superior). 5-14. Complejo Cerros Bravos: (5) Domo Carachitas: dacitas con ojos de cuarzo y dacita brechosa con inclusiones tobáceas, con alteración hidrotermal en todos sus afloramientos que le confiere color blanquecino. (6) Cerro Blanco: tobas riolíticas con bloques de pómez, lahar y brechas dacíticas fuertemente alteradas y blanqueadas en el sector del prospecto Esperanza. (7) Secuencia Los Cristales: depósitos de avalancha de bloques y cenizas con intercalaciones de ignimbritas; incluye cubierta de gravas y restos de tobas más jóvenes. (8) Domo Verde: dacita porfírica gris verdosa de anfíbola y biotita (fresco). (9) Domo Cerro Negro: dacita porfírica de hornblenda de color marrón con márgenes vítreos de color negro y porciones brechosas (fresco). (10) Domo Cerro Amarillo: riolita porfírica de biotita con alteración hidrotermal que le confiere color blanquecino amarillento. (11) Dacita de hornblenda y biotita marrón oscuro, localmente con alteración hidrotermal. (12) Cerros Bravos: dacitas y andesitas porfíricas de color marrón y gris, incluye lavas, brechas y depósitos de bloques y cenizas de avalancha volcánica. (13) Domo Carachapampa: dacitas porfíricas de hornblenda de color marrón oscuro y tobas dacíticas. (14) Pórfidos dacíticos y andesíticos. (15) Fallas inversas. (16) Fallas, indica bloque hundido. (17) Sinclinal volcado.



al NW del campamento Esperanza en el flanco norte del cerro Chimberos y las quebradas Teterita y Pastos Grandes. Esta unidad se encuentra intruida por monzogranitos y granodioritas del Batolito de Pedernales de edad pérmica (270 Ma, U/Pb; Moscoso et al., 1992), que produjo una gran aureola de metamorfismo de contacto. Discordantemente sobre este basamento paleozoico se desarrolla una secuencia sedimentaria triásica denominada Estratos de El Mono (Cornejo y Mpodozis, 1991; Moscoso et al., 1992) constituida por conglomerados con clastos del basamento, areniscas cuarcíferas y lutitas, con delgadas intercalaciones calcáreas con abundantes pelecípodos fósiles de *Unio* sp., las areniscas presentan inclusiones de materia carbonosa y restos de troncos silicificados (Zamora y Vila, 1991; Vila, 1991). La secuencia se presenta afectada por fallas inversas que han inducido pliegues y escamaciones que repiten la secuencia (Santa Rosa). En el sector del cerro Chimberos esta secuencia, y también los sedimentos paleozoicos, son las rocas huésped de la alteración y mineralización. Cubriendo discordantemente al basamento paleozoico y triásico se presentan rocas volcánicas del Oligo-Mioceno del Complejo Cerros Bravos.

### El Complejo Volcánico Cerros Bravos

El Complejo Volcánico Cerros Bravos y el Prospecto Esperanza, son un ejemplo característico del estilo de volcanismo y mineralización en la Franja de Maricunga: sigue el mismo esquema regional caracterizado por centros monogenéticos, con ductos centralmente agrupados (en este caso, en un diámetro de 3 a 5 km) pero, a diferencia de los demás, el complejo presenta grandes dimensiones (25 km de diámetro), distinguiéndose en él una serie de centros dacíticos-andesíticos orientados en dirección WNW (Figs. 3 y 7), estructuralmente controlados por fallas. De este a oeste y de acuerdo a sus características petrográficas, químicas y relaciones de contacto, en el Complejo Volcánico Cerros Bravos se distinguen las siguientes unidades:

**a) Cerro Carachapampa Chico.** Domo dacítico de biotita y anfíbola, grano grueso; microscópicamente presenta una textura porfídica con masa fundamental hialopilitica; los fenocristales de biotita predominan sobre los de hornblenda pardo-rojiza. Forman parte de esta unidad (Fig. 3) daci-andesitas y dacitas porfídicas

ubicadas inmediatamente al este; localmente presentan fenocristales de cuarzo (ojos) y sanidina (Moscoso et al., 1992). Una datación K-Ar de este último conjunto dio una edad de  $25 \pm 0.9$  Ma. (P. Cornejo, comunicación verbal).

**b) Cerro Carachapampa.** Es un conjunto de domos dacíticos (en parte con estructuras de flujo), lavas y tobas, de forma sub-circular (Figs. 3 y 7). Los domos corresponden a dacitas porfídicas gruesas con masa fundamental vítrea y hornblenda predominante sobre biotita; tobas de la parte oriental del conjunto dieron una edad K-Ar de 23 Ma (Muestra RCB94, Tabla 1, Fig. 4). A este grupo puede asociarse también las dacitas y tobas del complejo de domos del cerro La Ola, ubicadas 10 km más al norte (Moscoso et al., 1992), cuya edad K-Ar es de 23 Ma (Muestra RCB-47; Tabla 1, Fig. 4).

**c) Domo Carachitas** (Figs. 3 y 7). Es un conjunto de domos dacíticos, andesitas y tobas, con diversos grados de alteración, en el cual se encuentra alojado gran parte del prospecto Esperanza (Arqueros, Huantajaya, Cerro Amarillo, Santa Rosa) (Fig. 7). El domo dacítico principal (Domo Carachitas) que se extiende entre la quebrada Carachitas por el sur y Arqueros y Cerro Blanco por el norte, constituye el núcleo del prospecto, presenta bandas de fluidez y márgenes brechosos. Petrográficamente se observa textura porfídica gruesa con abundantes glomero-cristales de plagioclasa, biotita, hornblenda y escasos piroxenos. Al norte de Arqueros y Huantajaya, (Fig. 7) se distribuyen tobas líticas y vítreas, soldadas, con abundantes pómez, reconociéndose también relictos de este protolito en las zonas próximas al núcleo de alteración. Más al norte en la quebrada Los Cristales (Fig. 7) afloran flujos de tobas con abundantes pómez y tobas soldadas, frescas, o levemente argilizadas que se depositaron como avalanchas calientes. Representan depósitos tipo relleno de valle y, probablemente, estas avalanchas son uno de los depósitos más extensos y antiguos del Complejo Cerros Bravos (25,5 Ma, Tabla 1) y se formaron, probablemente, por erupciones explosivas previas a la formación del Domo Carachitas (Moscoso et al., 1992).

**d) Domo Verde.** Localizado en el prospecto Esperanza, entre Cerro Blanco, Chimberos y Huantajaya (Fig. 7), consiste en dacitas de biotita y hornblenda, frescas, de color verde, dispuestas sobre tobas alteradas y son remanentes de un domo dacítico post-alteración. Petrográficamente las presentan textura porfídica gruesa con masa



fundamental microfelsítica. Dataciones K-Ar de estos cuerpos han dado edades de  $20.2 \pm 1.0$  Ma (Sillitoe et al., 1991) y en este trabajo  $22,4 \pm 07$  Ma (muestras RKCM-43, FES-146, Tabla 1).

**e) Cerros Bravos-Potrero Grande.** Corresponden a flujos brechosos dacíticos y andesíticos y un conjunto de domos dacíticos de hornblenda, pardo rojizos que coronan las alturas más prominentes de la zona; estratigráficamente se disponen sobre otras unidades descritas. Las lavas, al microscopio, presentan textura porfídica gruesa con glomerocristales de plagioclasa, hornblenda zonada y biotita subordinada; la masa fundamental es hialopilitica y se encuentra levemente desvitrificada. En el cerro Pastos Largos, coladas andesíticas, no alteradas, de color pardo-negruzco, se extienden sobre el domo dacítico alterado de Carachitas. Al microscopio presentan textura porfídica moderada a gruesa con fenocristales de plagioclasa (glomerocristales), biotita, hornblenda, piroxeno, olivino, y en una masa fundamental pilotaxítica. Edades K-Ar en biotita y roca total dieron 24 y 22 Ma para la base y la cumbre, respectivamente (muestras FES-150 y FES-152, Tabla 1, Fig. 4).

### Características químicas

Las composiciones químicas de las rocas del Complejo Cerros Bravos y del resto de la Franja de Maricunga (Figs. 8 y 9, Tabla 4) corresponden a los de rocas volcánicas calcoalcalinas, diferenciadas, típicas de un margen continental activo que constituyen la porción sur de la zona volcánica central de Los Andes (CVZ). En el diagrama  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  versus  $\text{SiO}_2$  (Irvine y Baragar, 1971) las rocas del Complejo Cerros Bravos y en la Franja de Maricunga se encuentran en el campo subalcalino, y en el diagrama TAS de Le Bas et al., (1986) las rocas caen principalmente en el campo sobresaturado de las andesitas y dacitas (Fig. 8). En el diagrama AFM, se distribuyen en el campo calcoalcalino (Fig. 9). Considerando los límites y nomenclatura de Gill (1981) para andesitas-dacitas orogénicas, las volcanitas del Complejo Cerros Bravos se ubican en los campos con contenido de potasio medio-alto. En muestras representativas de los diferentes grupos, la razón  $\text{K}_2\text{O} / \text{Na}_2\text{O}$  dió valores que se consideran moderadamente enriquecidos en potasio, y que podrían indicar una tendencia o afinidad shoshonítica (Moscoso et al., 1992), característica señalada por Dostal et al. (1977) para las volcanitas miocénicas en este

sector de los Andes Centrales. En las razones  $\text{FeO}^*/\text{MgO}$ , se observan valores considerados también mayores que el promedio, lo cual indicaría un fraccionamiento avanzado que es consistente con la petrografía y mineralogía observadas en el complejo (cristalización de plagioclasa, biotita y hornblenda; Moscoso et al., 1992).

## GEOLOGIA ECONOMICA

### Alteración hidrotermal

El prospecto Esperanza (Fig. 7) se encuentra en una zona de alteración hidrotermal de 6 x 5 kms, caracterizada por una notable anomalía de color amarillo-rojizo. La alteración consiste en una intensa silicificación con alunita, jarosita y limonitas, de fuerte control estructural (Vila, 1991; Moscoso et al., 1991, Cuitiño y Moscoso, 1991; Moscoso et al., 1992), que afecta tanto a metasedimentitas paleozoicas (Formación Chiches), sedimentitas cuarcíferas triásicas (Estratos del Mono) y a las volcanitas del Complejo Volcánico Cerros Bravos (Domo Carachitas). Las rocas alteradas presentan color blanquecino con frecuentes pátinas amarillas (de jarosita), rojizas (de goethita) y marrón (de hematita). El tipo de alteración dominante en la zona es silicificación-argilización y se caracteriza por un grado variable de silicificación de las rocas, argilización de sus feldespatos y minerales máficos. Las características texturales se conservan en la mayoría de las rocas alteradas y es posible inferir su litología original, predominantemente dacítica. Un resumen de las características mineralógicas se presentan en la tabla 5.

Una alteración más intensa se presenta en zonas de fractura y niveles brechosos, orientados N-S, dentro de la zona de alteración, donde se presentan cuerpos de sílice oquerosa ("vuggy silica") de color marrón. En estos cuerpos de sílice la mineralogía primaria de las rocas se ha perdido totalmente y sólo se preservan ojos de cuarzo remedando parte de su textura original. Se caracterizan por una masa de sílice con huecos irregulares que contienen pátinas de jarosita, alunita y limonitas; su potencia oscila entre 5 a 25 m y alcanzan corridas de hasta 500 m. Localmente se presentan costras de yeso supérgeno cubriendo las estructuras silicificadas. Halos blanquecinos de

Tabla 4.— Análisis químicos normalizados en rocas del Complejo Cerros Bravos.

MUESTRA	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	TOTAL
<b>Domo Carachitas</b>												
LES44	64.811	0.579	17.615	2.895	0.792	0.061	1.564	4.978	4.256	2.275	0.173	100
LES48	58.505	0.877	17.936	4.041	2.600	0.111	3.295	7.054	3.527	1.844	0.212	100
RKCM10	65.224	0.609	16.230	2.884	1.300	0.091	1.950	4.834	3.738	2.996	0.142	100
RKCM14	62.084	0.645	17.806	3.739	1.567	0.092	2.274	5.461	3.319	2.807	0.205	100
RKCM32	63.561	0.660	18.250	3.116	0.954	0.061	1.817	4.903	4.314	2.142	0.223	100
<b>Huantajaya</b>												
FES10	65.881	0.531	17.299	2.388	0.878	0.041	1.806	4.583	4.297	2.143	0.153	100
FES145	66.879	0.514	16.766	2.283	0.658	0.041	1.738	4.660	3.796	2.489	0.175	100
FES146	64.513	0.681	17.037	3.099	1.016	0.061	2.489	4.358	4.247	2.306	0.193	100
FES147	64.270	0.618	17.530	2.905	0.834	0.062	2.832	4.655	3.842	2.287	0.165	100
FES148	66.530	0.563	17.037	2.886	0.471	0.041	2.036	3.592	4.195	2.476	0.174	100
FES157	63.457	0.685	18.001	4.048	0.143	0.061	1.748	5.131	4.518	1.993	0.215	100
RKCM43	66.564	0.514	17.068	2.541	0.586	0.072	1.111	4.753	4.321	2.315	0.154	100
<b>Cerros Bravos</b>												
FES150	61.160	0.705	18.353	4.641	0.201	0.070	2.386	6.040	4.138	2.094	0.211	100
FES151	59.737	0.694	17.992	3.829	1.624	0.092	2.849	7.240	3.625	2.093	0.225	100
FES152	57.337	0.914	18.117	3.514	2.915	0.091	4.011	7.596	3.737	1.513	0.254	100
FES153	61.669	0.680	17.815	4.558	0.447	0.071	2.629	5.807	4.040	2.081	0.203	100
FES154	61.864	0.713	18.218	4.623	0.234	0.051	1.904	6.029	3.982	2.179	0.204	100
RKCM33	60.284	0.690	18.772	3.937	1.644	0.081	2.506	6.443	3.237	2.171	0.233	100
RCB 87	61.716	0.759	17.432	3.167	2.145	0.101	2.934	6.101	3.774	1.679	0.192	100
<b>Carachapampa</b>												
RCB 90	61.046	0.842	17.621	4.177	1.419	0.101	2.373	6.479	3.762	1.866	0.314	100
RCB 91	62.097	0.784	17.669	5.690	0.733	0.071	1.415	5.506	3.664	2.137	0.234	100
RCB 86	65.722	0.563	16.893	4.287	0.010	0.072	1.218	4.942	3.714	2.425	0.153	100
RKCM53	65.43	0.53	16.86	3.15	1.07	0.11	1.70	4.79	3.51	2.71	0.14	100
<b>La Ola</b>												
RCB 47	63.062	0.663	17.362	3.938	0.296	0.071	1.459	6.253	4.519	2.152	0.224	100
RCB79S	63.660	0.714	17.303	2.867	1.581	0.061	2.000	5.213	4.254	2.112	0.235	100
<b>Carachapampa Chico</b>												
RCB100	63.345	0.691	16.641	4.013	0.589	0.071	2.255	5.639	4.043	2.520	0.193	100
RCB105	65.439	0.539	16.324	2.697	1.242	0.061	1.954	4.885	3.969	2.738	0.153	100



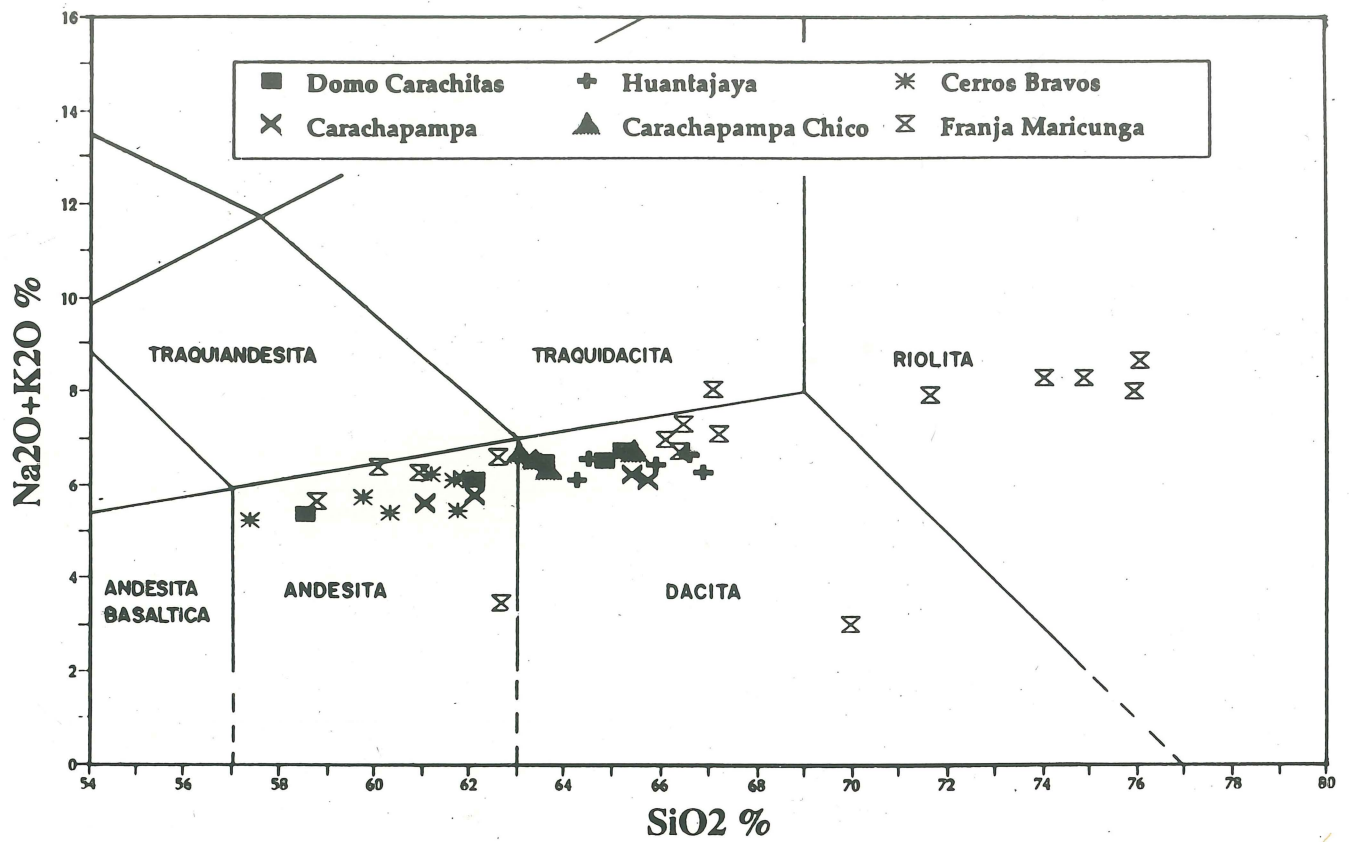


Figura 8.— Diagrama TAS (Total Alcalis) para las rocas del Complejo Cerros Bravos y la Franja de Maricunga. Definición de campos según le Bas et al., (1988).

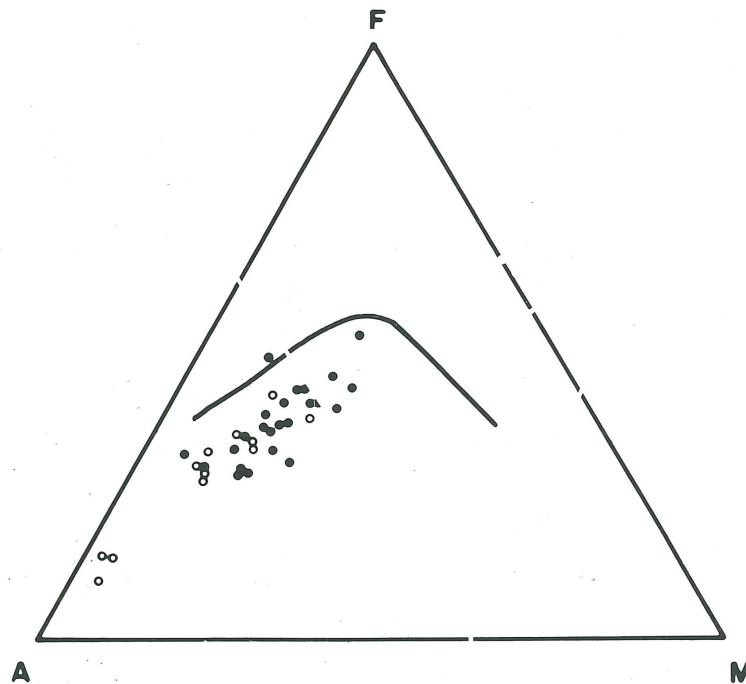


Figura 9.— Diagrama AFM para las rocas del Complejo Cerros Bravos y la Franja de Maricunga. Círculos llenos: Complejo Cerros Bravos. Círculos vacíos: Franja de Maricunga.

Tabla 5.— *Minerales de alteración en el sector Esperanza-La Coipa. (Según Cuitiño y Moscoso, 1991).*

SECTORES	ALTERACION PREDOMINANTE	Qz	Al	Ja	Ka Pi	Mo	Op	Cri	Di	Lim
<b>ESPERANZA</b>										
<b>Chimberos (!)</b>										
LES-8	Qz - Al - Ja	∅	∅	∅	*		*			0
LES-9	Qz - Al - Ja	∅	0	∅						0
LES-10	Qz - Al - Ja	∅	0	∅						∅
LES-70	Qz	0			*					
FES-2	Qz - Ja	0								
FES-36	Qz - Al	∅	∅	0	*	*				*
FES-45	Qz - Al	∅	∅							*
<b>Arqueros-Huantajaya (!!)</b>										
LES-4	Ka	0	*		∅	*	0	*		*
LES-33	Qz (Vulg.Sil)	∅	*	0						
LES-34	Qz - Al	∅	∅	0		*				*
LES-67	Qz (Vulg.Sil)	∅	0							
LES-25	Qz - Al	∅	∅				0	*		0
FES-9	Qz - Al	∅	∅	0	*	*	*	*		
FES-124	Qz	∅					*	*	*	
FES-97	Qz - Al	∅	∅	*	*		*	*		*
<b>PASTOS LARGOS</b>										
RCB-88	Ka	0			0					*
RCB-113	Qz - Ja	∅		*				0		0
<b>CARACHAPAMPA</b>										
RCB-96	Ka	∅		0	∅					*
RCB-97	Qz - Al	∅	∅	*	∅	*		*	∅	*
RCB-99	Ka	∅			∅					
<b>TORITO</b>										
RCB-20	Ka	∅	*		0				∅	
RCB-21	Qz - Al	∅	∅	0	0				∅	
<b>LA COIPA</b>										
	Qz - Al	∅	∅					*		

∅ = Muy Abundante (!) = Protolito Sedimentario  
 0 = Moderado (!!)= Protolito Volcánico  
 \* = Escaso

Qz = Cuarzo Al = Alunita Ja = Jarosita Pi = Pirofilita  
 Ka = Caolinita Mo = Montmorillonita Op = Opalo  
 Cri = Cristobalita Di = Dickita Lim = Limonita



rocas fuertemente alunitizadas flanquean a los cuerpos de sílice oquerosa. La potencia de estos halos es muy variable pero, habitualmente, no superan una decena de metros, dando paso a rocas fuertemente caolinizadas de color gris claro, las que, a su vez, hacia sus márgenes, gradan a las rocas silicificadas-argilizadas que dominan en la mayor parte del prospecto Esperanza. También se presentan cuerpos de brechas hidrotermales, generalmente elongados en dirección NW, en las cuales los fragmentos están completamente silicificados o transformados a sílice oquerosa con espacios abiertos entre los fragmentos. Geothita y hematita les confieren un marcado color marrón rojizo. Depósitos de brechas volcánicas y tobas del sector noroeste de la zona de alteración presentan un reemplazo casi completo por sílice opalina, pero, en niveles subyacentes, las mismas rocas presentan fuerte alunitización con nódulos de sílice opalina.

En el sector occidental del prospecto Esperanza, en el flanco oriental del Domo Cerro Amarillo, se conservan restos de terrazas de vertientes termales. Bloques irregulares de sínteres silíceos en estas terrazas tienen tubos de circulación hidrotermal, burbujas de barro, grietas de secamiento, y marcas de algas filamentosas, características típicas de la porción superficial de un sistema hidrotermal. Asociado a estas terrazas con sínteres se reconoció cinabrio y metacinnabarita (Moscoso et al., 1992). La preservación de estas terrazas con sínteres indica escasa erosión desde el tiempo de su formación.

En el prospecto Esperanza las características de la alteración hidrotermal, su control estructural y zonación son similares a los descritos como típicos de sistemas epitermales de tipo sulfato-ácido por Heald et al., (1987) o de alta sulfuración en el sentido de Hedenquist (1987), características reconocidas por Vila (1991), Vila y Sillitoe (1991), Sillitoe (1991), Cuitiño y Moscoso (1991), Moscoso et al., (1991, 1992).

Las edades radiométricas K-Ar obtenidas en este proyecto para las rocas alteradas del sector Arqueros del prospecto Esperanza se encuentran comprendidas en el rango 20-18 Ma (Tabla 1, Fig. 4), sin embargo, Sillitoe et al., (1991) y Vila (1991) citan edades más antiguas en alunita entre 23 y 20 Ma. Para el caso del yacimiento La Coipa, los autores mencionados obtuvieron edades entre 20 y 18 Ma en alunita, y Oviedo et al., (1991), obtuvieron edades entre 20 y 15 Ma en alunita, y

en este trabajo se obtuvo una edad de 18 Ma en una vetilla de alunita en Can Can (muestra FD-14, Tabla 1).

## Mineralización

Las exploraciones realizadas por Minera Anglo American Chile en el prospecto Esperanza (Vila, 1991) permitieron identificar la presencia de cuerpos mineralizados con plata y oro. La mineralización argentífera principal se presenta en el flanco sur del Cerro Chimberos (denominación de Vila, 1991), donde se identificó un cuerpo brechoso elongado en dirección NE, con 300 m de corrida, 150 m de extensión vertical, y 80 m de potencia. Este cuerpo contiene un promedio de 320 g/t Ag, y las reservas medidas por Minera Anglo American totalizan 4.3 millones de toneladas con 320 g/t Ag y 0.14 g/t Au con una ley de corte de 150 g/t Ag. El cuerpo de brecha se desarrolla a lo largo de la corrida de una falla inversa de rumbo N40°E y fuerte manteo al NW, la cual eleva cuarcitas y metaconglomerados paleozoicos de la Formación Chinchos (Devónico-Carbonífero) sobre areniscas y conglomerados del Triásico medio a superior (Estratos de El Mono). El cuerpo mineralizado se aloja principalmente en cuarcitas paleozoicas brechizadas a lo largo de la zona de falla NE y está dislocado por numerosas fracturas de dirección NW (N50-70°W). Las cuarcitas paleozoicas se acuñan contra la falla en la parte oriental del Cerro Chimberos. La zona brechizada y mineralizada en Chimberos varía desde rocas macizas silicificadas con fracturas centimétricas y brechizadas, hasta masas irregulares totalmente fragmentadas con bloques de roca de 30-40 cm de diámetro envueltos en una masa de fragmentos de tamaño 2 a 5 cm. Estas brechas virtualmente carecen de matriz y tienen abundantes espacios abiertos entre los clastos, los cuales están recubiertos por películas de limonitas y hematita.

El cuerpo mineralizado en Chimberos está totalmente oxidado, la plata se encuentra sólo en los minerales oxidados como cerargirita, yodargirita, argentojarosita y en trazas de plata nativa (Vila, 1991). Cabe señalar que Vila (1991) atribuyó a rocas sedimentarias triásicas como las huéspedes de la mineralización argentífera en Chimberos; sin embargo, una revisión detallada por los autores del presente trabajo permitió reconocer que, en realidad, la mayor parte del cuerpo de brecha se desarrolló en cuarcitas y metaconglomerados paleozoicos que subyacen



discordantemente a las rocas triásicas. El cuerpo de brecha, si bien está controlado principalmente por una falla inversa de rumbo NE y fracturas asociadas, se interpreta como el producto de un fracturamiento hidráulico irregular de las rocas en condiciones de poca presión confinante, lo cual resultó en espacios abiertos entre los fragmentos de roca. En Chimberos, la gran porosidad y permeabilidad de la brecha ha permitido una oxidación completa del cuerpo mineralizado.

La mena aurífera en el prospecto Esperanza es vetiforme y se asocia a los cuerpos de sílice oquerosa hospedados por rocas volcánicas alteradas del Mioceno inferior, particularmente en el sector denominado Arqueros por Vila (1991) donde se presentan una serie de vetas verticales de sílice oquerosa de rumbo N a NNE. Estas vetas muestran contenidos de oro de 1-3 g/t en superficie y de 10 g/t Au a profundidades de 20-40 m bajo la superficie. Los contenidos de plata oscilan entre 15 y 20 g/t aunque localmente alcanzan a 90 g/t. En profundidad el contenido de oro decrece y a los 70 m tiende a desaparecer junto con la aparición de una fina diseminación de pirita y calcopirita en los cuerpos silíceos. En el sector de Arqueros también se presentan minerales de plata conformando un cuerpo subhorizontal, de aproximadamente 40 m de potencia y 300 m de corrida, asociado a brechas dacíticas completamente alteradas a sílice oquerosa y alunita. Los minerales de plata consisten en argento-jarosita, electrum, y plata nativa y el contenido de plata varía entre 20 - 100 g/t, (Vila, 1991). Este cuerpo argentífero fue referido como estratiforme por Vila (1991) e interpretado como una capa de ignimbrita dacítica permeable que localizó la alteración hidrotermal y destruyó la textura original. Los estudios de los autores del presente trabajo indican, en cambio que el nivel subhorizontal de sílice oquerosa en Arqueros corresponde a brechas dacíticas constituyentes de la porción marginal de un domo dacítico que se formó centrado en la quebrada Carachitas. Por lo tanto, se trata de una bolsonada irregular mas que de un nivel estratigráfico.

Cuerpos vetiformes de sílice oquerosa también se han identificado en los sectores denominados Santa Rosa, Potosí y Huantajaya dentro de la zona alterada Esperanza (Vila, 1991). En general estos cuerpos tienen de 5 a 15 m de potencia y sus corridas varían entre 50 a 300 m. Anomalías geoquímicas de plata, plomo y zinc en suelos se

asocian espacialmente a estos cuerpos vetiformes (Vila, 1991).

Según Oviedo et al., (1991), en el yacimiento La Coipa la alteración predominante es silicificación con alteración argílica avanzada (alunita- caolinita) con cantidades subordinadas de dickita; la alunita está en vetillas tipo stockwork asociada a jarosita y escorodita; se reconoce una alteración supérgena dominante en jarosita-goethita con baritina y yeso. Estas características resultan claramente comparables con las del Prospecto Esperanza (Moscoso et al., 1992).

## Estructura

En el área del Prospecto Esperanza, se observan al menos cuatro sistemas de estructuras (Moscoso et al., 1992; Figs. 2 y 7). El más antiguo, con rumbo N a NNE, corresponde al de las fallas inversas de alto ángulo que monta la formación Sierra Aragonese sobre los Estratos del Mono, induciendo en éstos, pliegues isoclinales apretados de limbos casi verticales como los que se observan en el Sector Chimberos y la quebrada inmediatamente al norte del Campamento (Zamora y Vila, 1991). El Complejo Volcánico Cerros Bravos y el Prospecto Esperanza, así como, más al sur, el Complejo La Coipa, se desarrollaron sobre este sistema. Un segundo sistema con rumbo NNW corresponde a fallas verticales que cortan al anterior y afectan a las volcanitas del Complejo Volcánico Cerros Bravos. Este sistema está relacionado al patrón general del área (NNW) y parece haber controlado, en parte, el desarrollo del Complejo Volcánico Cerros Bravos. También controlaría, en parte, las alteraciones hidrotermales del sector Codocedo-Los Terneros así como, aquellas ubicadas entre las quebradas Cerros Bravos y La Coipa. Más al sur, un sistema similar controla la alteración del proyecto Torito. El tercer sistema, con rumbo N-S, es un conjunto de fracturas tensionales que controlan la alteración y mineralización de sector Arqueros-Huantajaya. Este sistema ya fue reconocido por Vila (1991) y Moscoso et al., (1992), es similar al descrito por Oviedo et al., (1991) para el cuerpo Ladera Farellón del yacimiento La Coipa. De acuerdo a Tosdal (1992) este sistema es el resultante del movimiento transcurrente dextral a lo largo de las fallas de dirección NW. El cuarto sistema (E-W), aparentemente el más joven, son fallas y fracturas



de poco desplazamiento que afectan preferentemente al sector Arqueros-Santa Rosa y parecen estar relacionados a movimientos de bloques. Este sistema, al igual que el anterior, es similar al descrito por Oviedo et al., (1991) para Coipa Norte.

## ESTUDIOS ISOTOPICOS DE Pb DE LA FRANJA DE MARICUNGA

### Introducción

Los análisis isotópicos realizados en muestras de varios depósitos de la Franja de Maricunga tienen como objetivo definir la fuente (s) de los minerales y evaluar el grado de interacción, si lo hay, de los fluidos hidrotermales con las unidades de rocas. Los estudios se realizaron en rocas de los distritos de Esperanza y La Coipa. En Esperanza se reportan 8 composiciones isotópicas de sulfuros de Pb y 2 de rocas volcánicas alteradas (Tabla 6, Fig. 10) y, en el distrito La Coipa, se presentan 8 composiciones isotópicas en sulfuros correspondientes a La Coipa, Can Can, Coipa Norte y Mina Coipa Vieja. También se presentan análisis (Tabla 6, Fig. 10) de los depósitos Marte (2 muestras) y La Pepa (1 muestra) otro análisis en una muestra del prospecto Aldebarán, en la parte sur de la Franja de Maricunga, permite una comparación entre las fuentes isotópicas de los sectores norte y sur de la franja. Adicionalmente se presentan los análisis de dos muestras de El Tambo en la franja de El Indio (Tabla 6) localizado alrededor de 350 km al sur; una muestra de El Hueso, (localizado unos 30 km al NW de Esperanza) yacimiento aurífero cercano al pórfido cuprífero de Potrerillos (Sillitoe, 1991) y dos análisis de vetas argentíferas paleocenas del área de Cachinal de la Sierra (Puig et al., 1988), aproximadamente 200 Km al NW de Esperanza. Los análisis isotópicos de las áreas fuera de la Franja de Maricunga son insuficientes para una discusión detallada y se incluyen sólo como referencia.

## Composiciones Isotópicas de Pb

### Minerales de mena

La composición isotópica para los sulfuros y rocas alteradas de los distritos Esperanza y La Coipa tienen rangos restringidos de  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18,505-18,612$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15,516-15,650$ , y  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38,604-38,786$  (Tabla 6). En los diagramas thorogénico ( $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  versus  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ) uranogénico ( $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  versus  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ) las composiciones forman un racimo (Figs. 10A y 10B). En el diagrama thorogénico (Fig. 10A) las composiciones isotópicas caen sobre el promedio de la curva de crecimiento cortical de Stacey y Kramers (1975), indicando así que la razón de tiempo promedio Th/U de los posibles reservorios es levemente superior a 3.8, el valor cortical promedio. En el diagrama uranogénico (Fig. 10B), la composición isotópica tiene una forma escalonada caracterizada por un rango limitado de valores de  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  (18.543-18.593) que comienza con composiciones  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  ligeramente bajas, o más primitivas, y se extiende hacia composiciones más radiogénicas que la curva de crecimiento cortical de Stacey y Kramers (1975). Una muestra de pirita de Can Can cae fuera de los escalones debido a su composición  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  más radiogénica (Fig. 10B). Una segunda muestra de pirita de Esperanza es menos radiogénica que el conjunto en términos de su valor  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ . Tres de las cuatro muestras de sulfuros de los depósitos de la parte sur de la Franja de Maricunga (Marte, La Pepa y Aldebarán) no se distinguen de aquellas del área Esperanza-La Coipa (Fig. 10, Tabla 6); la cuarta muestra, una pirita de un sondaje de la mina Marte, tiene composición  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  más radiogénica en  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  que el conjunto de sulfuros y es similar a la pirita de Can Can.

Los datos isotópicos del yacimiento El Hueso y las vetas argentíferas en Cachinal de la Sierra son similares a los del área Esperanza-La Coipa (Tabla 6) y no se muestra en las figuras 10A y 10B. En contraste, la composición isotópica para El Tambo en la Franja de El Indio se caracterizan por composiciones  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  levemente elevadas (18.62 - 18.66) y composiciones  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  y  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  muy similares (Fig. 11A y 11B, Tabla 6). La composición isotópica para sulfuros de Esperanza y La Coipa cae en campos levemente diferentes, con la composición isotópica de

Tabla 6.— Composiciones de isótopos de Pb para sulfuros y rocas alteradas de los depósitos epitermales de metales preciosos y pórfidos ricos en oro, del Oligoceno-Mioceno en las franjas de Maricunga y El Indio y otros depósitos del norte de Chile. Los errores en las composiciones individuales son mejores que 0.1% (2σ) con la excepción de la muestra marcada con (K) cuyo error es de 0.2% debido a la débil señal resultante de la pequeña muestra disponible. m = metros de profundidad en sondaje. \* = Procedimiento analítico según Wooden et al., (1992).

MUESTRAS	MINERAL/ROCA	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}^*$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}^*$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}^*$
<b>CERROS BRAVOS</b>				
<i>Esperanza</i>				
LES-77	Toba alterada	18.590	15.616	38.598
LES-96	Dacita alterada	18.566	15.613	38.584
<i>Arqueros</i>				
EZA-2	Pirita	18.612	15.650	38.755
EZA-2	Galena	18.593	15.628	38.679
EZA-1 255 m	Pirita	18.577	15.645	38.665
EZA-3 260 m	Pirita	18.592	15.650	38.641
EZA-3 132 m	Pirita	18.592	15.650	38.688
<i>Potosí</i>				
LES-130	Pirita	18.527	15.627	38.587
LES-185	Pirita	18.549	15.629	38.623
<i>Chimberos</i>				
LES-10	Pirita	18.572	15.624	38.598
<b>AREA LA COIPA</b>				
Coipa Norte	Pirita/esfalerita	18.635	15.647	38.750
Can Can	Pirita	18.744	15.645	38.786
Farellon	Pirita	18.576	15.616	38.576
FAR-1	Calcedonia Negra	18.577	15.612	38.563
FAR-2	Calcedonia Negra	18.602	15.628	38.623
FAR-3	Calcedonia Negra	18.586	15.616	38.577
La Coipa Vieja	Pirita	18.552	15.620	38.591
La Coipa Vieja	Galena	18.561	15.641	38.653
<b>AREA POTRERILLOS</b>				
El Hueso (K)	Pirita	18.595	15.630	38.569
<b>CACHINAL</b>				
Area El Soldado	Galena	18.592	15.639	38.630
Cachinal	Galena	18.566	15.630	38.618
<b>SECTOR SUR</b>				
<i>Marte</i>				
Marte	Pirita	18.598	15.627	38.647
SM-07-263m	Pirita	18.675	15.639	38.713
<i>La Pepa</i>				
PEP-2	Enargita	18.573	15.637	38.652
<i>Aldebaran</i>				
Aldeb	Enargita	18.599	15.635	38.641
<b>AREA EL INDIO</b>				
<i>El Tambo</i>				
El Tambo	Enargita	18.627	15.615	38.566
El Tambo	Pirita	18.657	15.634	38.643



Esperanza caracterizada por valores de  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  y  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  levemente altos, para un valor dado de  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ , que aquellos de La Coipa (Fig. 11A y 11B). Además, en cada distrito parece existir un vacío en los valores  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  y los datos presentes sugieren que pueden existir dos subgrupos de valores  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  en cada distrito. En el área de Esperanza las muestras con composiciones  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  elevadas son piratas de sondajes en Arqueros (Vila, 1991); galena recuperada de un sondaje de Arqueros cae en el campo inferior. Muestras de Potosí y Chimberos (Vila, 1991) junto con galena de Arqueros forman el campo inferior.

En el distrito La Coipa, el campo inferior lo forman pirita diseminada (1 muestra) adyacente a vetas de calcedonia negra (3 muestras) que cortan a rocas sedimentarias triásicas en el sector de la veta Farellón (La Coipa), y pirita de una veta de la mina Coipa Vieja que corta un domo dacítico, en tanto que el campo superior lo forman pirita y esfalerita de La Coipa Vieja, Can Can y Coipa Norte. Además, las composiciones isotópicas en sulfuros, de Esperanza, tienen valores más altos de  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  y  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  que las rocas volcánicas que hospedan los depósitos.

Es importante señalar que los campos isotópicos para Esperanza y La Coipa se traslapan dentro de los límites del error analítico (Fig. 11). Sin embargo, parecen ser datos suficientes para concluir, tentativamente, que los campos definidos en las figuras 11A y 11B persistirán con datos adicionales. En contraste, el vacío en la composición  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  en los distritos de Esperanza y La Coipa probablemente no es real y es razonable suponer que con una mayor cantidad de análisis este vacío desaparezca.

## Rocas de caja

El estudio de las rocas de caja tiene por objetivo caracterizar los posibles reservorios que pueden haber contribuido con Pb a los depósitos minerales. Se muestrearon todas las unidades aflorantes alrededor del Complejo Cerros Bravos, incluso se consideraron muestras del sector del río Copiapó distante 130-180 km al suroeste y al sur. Datos adicionales se disponían en McNutt et al., (1979). En el caso de las rocas ígneas, los datos de isótopos de Pb pueden ser usados para inferir información tocante a su región(es) fuente(s) dentro de la columna litosférica, que puede (o no)

haber estado aportando durante la evolución de las rocas del Oligoceno superior-Mioceno y sus minerales de mena asociados.

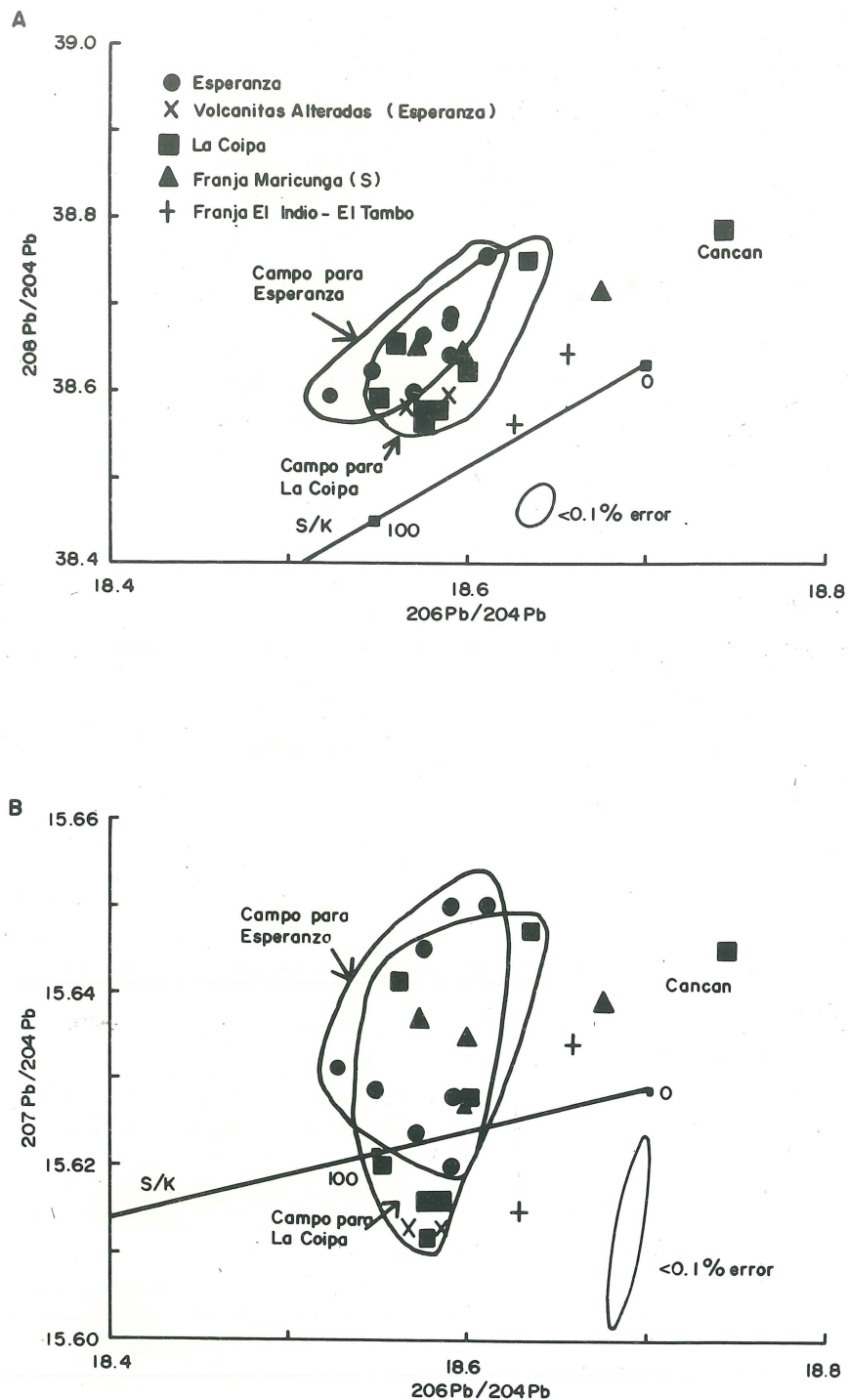
Las rocas analizadas incluyen: (1) 26 muestras de rocas plutónicas y volcánicas paleozoicas (pérmicas), mesozoicas y cenozoicas; (2) 44 rocas volcánicas del Oligoceno y Mioceno que hospedan los depósitos minerales en la Franja de Maricunga, muchas de las cuales son del Complejo Cerros Bravos (Moscoso et al. 1992); y (3) 20 rocas sedimentarias y metasedimentarias del Paleozoico superior al Jurásico que afloran en las inmediaciones del complejo Cerros Bravos (Tosdal et al. 1992). Se dispone además de datos para rocas volcánicas terciarias y cuaternarias de la "Central Volcanic Zone" (C.V.Z) ubicados principalmente al norte de la Franja de Maricunga (McNutt et al., 1979; Harmond et al., 1984; Davidson et al., 1990; Worner et al., 1991) y también hacia el sur, alrededor de El Indio y hacia el este en Argentina (Abbruzzi y Kay, 1992). Los campos definidos por las composiciones isotópicas de estas rocas se muestran en las Fig. 10A y 10B, pero no se incluye la tabla de datos. La discusión detallada de estas unidades va más allá de este trabajo y será objeto de trabajos futuros.

## Discusión

MacFarlane et al., (1990) dividió los depósitos minerales de los Andes Centrales en tres provincias basados en los rangos de composición de los isótopos de Pb dentro de las distintas áreas geográficas. Aquí sólo interesa la provincia I, que incluye la mayoría de los arcos pluto-volcánicos mesozoicos y cenozoicos de los Andes centrales, y que a su vez es subdividida en tres subprovincias (Ia, Ib, Ic). La subprovincia Ia incluye las franjas de Maricunga y El Indio así como los otros depósitos minerales aquí estudiados y las composiciones isotópicas de los sulfuros del Oligoceno-Mioceno aquí reportados caen dentro del rango composicional isotópico de la subprovincia Ia.

## Fuentes de metales en depósitos minerales

En el diagrama tiorogénico (Fig. 10A), los sulfuros de la Franja de Maricunga caen dentro del campo para las rocas volcánicas de los complejos Cerros Bravos y La Coipa, así como las rocas de los volcanes del Mioceno medio de más al sur. Las



**Figura 10.**— Diagramas de variación isotópica de los isótopos de Pb para sulfuros de la Franja de Maricunga. (A) Thorogénico (B) Uranogénico. (1) Rocas volcánicas del Oligoceno-Mioceno del área de Maricunga. (2) Rocas volcánicas del Cenozoico inferior. (4) Granitoides y riolitas del Pérmico y Triásico. (5) Rocas sedimentarias del Paleozoico superior-Mesozoico. (6) Sulfuros de la Franja de Maricunga. La data isotópica en tabla 6. Definición de los campos según los datos isotópicos de McNutt et al. (1979), Puig (1988) y Tosdal, R.M. (en prep.). S/K es la curva promedio de Stacey y Kramers (1975). Las elipses de error representan el máximo error al 95% de confianza ( $2\sigma$ ).



rocas volcánicas del Terciario y Cuaternario se extienden hacia valores altos  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  y  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  a lo largo de tendencias subparalelas a la curva promedio de crecimiento cortical, en tanto que las rocas ígneas mesozoicas y del Terciario inferior y las muestras de sulfuros asociados tienen valores menos radiogénicos, consistentes con sus edades respectivas. El campo de los sulfuros del Oligoceno-Mioceno (Fig. 10A), también traslapa a la parte menos radiogénica del campo de los granitoides y riolitas permo-triásicos y del campo de las rocas sedimentarias paleozoicas y mesozoicas. En este último campo, las rocas sedimentarias con composiciones isotópicas menos radiogénicas son paleozoicas, las rocas triásicas tienen composiciones intermedias y las rocas jurásicas tienen las composiciones isotópicas más radiogénicas en términos de sus  $^{26}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ . Así, en sulfuros la mena de Pb thorogénica es evidentemente, altamente cortical en origen y similar a todas las rocas presentes en la región. Como composición isotópica de rocas y sulfuros caen levemente sobre la curva de crecimiento cortical, una razón Th/U levemente mayor que 3.8 puede caracterizar su(s) fuente(s). El modelo plumbotectónico de Zartman y Doe (1981) sugiere que un pequeño componente de Pb de un reservorio de tipo corteza inferior está presente en rocas y sulfuros.

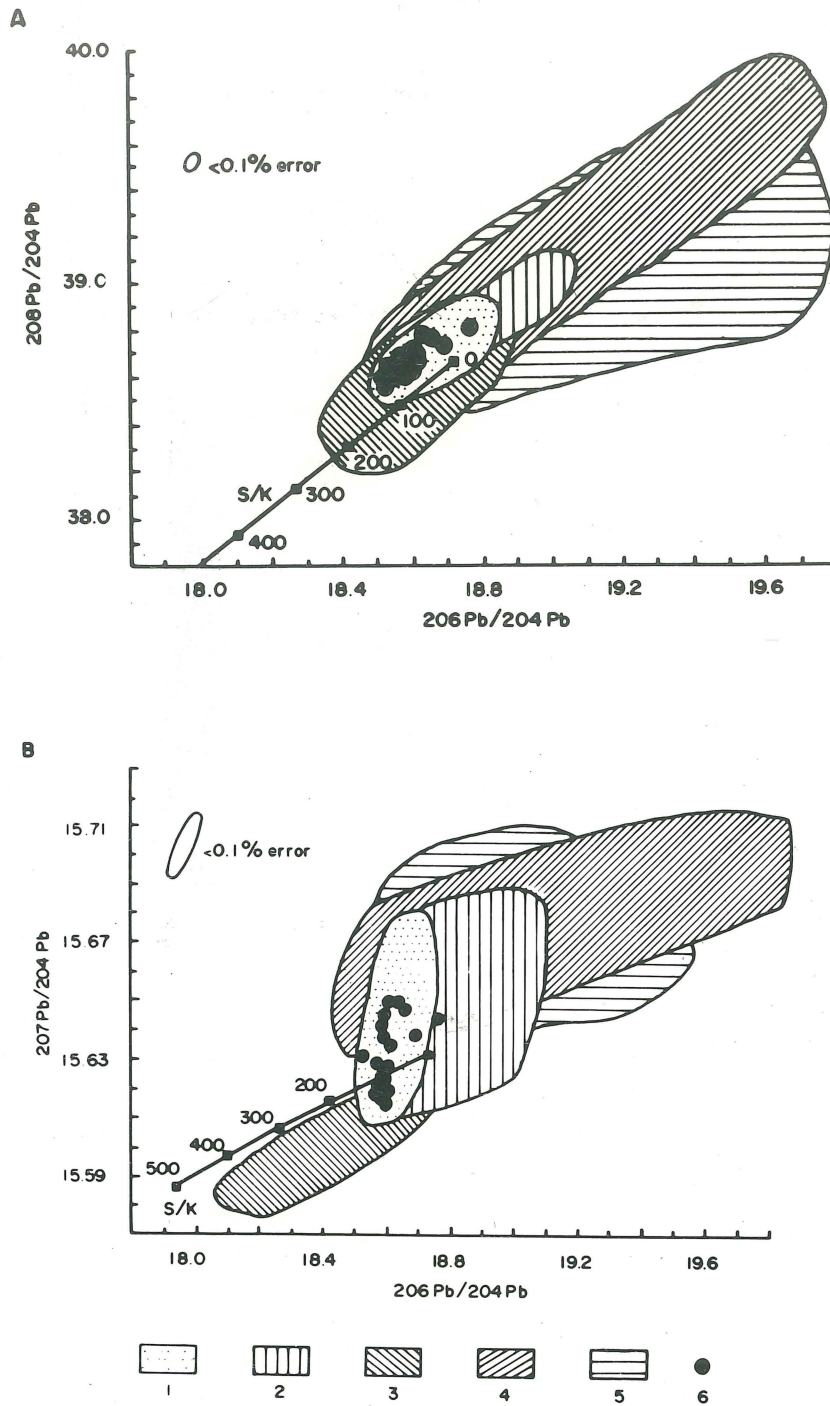
La composición uranogénica para sulfuros en la franja de Maricunga es generalmente más restringida pero, también siguen el escalonado definido por las rocas de los complejos volcánicos miocénicos de la parte sur de la franja (Fig. 10B). El campo de las rocas volcánicas cae en la parte menos radiogénica (bajo  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ) del campo para las rocas volcánicas del Cenozoico superior de la CVZ de los Andes centrales y generalmente extiende el vacío entre el campo de los granitoides y riolitas permo-triásicas y el campo de las rocas ígneas y sulfuros asociados del Mesozoico medio al Cenozoico inferior. Las composiciones isotópicas de los sulfuros de edad Oligoceno-Mioceno de la Franja de Maricunga caen entre estos campos. Las rocas sedimentarias del Paleozoico superior al Jurásico definen un campo que se traslapa con el de los sulfuros del Oligoceno superior-Mioceno sólo a valores más radiogénicos de  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ . En conjunto, los datos isotópicos indican que el componente dominante de Pb en los sulfuros de los depósitos estudiados se derivó de las rocas volcánicas e hipabisales oligocénicas y miocénicas, con las cuales los depósitos están asociados. Las

desviaciones de las composiciones isotópicas de Pb en sulfuros del sector más pronunciado hacia valores  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  más radiogénicos indican que probablemente hay una componente de la roca de caja incorporado en el mineral. Las rocas sedimentarias triásicas y en menor medida los granitoides pérmicos y los granitos y riolitas permo-triásicos son las fuentes potenciales cercanas a la superficie para la contaminación por Pb. La elevada composición  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  en piritas de Can Can parece mejor explicada por el retiro de algo de Pb de las rocas de caja triásicas durante la circulación hidrotermal. Estas rocas son los mejores huéspedes para el depósito (Oviedo et al., 1991).

### Fuentes de Pb en las rocas del Oligoceno-Mioceno

De la discusión precedente, parece claro que el Pb de los depósitos de la Franja de Maricunga se derivó en principio de las rocas volcánicas del Oligoceno superior-Mioceno que hospedan estos depósitos. De modo que es necesario consignar si los datos isotópicos de Pb pueden o no restringir la generación de esas rocas.

Como se evidencia en la Fig. 10B, las composiciones uranogénicas de las rocas ígneas en la región de Maricunga varían con el tiempo y el marco tectónico. Las rocas ígneas pérmicas y triásicas tienen composiciones isotópicas radiogénicas que caen sobre él la curva promedio de crecimiento cortical de Stacey y Kramers (1975). Pb de una fuente alto  $\mu$  (U/Pb), o Proterozoico, debe haber sido incorporado en esas rocas durante su génesis y/o emplazamiento. Así, su composición isotópica refleja fuertemente la influencia de reservorios radiogénicos o de tipo corteza superior (Zartman y Doe, 1981). Por otra parte, las rocas del Jurásico, Cretácico y Terciario inferior de la región tienen composiciones isotópicas que generalmente caen bajo la curva promedio de crecimiento cortical. Los sulfuros de los depósitos de esa edad en la región al oeste del distrito Maricunga también caen dentro de ese campo (Puig, 1988). La composición isotópica probablemente refleja la litósfera máfica de la región de generación magmática, modificada por procesos de subducción ocurridos debajo del borde de Chile en el Mesozoico y Cenozoico inferior. Los presentes datos son insuficientes para aseverar una modificación de este reservorio por la



**Figura 11.**— Diagramas ampliados de la variación isotópica de Pb para las composiciones thorogénicas (A) y uranogénicas (B) de los sulfuros de los distritos Esperanza y la Coipa, y de los depósitos de la parte sur de la Franja de Maricunga y de la Franja de El Indio. Datos isotópicos en tabla 6. S/K curva promedio de Stacey y Kramers (1975). Las elipses de error representan el máximo error al 95% de confianza ( $2\sigma$ ). Simbología en (A).



entrada de material radiogénico de la corteza superior.

En la Franja de Maricunga, Pb thorogénico de las principales unidades de rocas son globalmente similares, de modo que las rocas del Mesozoico y Cenozoico inferior tienden a tener menor composición de Pb radiogénico. A pesar de eso, las unidades de rocas muestran la influencia de un reservorio cortical que tuvo un componente de Pb derivado de una(s) fuente(s) caracterizadas por Th/U levemente alta, o una(s) fuente(s) con una influencia de tipo Pb de la corteza inferior (Zartman y Doe, 1981). Composiciones de Pb uranogénico para las rocas volcánicas del Oligoceno superior-Mioceno forman una pendiente fuerte que indica una tendencia de mezcla entre fuentes litosféricas máficas menos radiogénicas, características de la región y representada por las rocas y menas del Mesozoico y Cenozoico inferior, y una fuente cortical radiogénica representada por las rocas permicas y triásicas. Tendencias de mezcla similares son comunes en rocas de la CVZ (Harmon et al., 1984; Davidson et al., 1990) y, aparentemente, también caracteriza a algunas rocas ígneas del Paleoceno-Eoceno en la región (Tilton et al., 1981; Williams y Bouse-Schaeneman, 1992).

En las rocas volcánicas, tres modelos, cada uno de los cuales es una variación del otro, pueden explicar la tendencia de mezcla. En un modelo, magmas primarios y menas asociadas son derivadas de una fuente enriquecida en el manto litosférico, tal vez, con algo de entrada de material subductado, ya sea basáltico o sedimentario (McNutt et al., 1979; Mukasa, 1986; Mukasa et al., 1990). Composiciones isotópicas de Pb cortical radiogénico se agregan a los magmas, ya sea durante el ascenso o mientras está residiendo en la cámara magmática cortical, por la asimilación de material radiogénico. Un segundo modelo considera la estadía en la interfase manto-corteza de un magma basáltico derivado de una placa oceánica subductada en la sobreyacente placa continental (Hildreth y Moor bath, 1988). Nuevos magmas se generan entonces por la fusión de las rocas de esa parte de la litósfera. Las composiciones isotópicas de estos nuevos magmas son interpretadas como que han sido homogenizadas en ese tiempo y representan mezclas de pequeñas cantidades de material generado en la subducción, que tiene características de basaltos oceánicos, y material con características isotópicas corticales (Hildreth y

Moor bath, 1988). La asimilación de rocas con composiciones isotópicas corticales más radiogénicas como aquellas de las rocas del Oligoceno-Mioceno de la Franja de Maricunga, presumiblemente exudadas durante el ascenso o residencia en una cámara magmática de la corteza superior antes de la erupción o emplazamiento. Generalmente se atribuye a los magmas ascendentes a través de una corteza gruesa, el sacar Pb cortical radiogénico (Tilton et al., 1981; Worner et al., 1991), el que, en la región de Maricunga, comenzó a engrosar durante la deformación compresiva del cretácico y continuó engrosando en diferentes oportunidades en el cenozoico (Moscoso y Mpodozis, 1988; Jordan y Gardeweg, 1991).

Un tercer modelo es una leve modificación del segundo descrito arriba. En este escenario, los magmas generados en la interfase corteza-manto pueden no ser isotópicamente homogéneos, al contrario, son isotópicamente heterogéneos y los magmas ascienden a la superficie antes de completar su homogenización isotópica. Así, la influencia de fuentes corticales múltiples puede ser preservada. Una fuente fue probablemente el material litosférico máfico radiogénico (mu alto) del cual se derivaron los gabros y monzodioritas pérmicos. Cortas deformaciones del Eoceno y más antiguas que engrosaron tectónicamente la corteza en el Chile norte y central pueden haber agregado este material a la zona de generación de magmas en la interfase manto-corteza. Fuente(s) adicional (es) deben haber sido la corteza inferior máfica y el manto subcortical del cual se han generado los magmas cenozoicos típicos. Nuevamente la heterogeneidad en la composición isotópica de Pb en la Franja de Maricunga puede haber sido realizada durante el pasaje del magma a través de la corteza engrosada. Ninguna de las explicaciones para la tendencia de mezcla observada en las rocas volcánicas del Cenozoico superior es única y completa, ya que la composición isotópica de Pb cortical dominante requiere una gran componente de material cortical en los magmas. Así, para el Pb en las rocas ígneas y sus depósitos minerales dos o más modelos de escenarios parecen ser los más plausibles. Además, la evidencia de una tendencia de mezcla en las rocas del Paleoceno (Williams y Bouse-Schaeneman, 1992) sugiere que la mezcla de material máfico subcortical y material cortical radiogénico puede haber sido un fenómeno generalizado en los arcos magmáticos cenozoicos en los Andes chilenos y no un fenómeno que llegó a ser importante en el Cenozoico superior después



que la gruesa raíz cortical fue formada (e.g. Worner et al., 1991).

## Conclusiones

En los depósitos de metales preciosos del Oligoceno y Mioceno de la Franja de Maricunga, el Pb es dominado por fuentes como las rocas ígneas huéspedes. Los limitados datos indican también que otras rocas huéspedes, como las sedimentarias triásicas, pueden localmente, haber contribuido Pb durante la circulación hidrotermal en el ambiente cercano a la superficie. Además, allí parece haber una muy leve, pero probablemente significativa diferencia en la composición isotópica de los sulfuros de los distritos de Esperanza y La Coipa. En el distrito Esperanza, el Pb tiene aparentemente una gran componente de Pb aportado por una(s) fuente(s) caracterizada(s) por unas razones Th/U y U/Pb levemente más elevadas que en el distrito La Coipa. A su vez, las composiciones isotópicas de la Franja de Maricunga son, levemente menos radiogénicas, en términos de sus razones  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ , que aquellas sugeridas por los pocos datos de la región de El Indio. El significado de las diferencias es desconocida.

Por último, la fuente del Pb en los depósitos minerales esta ligada a la fuente de Pb en las rocas ígneas huéspedes. Los isótopos de Pb prueban que las rocas volcánicas son una mezcla de manto subcortical máfico o material cortical y material cortical radiogénico. El mecanismo de incorporación y mezcla puede ser explicado por numerosos modelos. Sin embargo, es claro que en esta región las rocas ígneas del Oligoceno-superior y Mioceno están fuertemente influenciadas por material cortical y no son muy diferentes de muchas de las rocas ígneas mesozoicas de los Andes Centrales.

## PROCESAMIENTO DIGITAL DE IMAGENES TM

El procesamiento digital de imágenes Landsat TM se realizó para resaltar las características litológicas y geomorfológicas de las unidades presentes en la Franja de Maricunga especialmente de aquellas con áreas alteración hidrotermal. Para

ello se contó con dos imágenes Landsat TM (P-233/R-78 y P-233/R-79) que abarcaban completamente el área de estudio. Si bien en la Franja de Maricunga eran conocidas las zonas de alteración hidrotermal y más de una decena de prospectos y yacimientos, esta fue una excelente oportunidad de probar las bondades de la teledetección para un área con numerosos depósitos epitermales asociados a volcanismo. Durante el presente proyecto se han preparado los siguientes productos para el área: 1) Imágenes Falso Color Compuesto (FCC) de tres bandas a escala 1:250.000. 2) Imágenes Blanco y Negro (B/W) de una sola banda a escala 1:250.000. 3) Imágenes color compuesto de Razones (cuocientes) de Bandas (CRC) a escalas 1:50.000 y 1:250.000. 4) Imágenes de Componentes Principales (PC) de varios sectores con zonas de alteración hidrotermal.

## Metodología

El procesamiento digital de imágenes se llevó a cabo teniendo como objetivo principal el destacar lo mejor posible las áreas con alteración hidrotermal por lo que la selección de los componentes para obtener las imágenes de falso color, razones de bandas y componentes principales, se realizó en base al conocimiento geológico del área y a la realización de múltiples combinaciones y evaluaciones de los datos espectrales y estadísticos que permitieran maximizar el contraste espectral en las litologías conocidas. Numerosas muestras representativas fueron colectadas para análisis espectral en laboratorio. Los análisis sólo estuvieron disponibles después de impresas las imágenes correspondientes.

Las rocas alteradas hidrotermalmente se caracterizan por la presencia de minerales con radical AL-OH (limonita, caolinita, jarosita) y radical  $\text{Fe}^{3+}$  (limonita, geothita) y por lo tanto, en la imagen aparecen de colores rojo, amarillo, verde o blanco, dependiendo de la intensidad relativa de absorción, dado que números digitales (DN) altos causan alta intensidad de color y DN bajos causan baja intensidad. En el caso de las imágenes FCC se seleccionó la composición TM5, TM4, TM3 (RGB) porque permitía un buen contraste entre las rocas alteradas hidrotermalmente, (Cuitiño y Moscoso, 1991) las unidades volcánicas, y el basamento. También resultaron útiles las imágenes de las combinaciones (RGB) (TM7, TM4, TM1), (TM7,



TM4, TM2), y (TM5, TM4, TM1) que permiten distinguir mejor algunas unidades litológicas. La imagen B/N de la banda TM4 resultó útil para discriminar las principales estructuras presentes en el área.

La imagen color compuesto de razones de banda (CRC) seleccionada fue TM5/TM7, TM5/TM4, TM5/TM1 (RGB). La razón 5/7 indica la absorción del radical AL-OH; las razones TM 5/4 en azul y TM5/1 en verde indican absorción del radical Fe<sup>3+</sup>. Así, en la región de Maricunga, las zonas de alteración fueron destacadas perfectamente (Cuitiño y Moscoso, 1991, Eiswerth et al., 1991). El color blanco o amarillo pálido reflejan la presencia de sílice, alunita, jarosita y caolinita, en tanto que los colores amarillo ocre y rojizos indican la presencia de jarosita y limonitas. Del mismo modo, de acuerdo a Cuitiño y Moscoso (1991) en el sector Esperanza-La Coipa la metodología permitió distinguir claramente la diferencia entre un pórfido alterado (rosado) y uno fresco (verde) y entre una toba fuertemente silicificada y argilizada (blanca) de la que sólo presenta argilización (amarilla).

### Conclusiones

La aplicación de las metodologías de la teledetección en la zona de Maricunga, demostró ser una herramienta eficaz para la exploración de minerales ya que permitió destacar plenamente las zonas de alteración hidrotermal presentes en el área y permite la elaboración preliminar de mapas de alta confiabilidad y precisión a escala regional (1:50,000 a 1:250,000). La interpretación de las imágenes FCC, CRC, PC, obtenidas luego del análisis digital permitieron, tanto en conjunto como por separado, una clara distinción de las unidades alteradas al paso que aportaban información de la composición mineralógica probable. La combinación FCC TM5, TM4, TM3 (RGB) resultó la más conveniente para la distribución de las unidades geológicas en el Prospecto Esperanza y el yacimiento La Coipa y en general para las dos imágenes consideradas; sin embargo, las combinaciones FCC de las bandas TM5, TM4, TM1; TM7, TM4, TM1 y TM7, TM4, TM2 (RGB) resulta también adecuadas para realzar algunas unidades litológicas en particular.

Las razones de bandas TM5/7, TM5/1, TM5/4 (RGB) demostraron ser las más útiles para delimitar y destacar las rocas alteradas al acentuar el contraste con las rocas circundantes no alteradas y además proporcionan una herramienta para la interpretación de la litología y mineralogía probable de encontrar.

El análisis por componentes principales (PC) demostró también ser una herramienta eficaz para destacar las diferentes zonas con alteración hidrotermal; con este método los resultados pueden, en la zona de Maricunga, ser considerados excelentes si se toma en cuenta que no es necesario un mayor conocimiento del terreno. Desde este punto de vista el procedimiento de clasificación de los datos generados en la transformación (PC) es un excelente discriminante y puede proporcionar rápidamente imágenes adecuadas para iniciar la exploración del área.

### AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen a la Compañía Minera Anglo American Chile que facilitó gentilmente las instalaciones del campamento en el Prospecto Esperanza y especialmente a su gerente de Exportaciones, señor Tomás Vila G., quién en terreno nos introdujo versadamente en la geología de los diferentes prospectos. Del mismo modo, se agradece a las Compañías Mantos de Oro, Olacer Dome, Chevron, Minera Horus, Sociedad Minera Vilacollo, Gordía y Cía., Homestake, Codelco Andina, Sociedad Minera Pudahuel y Sociedad Minera Maipo que permitieron visitas a sus yacimientos y prospectos.

### REFERENCIAS CITADAS

Abbruzzi, J.M., y Kay, S.M., 1992, Nonradiogenic Pb and Sr isotopic compositions of Mio-Pliocene volcanic rocks over the shallow subduction zone, in the Central Andes (28° to 33°S) [abs.]: Geological Society of America Abstracts with Programs, v. 24, N° 7, p. A215-A216.

- Aguilar, A., 1984, Geología de los cuadrángulos Cerro Vicuña y Salar de Maricunga, III Región de Atacama-Chile: Antofagasta, Universidad del Norte, Departamento de Geociencias, Memoria de Título, inédito, 164 p.
- Antonioletti, R., 1972, Los climas del Norte Chico, in Características climáticas del Norte Chico (26°-36°S): Instituto de Investigaciones de Recursos Naturales (IREN), p. 1-19.
- Bell, M., 1985, The Chinchas Formation, An early Carboniferous lacustrine succession in the Andes of Northern Chile: *Revista Geológica de Chile*, v. 24, p. 29-48.
- Cisternas, M.E., 1977, Estudio geológico del flanco occidental de la Cordillera Claudio Gay: El sector de La Ola, al sur de Pedernales (26\_30'S), III Región, Chile: Santiago, Universidad de Chile, Departamento de Geología, Memoria de Título, inédito, 152 p.
- Cisternas, M.E., y Vicente, J. C., 1976, Estudio geológico del sector de Las Vegas de San Andrés (Prov. de Atacama): Santiago, Congreso Geológico Chileno N° 1, Actas, v. 1, p. A227-A252.
- Cisternas, M.E., y Oviedo, L., 1979, Perfil tectónico-estratigráfico en la precordillera de Atacama y flanco occidental de la Cordillera Claudio Gay, en la latitud 26°40'S, III Región, Chile: Arica, Congreso Geológico Chileno, N° 2, Actas, v. 1, p. B79-B97.
- Clark, A.H., Mayer, A.B.S., Mortimer, C., Sillitoe, R.H., Cooke, R.U., y Snelling, N.J., 1967a, Implications of the isotopic ages of ignimbrite flows, southern Atacama Desert, Chile: *Nature*, v. 15, p. 723-724.
- Clark, A.H., Mayer, A.B.S., Mortimer, C., Sillitoe, R.H., Cooke, R.U. y Snelling, N.J., 1967b, Relationships between supergene mineral alteration and geomorphology, southern Atacama Desert, Chilean interim report: *Transactions, Institution of Mining and Metallurgy Bull.*, v. 76, N° 726, Sector B, p. B89-B96.
- Cornejo, P., y Mpodozis, C., 1991, Informe geológico preliminar región Salar de Maricunga-Cerros Bravos: Servicio Nacional de Geología y Minería, Proyecto CODELCO-SERNAGEOMIN, inédito, 56 p.
- Cuitiño, L., y Moscoso, R., 1991, Aplicación de Sensores Remotos en Prospecto Esperanza, Franja Maricunga Norte de Chile: La Paz, Seminario Taller Percepción Remota Aplicada a la Investigación Geológica, Resúmenes, 231 p.
- Dalrymple, G.B., y Lanphere, M.A., 1969, Potassium-argon dating principles, techniques, and applications to geochronology: San Francisco, W.H. Freeman Co., 258 p.
- Dalrymple, G.B., y Lanphere, M.A., 1971,  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  technique of K-Ar dating: a comparison with conventional technique: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 12, p. 300-308.
- Dalrymple, G.B., y Lanphere, M.A., 1973,  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  age spectra of some undisturbed terrestrial samples: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 38, p. 715-738.
- Davidson, J., McMillan, N.J., Moorbath, S., Worner, G., Harmon, R.S., y Lopez-Escobar, L. 1990, The Nevados de Payachata volcanic region (18°-S/69°W N. Chile) II. Evidence for widespread crustal involvement in Andean Magmatism: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 105, p. 415-432.
- Davidson, J., y Mpodozis, C., 1991. Regional setting of epithermal gold deposits, Chile: *Economic Geology*, v. 86, p. 1174-1186.
- Dostal, J., Zentilli, M., Caelles, J.C., y Clark, A.H., 1977, Geochemistry and origin of volcanic rocks of Andes (26-28°S): *Contribution to Mineralogy and Petrology*, v. 63, p. 161-173.
- Eiswerth, B.A., and others, 1991, Use of Landsat Thematic Mapper images for studying volcanic-rock hosted precious-metal deposits in the central Andes region [abs.]: U.S. Geological Survey Research on Mineral Resources-1991, Programs and Abstracts, Circular 1062, p. 21.



- Gill, J.B., 1981, Orogenic andesites and plate tectonics: Berlin, Springer Verlag, 387 p.
- Godoy, E., y Davidson, J., 1976, Pilares tectónicos en compresión de edad Mioceno Superior en los Andes del Norte de Chile (22°-30° Latitud Sur): Santiago, Congreso Geológico Chileno N° 1, Actas, v.1, p. B87-B103.
- Gulson, B.L., 1986, Lead isotopes in mineral exploration: Amsterdam, Elsevier, 245 p.
- Harmon, R.S., Barreiro, B.A., Moorbath, S., Hoefs, J., Francis, P.W., Thorpe, R.S., Deruelle, B., McHugh, J., y Viglino, J.A., 1984, Regional O-, Sr-, and Pb-isotope relationships in late Cenozoic calc-alkaline lavas of the Andean Cordillera: Journal of the Geological Society of London, v. 41, p. 803-822.
- Heald, P., Foley, F., y Hahyba, D.O., 1987, Comparative anatomy of volcanic-hosted epithermal deposits: acid-sulfate and adularia-sericite types: Economic Geology, v. 82, p. 1-26.
- Hedenquist, J.W., 1987, Mineralization associated with volcanic-related hydrothermal systems in the circum-Pacific basin: Singapore Circum-Pacific Energy Mineral Resources Conference, 4th, Transactions, p. 513-524.
- Hildreth, W. y Moorbath, S., 1988, Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of Central Chile: Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 98, p. 435-489.
- Ingamells, C.O., 1970, Lithium metaborate flux in silicate analysis: Analytica Chimica Acta, v. 52, p. 323-334.
- Irvine, T.N., y Baragar, W.R.A., 1971, A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks: Canadian Journal of Earth Sciences, v. 8, p. 523-548.
- Jensen, O., 1976, Geología de las nacientes del río Copiapó entre los 27°53' y 28°20' Lat. sur, provincia de Atacama, Chile: Santiago, Universidad de Chile, Departamento de Geología, Memoria de Título, inédito, 299 p.
- Jordan, T.E., y Gardeweg, M., 1989, Tectonic evolution of the late Cenozoic Central Andes (20°-33°S), in The evolution of the Pacific Ocean margin, Ben-Avraham, Zvi, ed.: New York, Oxford University Press, p. 193-207.
- Kay, S. M., MaksaeV, V., Mpodozis, C., Moscoso, R. y Nasi, C., 1987, Probing the Andean lithosphere: Mid-Late Tertiary magmatism in Chile (29-30°S) over the zone of subhorizontal subduction: Journal of Geophysical Research, v. 92, p. 6173-6189.
- Kay, S.M., MaksaeV, V., Moscoso, R., Mpodozis, C., Nasi, C., y Gordillo, C.E., 1988, Tertiary Andean magmatism in Chile and Argentina between 28° and 33°S: correlation of magmatic chemistry with a changing Benioff zone: Journal of South American Earth Sciences, v. 1, p. 21-38.
- Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., y Zanettin, B., 1986, A chemical classification of volcanic rocks based on the total Alkali - Silica diagram: Journal of Petrology, v. 27, part 3, p. 745-750.
- Le Huray, A.P., Caulfield, J.B.D., Rye, D.M., y Dixon, P.R., 1987, Basement controls on sediment-hosted Zn-Pb deposits: A Pb isotope study of Carboniferous mineralization in central Ireland: Economic Geology, v. 82, p. 1695-1709.
- Llaumet, C., y Henriquez, F., 1976, Faja mineralizada de oro - plata-cobre-arsénico en la Cordillera Andina de las III y IV Región de Chile: Santiago, Congreso Geológico Chileno N° 1, Actas, v. 2, p. E175-E191.
- MacFarlane, A.W., Marcel, P., Le Huray, A.P., y Peterson, U., 1990, Lead isotope provinces of the Central Andes inferred from ores and crustal rocks: Economic Geology, v. 85, p. 1857-1880.
- MaksaeV, V., Moscoso, R., Mpodozis, C., y Nasi, C., 1984, Las unidades volcánicas y plutónicas del Cenozoico superior en Alta Cordillera del Norte Chico (29-31°S): geología, alteración hidrotermal y mineralización: Revista Geológica de Chile, N° 21, p. 11-51.

- McKee, E.H., y Klock, P.R., 1979, K-Ar ages of basalt sills from Deep Sea Drilling Project sites 444 and 446, Shikoku Basin and Daito Basin, Phillipine Sea: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, G. de Vries Klein, and K. Kobayashi, eds., Washington D.C., v. 58, p. 921-922.
- McNutt, R.H., Clark, A.H., y Zentilli, M., 1979, Lead isotopic compositions of Andean igneous rocks, latitudes 26° to 29°S; Petrologic and metallogenic implications: *Economic Geology*, v. 74, p. 827-837.
- Mercado, M., 1982, Geología de la Hoja Laguna del Negro Francisco: Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, N° 56, 73 p.
- Mortimer, C., 1969, The geomorphological evolution of the southern Atacama Desert, Chile: University of London, unpublished Ph.D. thesis, 283 p.
- Mortimer, C., 1973, The Cenozic history of the Southern Atacama Desert, Chile: *Journal of the Geological Society of London*, v. 129, p. 505-526.
- Moscoso, R., y Mpodozis, C., 1988, Estilos estructurales en el Norte Chico de Chile, regiones de Atacama y Coquimbo: *Revista Geológica de Chile*, v. 15 (2), p. 151-166.
- Moscoso, R., Díaz, F., Cuitiño, L., y Maksaev, V., 1991, Mineralización de metales preciosos y volcanismo neógeno en los Andes del Norte de Chile (26°-28°L.S): el Prospecto Esperanza: Lima, en Seminario-Taller Procesos Formadores de Depósitos Minerales en Ambientes Volcánicos, Instituto Geológico Minero y Metalúrgico (INGEMMET), Resúmenes, 130 p.
- Moscoso, R., Cuitiño, L., Maksaev, V., y Koeppen, R., 1992, El Complejo Cerros Bravos: marco volcanológico para la alteración y Mineralización en la Franja de Maricunga, Copiapó, Chile, en Seminario Taller Procesos Formadores de Depósitos Epitermales de Metales Preciosos, R. Moscoso ed.: Santiago, Servicio Nacional de Geología y Minería, Resúmenes Expandidos, p. 53-63.
- Mpodozis, C., Nasi, C., Moscoso, R., Cornejo, P., Maksaev, V. y Parada, M.A., 1985, El cinturón magmático del Paleozoico superior-Triásico de la Cordillera Frontal Chilena entre los 28°-31°S: estratigrafía ígnea y marco tectónico: Santiago, Universidad de Chile, Departamento de Geología, Comunicaciones, N° 35, p. 161-165.
- Mpodozis, C., y Cornejo, P., 1988, Hoja Pisco Elqui, Región de Coquimbo: Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, N° 68, 164 p.
- Muñoz B., J., 1984, Geología de la Hoja Salar de Maricunga (1:100.000): informe de avance de la Hoja El Salvador (1:250.000), Región de Atacama, Chile: Servicio Nacional de Geología y Minería, Inédito, 65 p.
- Musaka, S.B., 1986, Common Pb isotopic compositions of the Lima, Arequipa and Toquepala segments in the Coastal batholith, Peru: Implications for magmagenesis: *Geochemica et Cosmochimica Acta*, v. 50, p. 771-782.
- Musaka, S.B., Vidal C., C.E., y Injorque-Espinoza, J., 1990, Pb isotope bearing on the metallogenesis of sulfide ore deposits in central and southern Perú: *Economic Geology*, v. 85 p. 1438-146.
- Nasi, C., Mpodozis, C., Cornejo, P., Moscoso, R., y Maksaev, V., 1985, El Batolito Elqui-Limarí (Paleozoico superior-Triásico): características petrográficas, geoquímicas y significado tectónico: *Revista Geológica de Chile*, N° 25-26, p. 77-111.
- Nasi, C., Moscoso, R., y Maksaev, V., 1990, Hoja Guanta, regiones de Atacama y Coquimbo: Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, N° 67, 140 p.
- Oviedo, L., Fuster, N., Tschischow, N., Ribba, L., Zuccone, A., Grez, E., y Aguilar, A., 1991, General geology of La Coipa precious metal deposit, Atacama, Chile: *Economic Geology*, v. 86, p. 1287-1300.
- Puig, A., 1988, Geologic and metallogenic significance of the isotopic composition of



- lead in galenas of the Chilean Andes: *Economic Geology*, v. 83, p. 843-858.
- Puig, A., Díaz, S., y Cuitiño, L., 1988, Sistemas hidrotermales asociados a calderas en el arco volcánico paleógeno de la región de Antofagasta, Chile: distritos El Guanaco, Cachinal de la Sierra, y El Soldado: *Revista Geológica de Chile*, v.15 (1), p. 57-81.
- Rivera C., S., 1988, Exploración del depósito de plata-oro "La Coipa" Región de Atacama: Santiago, Congreso Geológico Chileno N° 5, Actas, v. 1, p. B135-B149.
- Ruiz, C., Corvalán, J., Klohn, C., Klohn, E., y Levi, B., 1965, Geología y Yacimientos Metalíferos: Instituto de Investigaciones Geológicas, 305 p.
- Seegerstrom, K., 1968, Geología de las Hojas Copiapó y Ojos del Salado, Provincia de Atacama: Instituto de Investigaciones Geológicas, Bol. N° 24, 58 p.
- Sillitoe, R.H., 1991, Gold metallogeny of Chile-an Introduction: *Economic Geology*, v. 86, p. 1187-1205.
- Sillitoe, R.H., McKee, E.H., y Vila, T., 1991, Reconnaissance K-Ar geochronology of Maricunga gold-silver belt, northern Chile: *Economic Geology*, v. 86, p. 1261-1270.
- Sillitoe, R.H., Mortimer, C., y Clark, D., 1968, A chronology of landform evolution and supergene mineral alteration, southern Atacama Desert, Chile: *Institution of Mining and Metallurgy, Transactions, Section B*, p. 166-169.
- Stacey, J.S., y Kramers, J.D., 1975, Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 26, p. 207-221.
- Stacey, J. S., Sherril, N. D., Dalrymple, G. B. y Lanphere, M. A. 1981, A five-collector system for the simultaneous measurement of argon isotopic ratios in a static mass-spectrometer: *International Journal of Mass spectrometry and Ion Physics*, V. 39, p. 167-180.
- Steiger, R.H., y Jager, E., 1977, Subcommission on geochronology-convention on the use of decay constants in geo-and cosmochronology: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 36, p. 359-362.
- Tilton, G.R., Pollack, R.J., Clark, A.H., y Robertson, R.C.R., 1981, Isotopic compositions of Pb in Central Andean ore deposits: *Geological Society of America Memoir* 154, p. 791-816.
- Tosdal, R., 1992, Strike-slip tectonic, magmatism, and ore deposit, in *Seminario Taller Procesos Formadores de Depósitos Epitermales de Metales Preciosos*, R. Moscoso ed.: Santiago, Servicio Nacional de Geología y Minería, Resúmenes Expandidos, p. 19-21.
- Tosdal, R.M. and others, 1992, Lead isotopic compositions as tracers in ore deposits of Perú, Bolivia and Chile, in *Seminario Taller Procesos Formadores de Depósitos Epitermales de Metales Preciosos*, R. Moscoso, ed: Servicio Nacional de Geología y Minería, Resúmenes Expandidos, p. 29-36.
- Vila, T., 1991, Epithermal silver-gold mineralization at the Esperanza area, Maricunga Belt, high Andes of northern Chile: *Revista Geológica de Chile*, v. 18 (1), p. 37-54.
- Vila, T., y Sillitoe, R., 1991, Gold-rich porphyry systems in the Maricunga Belt, northern Chile: *Economic Geology*, v. 86, p. 1238-1260.
- Vila, T., Sillitoe, R.H., Betzhold, J., y Viteri, E., 1991, The porphyry gold deposit at Marte, northern Chile: *Economic Geology*, v. 86, p.1187-1205.
- Williams, W.C., y Bouse-Schaeneman, R.M., 1992, Crustal lead signatures from Paleocene rocks in northern Chile (abs.): *Geological Society of America, Abstracts with Programs*, v. 24, p. A298-A299.
- Wooden, J.L., Czamanke, G.K., Bouse, R.M., Likbachev, A.P., Kunilov, V.E., y Lyul'kp, V., 1992, Pb isotope data indicate a complex, mantle origin for the Noril'sk-Talnakh ores, Siberia: *Economic Geology*, v. 87, p. 1153-1165.

- Worner, G., Moorbath, S., y Harmon, R.S., 1991, Along-strike geochemical variations in the Andean Central Volcanic Zone (CVZ) of N Chile (17-22°S) (abs.): EOS, Transactions of the American Geophysical Union, v. 72, No. 44, p. 520.
- Zamora, R. y Vila, T., 1991, El Triásico del área de Esperanza, alta cordillera de la Región de Atacama, Norte de Chile: Viña del Mar, Congreso Geológico Chileno N° 6, Actas, v. 1, p. 806-810.
- Zartman, R.E. y Doe, B.R., 1981, Plumbotectonics-The model: Tectonophysics, v.75, p.135-162.
- Zentilli, M., 1974, Geological evolution and metallogenic relationships in the Andes of northern Chile between 26° and 29° South: Kingston, Ontario, Canada, Queen's University, Unpublished Ph.D. Thesis, 446 p.
- Zentilli, M., 1975, Zonación regional y evolución metalogénica de los Andes entre las latitudes 26° y 29° Sur: Buenos Aires, Argentina, Congreso Iberoamericano de Geología Económica, Actas, v. 5, p. 531-544.
- Zentilli, M., Doe, B.R., Hedge, C.E., Alvarez, O., Tidy, E. y Daroca, J.A., 1988, Isótopos de plomo en yacimientos de tipo pórfido cuprífero comparados con otros depósitos metalíferos en los Andes del norte de Chile y Argentina: Santiago, Congreso Geológico Chileno N° 5, Actas. v. 1, p. 332-370.